ЛИТОЛОГИЯ
В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

LITHOLOGY
IN INVESTIGATIONS OF GEOLOGICAL INSTITUTE OF THE USSR ACADEMY OF SCIENCES

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1980

ЛИТОЛОГИЯ
В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980

ՀՀ ԳԱԱ ԱՐՄ.ՍՍՀ

УДК 551.35:550.4:553.2

Изложены результаты исследований Геологического института АН СССР по разработке главнейших проблем литологии и геохимии осадочных отложений за 50 лет, а также перспективы их развития на ближайшее будущее. Среди этих проблем — изучение вулканизма и осадкообразования, формирования генетических типов отложений, познание вещественного петрографического состава и генезиса органического вещества, минералогия и осадочный процесс (геоминералогия), геохимия осадочных отложений и некоторые типы осадочных полезных ископаемых.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
В. Г. Гербова, В. А. Крашенинников, П. П. Тимофеев

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР
П. П. Тимофеев

The book presents the results of studies carried out by the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences dealing with the most important problems of lithology and sedimentary geochemistry for the last 50 years and the prospects of their development for the nearest future. These problems are: study of geological sedimentary formations, coal-bearing ones including; genetic types of continental deposits; volcanism and sedimentary process; sedimentary geochemistry; sedimentary metamorphic formations; the main types of sedimentary ore formation.

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
V. G. Gerbova, V. A. Krasheninnikov, P. P. Timofeev

Responsible editor

corresponding member of the USSR Academy of Sciences
P. P. Timofeev

Л $\frac{20801-388}{055(02)-80}$ 230—80, кн. 2. 1904040000.

© Издательство «Наука», 1980 г

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник статей, предлагаемый вниманию читателя, посвящен развитию литологии и геохимии осадочных пород в Геологическом институте АН СССР — ведущем геологическом научно-исследовательском учреждении страны. Он посвящен 50-летию института, которое отмечается в марте 1980 г. Со времени организации (март 1930 г.) в институте широкое развитие получило изучение осадочных пород. Трудами академика А. Д. Архангельского, члена-корреспондента АН СССР Л. В. Пустовалова и академика Н. М. Страхова фактически были заложены основы современной литологии. Исследования с самого начала были направлены на разработку теоретических проблем и учения об осадочных полезных ископаемых.

В результате многолетних исследований современного осадкообразования в Черном, Каспийском, Охотском, Японском, Аральском морях, во многих озерах и на отдельных участках Мирового океана, выполненных в тесной связи с изучением истории геологического развития водосборов, были установлены основные закономерности эпиконтинентальной седиментации.

Были выделены и изучены типы современного осадконакопления — аридный, гумидный, ледовый и интразональный вулканогенно-осадочный. В каждом из них рассмотрены механизм мобилизации исходного вещества и специфические условия его миграции в речной системе, показана роль морфометрии конечных водоемов стока, гидродинамики и биоса в формировании вещественного состава и важнейших закономерностей распределения осадков.

Сравнение современных осадков морей и океанов с их древними гомологами, а также исследование вертикальных изменений осадков в современных водоемах позволило открыть и описать важнейшие законы диагенеза. Оказалось, что стадия диагенеза играет огромную роль в образовании разнообразных аутигенных минералов, таких, как сидерит, анкерит, родохрозит, олигонит, доломит, алабандин, вивианит, глауконит, лептохлориты, цеолиты, отчасти глинистые минералы (монтмориллонит, некоторые гидрослюды); в эту стадию формируются подавляющая масса конкреций и весьма значительная часть различных осадочных руд.

Важное значение в познании многих сторон осадконакопления и породообразования сыграли работы по изучению угольных бассейнов и месторождений страны. Литологами института под руководством и при непосредственном участии члена-корреспондента АН СССР Ю. А. Жемчужникова были заложены основы фациально-циклического анализа угленосных отложений, что послужило толчком к постановке в институте исследований, базирующихся на широкой генетической основе. Это направление в дальнейшем получило развитие в работах члена-корреспондента АН СССР П. П. Тимофеева и его сотрудников, в результате чего был разработан комплексный метод литолого-фациального анализа и сформированы основы формационного анализа угленосных отложений. В последующем эти методы нашли широкое применение для изучения всего комплекса осадочных образований.

Углубленное изучение угольных, железорудных, бокситоносных, карбонатных, марганцеворудных, соленосных отложений, так же как и других рудных скоплений в осадочных толщах, выполненное с помощью литолого-фациального и палеогеографического анализа, позволило разработать учение о породах-индикаторах климата и перейти, таким образом, к анализу распределения типов седименто- и литогенеза в прошлом. Картирование распределения пород-индикаторов в различные эпохи фанерозоя дало возможность реконструировать климатические обстановки прошлого, оценить относительное развитие разных типов седименто- и литогенеза на площади континентального блока. В конечном счете, проследив таким образом историю осадочного и вулканогенно-осадочного процесса во времени, удалось создать фактически обоснованную картину эволюции седименто- и литогенеза в постальгонской истории Земли.

Само собой разумеется, что литолого-фациальное и палеогеографическое изучение рудных осадочных образований, а также стоящие перед нашей страной задачи расширения минерально-сырьевой базы способствовали разработке представлений о генезисе осадочных руд. В результате была создана и обоснована теория гумидного рудообразования, существенно облегчившая поиски россыпей, бокситов, железо-марганцевых руд и многих других полезных ископаемых.

Больших успехов литологи института добились в решении проблемы вулканогенно-осадочного процесса; были изучены геосинклинальные терригенно-пирокластические формации, а также полезные ископаемые, связанные с явлениями вулканизма.

При описании палеозойских отложений Русской платформы, а также мощных разрезов мезозойских и палеозойских пород Верхоянской геосинклинали и Вилюйской впадины было установлено, что прошедшие стадию диагенеза осадочные породы продолжают существенно из-

меняться при последующем захоронении и погружении в область высоких температур и давлений. Обнаруженная эпигенетическая зональность осадочных пород довольно четко фиксировалась минералами-индикаторами. Детальное исследование вторичных преобразований минералов осадочных пород путем применения специального анализа позволило разработать представление о фациях эпигенеза, обосновать огромную роль вторичных процессов в жизни осадочных образований и тем самым открыть для литологов принципиально новую область фазовых превращений на больших глубинах.

В результате усиленного интереса к вещественному составу осадочных пород и руд, а также роста технической культуры исследования осуществляется прогрессирующая «химизация» литологии, которая в 50—60-х годах постепенно переходит на молекулярный и атомный уровни познания. Это приводит к открытию ряда закономерностей, позволяющих говорить о рождении новой науки — геохимии осадочных пород. Основу этой науки, созданной в Геологическом институте, составляют положения о преимущественной механической форме миграции химических элементов в реках; о различии в поведении кларковых и рудных скоплений химических элементов на фациальном профиле; о зависимости типов распределения химических элементов в конечном водоеме сноса от климатических условий на водосборах; о том, что осадочный процесс представляет собой не совокупность простых химических реакций, а результат сложного физико-химического воздействия водосборов и конечных водоемов стока.

Важное значение имеет также то обстоятельство, что осадочное породообразование представляет собой не одноактный, а многостадийный процесс; это положение существенно осложняет непосредственную интерпретацию геохимических данных, полученных при исследовании древних осадочных толщ.

Научно-техническая революция 70-х годов поставила перед науками геологического цикла ряд новых задач и прежде всего позволила рассматривать нашу планету в целом как единый механизм, составными частями которого являются континенты, моря и океаны, геоструктуры первого порядка, различные климатические зоны и вулканические пояса. Такой новый глобальный подход к геологическим явлениям заставил сосредоточить усилия сектора литологии на изучении осадков и пород как континентальных, так и океанических блоков земной коры.

В работах академика Н. М. Страхова, посвященных геохимии современного океанского осадконакопления, была обоснована новая гидродинамическая концепция осадкообразования в океанах. В соответствии с ней главными процессами, управляющими поведением химических элементов в океанах, являются «механическое» фракционирование

и разнос взвешенного материала течениями. Деятельность последних обусловливает также распределение на дне биогенных компонентов: $C_{орг}$, SiO_2, $CaCO_3$ и др.

За последние 10—15 лет все большее значение в исследованиях литологического сектора получило генетическое направление, развиваемое членом-корреспондентом АН СССР П. П. Тимофеевым и ставящее своей целью комплексное детальное литолого-фациальное и минералого-геохимическое исследование всей толщи древних осадочных отложений для разработки глобальной корреляции геологических процессов системы океан — континент.

Детальные литолого-фациальные исследования меловых отложений Атлантического океана позволили установить, что состав глинистого, вулканогенного и органического вещества так называемых черных сланцев однозначно свидетельствует о более мелководных условиях их накопления, чем это принято считать; было показано, что эти отложения можно рассматривать как потенциально нефтематеринские.

В пределах осадочной оболочки континентов и океанов устанавливаются и изучаются литологические, генетические типы и фации осадков, на основе распределения которых во времени и пространстве реконструируются ландшафтные зоны областей осадконакопления, выделяется специфика истории развития формаций в различных тектонических структурах земной коры и дна океанов.

Изложенные в данном сборнике некоторые результаты исследований литологов, минералогов и геохимиков являются частью тех работ, которые проводятся Геологическим институтом АН СССР. Весь комплекс исследований сектора литологии и геохимии направлен на разработку глобальной модели процессов седименто- и литогенеза.

Свое 50-летие литологи и геохимики Геологического института АН СССР встретят большими творческими успехами. Редколлегия книги надеется, что статьи, помещенные в сборнике, дают достаточно полное представление об истории развития в институте ряда разделов науки об осадочных породах и рудах и о состоянии наиболее важных теоретических проблем в этой области.

Редколлегия

И. В. Хворова

ВУЛКАНИЗМ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Проблема влияния вулканической деятельности на осадкообразование, как самостоятельное направление исследований в теоретической литологии, стала разрабатываться в Геологическом институте АН СССР со второй половины 50-х годов. Однако истоки этого направления находятся в более ранних работах, связанных главным образом с изучением происхождения и закономерностей размещения некоторых полезных ископаемых. Именно здесь была установлена большая роль вулканических веществ в образовании таких руд, как железные и марганцевые. Еще в 1937 г., рассматривая происхождение некоторых железо-марганцевых рудных месторождений Центрального Казахстана, Н. С. Штрейс [1938] показал, что они являются осадочными (а не метасоматическими, как считали), и высказал предположение о поступлении рудных веществ не с суши, а в составе подводных гидротерм, связанных с эффузивным вулканизмом. Он постулировал также гидротермальный вынос кремнезема и алюминия. Более обстоятельно значение магматогенного источника для образования геосинклинальных бокситов было рассмотрено А. В. Пейве [1947]. Предположение об эндогенной природе рудных веществ основывалось главным образом на пространственной и временной связи рудообразования и вулканизма. Большое значение в утверждении идеи о роли эндогенных веществ в формировании железных и марганцевых руд сыграла монография Н. М. Страхова «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли» [1947]. Им был выделен особый, аклиматический, эффузивно-осадочный тип железных и марганцевых руд, характерный для геосинклиналей. Рудообразование он связывал с подводной вулканической деятельностью, точнее с поступлением в зону седиментации обогащенных железом поствулканических растворов. Главными факторами накопления руд, по Н. М. Страхову, были состав магмы и тектоника (преобладание растяжения и обилие в связи с этим разрывных нарушений). Следует обратить внимание на то, что существенное значение при установлении вулканогенно-осадочной природы руд сыграл сравнительный анализ их состава и условий образования с обычными «собственно осадочными аналогами». Этот метод и далее широко использовался литологами.

Представление о роли подводного вулканизма в формировании геосинклинальных марганцевых руд получило дальнейшее развитие в работах Н. П. Хераскова [1951] и Н. С. Шатского [1954]. Н. П. Херасков, детально изучивший восточнобашкирские марганцевые месторождения, развитые среди кремнистых пород, сопряженных с вулканитами, пришел к выводу, что большинство из них имеет осадочное происхождение, но источник металлов здесь вулканогенный (фумаролы).

Кроме обычных аргументов в пользу вулканогенно-осадочного генезиса (связь с вулканитами, отсутствие привноса с суши), он обращал внимание на развитие марганцевой минерализации непосредственно в магматических породах той же провинции, а также на заметные концентрации металла в пегматитах и скарнах.

Н. С. Шатский [1954] рассмотрел распределение марганцевых руд в вулканогенно-осадочных формациях. Им установлена теснейшая связь оруденения с кремнистыми породами и показано, что они приурочены к двум группам, различающимся и тектоническим положением, и составом вулканитов (эвгеосинклинальная с основными породами — спилитами и внутригеосинклинальная — консолидированных массивов — с кислыми и средними вулканитами). Основываясь главным образом на парагенезе руд, кремнистых пород и вулканитов, Н. С. Шатский относил не только накопления железа и марганца к «эксгаляционно-осадочным» образованиям, но и кремнезем считал продуктом «подводно-фумарольной» деятельности. Кроме кремнистых накоплений, так или иначе связанных с эрупциями магматического расплава, Н. С. Шатский, вслед за Н. А. Штрейсом, обращал внимание на возможность существования «фумарольных источников», удаленных от вулканических центров и связанных с тектоническими разломами.

Таким образом, в 40—50-х годах в ГИН АН СССР при решении различных геологических проблем был поставлен вопрос о значении эндогенных веществ в формировании осадочных, в первую очередь рудных накоплений. То что эта идея была высказана такими авторитетными учеными, как Н. М. Страхов и Н. С. Шатский, сделало ее очень популярной, особенно среди геологов, работавших в складчатых геосинклинальных областях с широким развитием вулканических образований.

Закономерное сонахождение определенных осадочных и вулканических пород заслуживает самого пристального внимания и изучения, но само по себе оно еще не решает проблемы влияния вулканизма на седиментацию. Для решения такой проблемы в генетическом плане необходимы разнообразные литологические исследования.

С самого начала планомерной разработки проблемы выкристаллизовались два направления работ, хотя и связанных, но обладающих определенной спецификой.

Во-первых, это изучение процессов мобилизации вулканических веществ и их седиментации (теория вулканогенно-осадочного процесса). Крупными сводками в этом направлении были монографии Н. М. Страхова [1960, 1963] и Г. С. Дзоценидзе [1965, 1969]. В них рассмотрен не только рудогенез, но и вулканогенно-осадочный процесс в целом. При этом использовалась большая вулканологическая информация о типах извержений и их продуктах, но особенно о поствулканических газогидротермальных поступлениях и их геохимии. Вся эта информация основана на изучении современных и молодых вулканов, преимущественно наземных. О подводном вулканическом выносе было известно меньше, и многое основывалось на допущениях и экстраполяции данных по наземному вулканизму. Тем более ценным является полученный фактический материал (Зеленов, 1965, 1972; Бутузова, 1969; и др.). Изучение океанов постепенно заполняет пробел наших знаний в этом отношении.

Во-вторых, это детальное изучение вулканогенно-осадочных формаций: вещественного состава слагающих последние осадочных и вулканических пород, их взаимоотношений и фациально-палеогеографических условий образования. Первостепенное значение приобретают выяснение происхождения породообразующих веществ (петрофонда) и, в частности, определение вулканогенной составляющей. Так как изучение современного подводного вулканического выноса и его реализации в осадках связано с большими трудностями, вероятно, древние «вулканические бассейны» пока в этом отношении остаются информативнее. Поэтому в Геологическом институте работы сосредоточены на изучении морских геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций. Были выбраны объекты различного положения на континенте (внутриконтинентальные и зоны перехода к океану) и разного геологического возраста (палеозой, мезозой, кайнозой). Это в дальнейшем даст материал для познания эволюции осадкообразования в истории Земли.

В связи с идеей об океанической природе геосинклиналей на ранней стадии их развития [Пейве, 1969] эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные формации привлекли к себе особое внимание, при этом возникли новые задачи. Первостепенное значение приобрели петрохимические исследования геосинклинальных магматических пород и сравнение их с океанскими, а также восстановление морфометрии геосинклинальных бассейнов и сопоставление их осадков с таковыми разных зон современных океанов. В связи с этим литологи Геологического института принимали участие в океанологических исследованиях для сбора сравнительного материала и широко использовали в этом плане данные глубоководного бурения в океанах.

Влияние вулканизма на седиментацию нельзя ограничить только ролью вулканических веществ в седиментационном процессе, хотя это самый важный и трудный вопрос. Вулканизм часто определяет морфологию бассейнов, самым существенным образом сказываясь на гидродинамике и, следовательно, на характере осадков. В связи с этим литологи, изучающие вулканогенно-осадочные формации, все больше внимания уделяют генетическим типам вулканогенно-осадочных отложений. Впервые сводная работа, им посвященная, была выполнена в Геологическом институте Л. Н. Ботвинкиной [1974].

В работе рассматривается роль вулканизма в образовании обломочных пород, а также влияние его на гидрогенную седиментацию. В основу положены результаты исследований, проводимых в институте, главным образом в лаборатории литологии вулканогенно-осадочных формаций. Кроме этого, широко используются литературные данные, что позволяет глубже и всесторонне осветить состояние проблемы. Вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза здесь не разбираются, так как они освещены в другом разделе книги.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ОБРАЗОВАНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ОСАДКОВ

Целеустремленное изучение литологами вулканогенных обломочных отложений началось позже, чем вулканогенных рудных образований. Оно стимулировалось теоретическими обобщениями Н. М. Страхова [1960, 1963], впервые выделившего особый — вулканогенно-осадочный **тип литогенеза, а** также развитием идей о геологических формациях.

При характеристике вулканогенно-осадочного процесса и его продуктов Н. М. Страхов рассмотрел и формирование вулканогенных обломочных осадков как часть такого процесса, правда, очень кратко, потому что фактического материала было тогда недостаточно, а также потому, что его как геохимика больше интересовал аутигенный седименто- и рудогенез. Тем не менее Н. М. Страховым намечена определенная линия исследования вулканогенно-обломочного осадкообразования. Это, во-первых, изучение процессов от «истоков», начиная от самого вулканического явления; во-вторых, использование данных о современных осадках; в-третьих, учет палеогеографических условий седиментации.

При изучении формаций определенного типа, прежде всего геосинклинальных, литологи встречались с большим количеством разнообразных вулканогенных обломочных пород, нередко являющихся главным формациеобразующим компонентом. Чтобы понять условия образования таких формаций, необходимо было детально изучить слагающие их породы. Это привело к накоплению большого нового фактического материала.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

Материал, слагающий вулканогенные обломочные осадки, представлен тремя главными категориями: продуктами эрозии и абразии вулканических построек (вулканотерригенный или вулканомиктовый материал), тефрой — продуктами эксплозий и гиалокластикой, образующейся в результате взаимодействия магматического расплава с поверхностными водами.

Тефра и гиалокластика не только захороняются в «первозданном виде», образуя агломераты, туфы и гиалокластиты, но и рассеиваются, смешиваясь с обычными осадками, а также перерабатываются в поверхностных условиях, слагая отложения, получившие название тефрогенных (тефроидных) и гиалокластогенных. Вулканотерригенные, тефрогенные и гиалокластогенные породы образуют группу вулканогенно-осадочных обломочных или вулканогенных обломочных пород. Состав их определяется прежде всего исходным вулканическим материалом, зависящим от состава расплава и типа извержения.

Типы извержений и их продукты. Они подробно изучены вулканологами [Лучицкий, 1971; Макдональд, 1975]. Мы здесь кратко остановимся лишь на тех извержениях, продукты которых имеют важное значение для формирования осадочных пород.

Одни эрупции (стромболианский тип) отличаются выбросами почти исключительно андезитового и базальтового ювенильного материала:

шлака, бомб, лапиллей, «лавовых обрывков»; количество пепла небольшое и он преимущественно витрический. Продукты выбросов концентрируются вблизи вулканов.

Другие извержения (вулканский тип) отличаются более вязким расплавом (обычно андезитовым, дацитовым, трахитовым) и проявлением сильных пароксизмов, чередующихся с периодами средней активности и периодами покоя. Эксплозивный материал очень разнообразен: это как ювенильная кластика — пепел, лапилли, бомбы, пемза, глыбы свежей, но уже застывшей лавы, так и резургентная — фрагменты пород предыдущих извержений разной величины; во время пароксизмов происходит массовый выброс грубейшего материала, создающего на склонах и у подножий вулканов «каменный хаос». Пеплопады сильных эксплозий охватывают площади в тысячи квадратных километров, а крупные глыбы иногда отлетают на несколько километров и даже на десятки километров. Характерны грязевые потоки. Эрупции сопровождаются землетрясениями.

Извержения типа направленного взрыва (пелейский, катмайско-безымянский) связаны с еще более вязким расплавом, в большинстве случаев андезитовым, дацитовым, липаритовым. Начало активности знаменуется землетрясениями, затем следуют пепловые извержения разной интенсивности и, наконец, грандиозный направленный взрыв, разрушающий часть вулканической постройки. Отложения направленного взрыва — это хаотическая смесь материала от тонкого пепла до крупных глыб. Характерны также лахары и горячие пирокластические потоки, в том числе пемзовые. Пеплопады распространяются на большие расстояния, иногда на сотни километров. Заключительная стадия характеризуется ростом куполов. Как показал пример вулканов Аляски, иногда происходит одновременное извержение андезитового и липаритового расплавов из близко расположенных центров. Следовательно, можно встретить слои из смешанной тефры и особенно продуктов ее переотложения.

Наконец, плинианский тип — связан с более глубоким расположением очага и высоким давлением газа. Извержения характеризуются сильнейшими эксплозиями и поступлением огромных масс пепла, пемзы, шлака и резургентной вулканокластики. Пепло- и пемзопады формируют стратифицированные накопления на обширных площадях. Изучение их в Помпее позволило восстановить некоторые особенности вулканического процесса [Ритман, 1964]. Продукты первых взрывов были более кислыми (фонолиты), но по мере того, как источником материала становился все более глубокий расплав, основность их возрастала. С плинианским типом эрупций связаны грандиозные грязевые потоки. Извержения иногда сопровождались серией цунами, а в некоторых случаях (при извержении Кракатау) в прилегающем бассейне поверхность моря покрывалась слоем пемзы.

Таким образом, различные типы наземных эрупций поставляют разное количество разнообразного обломочного материала, как свежего, ювенильного, так и резургентного. Первый представлен шлаком, пемзой, разнообразными по форме бомбами, лапиллями и пеплом, как витрическим (рогульчатые, оскольчатые, каплевидные частицы), так и кристалловым (идиоморфные или оплавленные кристаллы и их осколки); весь этот материал соответствует определенному расплаву. Резур-

гентная кластика гранулометрически очень разнообразна: от мельчайших частиц до крупных глыб; в ней много литических фрагментов, различных по структуре, среди которых встречаются субвулканические и гидротермально-измененные породы, а иногда и осадочные (из основания вулкана); присутствуют стекла разной основности и кристаллокластика. В целом резургентная тефра богаче литическим компонентом, чем ювенильная, причем его много не только в крупной, но и в мелкой фракции.

С удалением от вулканов на состав пеплов оказывает влияние эоловая дифференциация. Количество темноцветных и рудных минералов, а также литокластов уменьшается, и главными компонентами становятся стекло и плагиоклазы, относительное содержание которых варьирует в широких пределах [Гущенко, 1965].

Особым типом извержений являются гидромагматические эксплозии, происходящие в море или на небольших островах, где вода проникает в кратер или где горячий лавовый поток втекает в море или озеро. Такие эрупции, обычно связанные с базальтовым расплавом, дают массу сильнопористых стекловатых обломков.

Основные группы осадков, возникших из вулканогенной кластики, следующие.

Тефрогенные осадки (тефроиды). Эти осадки формируются в наземных и морских условиях. Их образование можно наблюдать в современных вулканических областях. Берега р. Камчатки, например, местами покрыты идеально окатанной пемзовой галькой, возникшей из продуктов извержения вулкана Шевелуч в 1964 г. Морские тефрогенные осадки лучше известны из ископаемых отложений. Тефрогенный материал может попасть в море как в «готовом виде» с суши, но в этом случае он обычно смешан с другим, так и возникнуть на месте из вулканокластики, попавшей в море при наземных и подводных эрупциях.

Тефроиды представлены всеми гранулометрическими классами, но грубые разности имеют неширокое распространение в отличие от песчаных и алевритовых. По структурно-текстурным признакам тефрогенные песчаники и алевролиты сходны с терригенными аналогами, но обладают специфическим составом, и все их компоненты соответствуют определенной тефре; исключение составляет изначально смешанная тефра — случай довольно редкий. В этом отношении тефроиды близки к туфам, хотя гидродинамическая дифференциация накладывает отпечаток на минералогию (рис. 1, *а, б*), в частности происходит разделение кристалло- и витрокластики: первая обогащает песчаную, а вторая алевритовую фракцию.

Липаритовые и дацитовые разности песчаников нередко почти целиком состоят из кварца и плагиоклазов, причем последние в каждом слое удивительно однообразны по облику, составу и изменчивости.

Реже встречаются песчаники, образованные в основном зернами ортоклаза, являющиеся продуктом переработки ортофировой тефры. Андезитовые и базальтовые тефроиды более разнообразны: в одних преобладают плагиоклазы (чаще андезин, лабрадор), в других — литические фрагменты, в третьих — витрические. В разных количествах присутствуют темноцветные минералы, большей частью пироксены, иногда являющиеся основным компонентом песчаных слоев.

Рис. 1
Обломочные породы кремнекислого состава
а — липаритовый туф;
б — тефрогенный кварц-плагиоклазовый песчаник;
в — вулканотерригенный песчаник. Южный Урал, палеозой. Шлифы. Увел. 20, николь 1

Окатанность материала варьирует в больших пределах; лучше всего ее оценивать по форме зерн плагиоклаза, так как кварц часто сохраняет оплавленный интрателлурический облик.

Вулканотерригенные осадки. Начинают формироваться вблизи вулканов в результате эрозии и абразии. Затем материал может переноситься на большие расстояния и испытывать неоднократные перемыв и переотложение, прежде чем окончательно захоронится. Вулканические постройки, как известно, различны по величине, форме и строению. Одни из них представляют собой довольно простые экструзивные купола (чаще липаритовые и дацитовые), другие состоят в основном из нагромождения лавовых потоков (например, щитовые базальтовые вулканы), третьи имеют сложное строение и образованы как лавой, так и тефрой, причем в них может присутствовать материал разной основности. Строение крупных вулканов усложняется побочными шлаковыми конусами, пемзовыми потоками, полями гидротермально-измененных пород и дайками. Исходный обломочный материал, таким образом, бывает как относительно простым, так и «сложным».

По внешнему виду, гранулометрии и текстурам вулканотерригенные породы сходны с терригенными, к которым, по существу, и относятся, но занимают среди них особое положение и по составу иногда ближе к тефроидам и некоторым разностям туфов, отличаясь, однако, лучшей окатанностью материала и, главное, большей его разнородностью. В целом вулканотерригенные породы богаче литокластикой (см. рис. 1, *в*), хотя в результате дифференциации материала могут возникнуть осадки, главной составляющей которых являются кристаллы. Детальное изучение процессов формирования песков в прибрежной зоне Курильских островов [Павлидис, 1968] показало, что здесь местами происходит не только отделение минеральной составляющей, но и заметная дифференциация ее на тяжелую и легкую фракции; в результате, ближе к источнику материала образуются существенно пироксеновые пески и пляжевые титаномагнетитовые россыпи.

В целом от собственно терригенных пород тефрогенные и вулканотерригенные заметно отличаются составом. Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие (или лишь незначительная примесь) продуктов размыва гранито-метаморфического комплекса, которые присутствуют даже в граувакках, наиболее богатых мафическим материалом; не характерны также обломки осадочных пород, кроме эдафогенных (местный материал). В тонкой фракции, как правило, нет слюды. Вместе с тем здесь известны такие специфические породы, как андезитовые, липаритовые или пемзовые конгломераты. Песчаники нередко обогащены шлаковыми и пемзовыми фрагментами, иногда много пироксена, но особенно характерны плагиоклазы, нередко являющиеся основным элементом песчаников и алевролитов (см. рис. 1, *б*).

В зоне седиментации часто происходит смешение тефры (переработанной и непереработанной) с вулканотерригенным и собственно осадочным (обломочным и гидрогенным) материалом. Формируются различные туффиты. Там, где осадочная составляющая образована гидрогенным материалом или минералогически «чуждым» терригенным, отличить ее от вулканогенной просто, но там, где смешиваются тефра, вулканотерригенная и близкая к ней по составу терригенная кластика, различить их нелегко. Некоторые диагностические признаки здесь

установлены [Павлидис, 1968; Бродская и др., 1970; Гептнер, 1972], но они не столь четки, чтобы избежать субъективных оценок. Более того, в ряде случаев, особенно это касается древних измененных отложений, трудно решить: вулканотерригенная ли это порода, тефроид или просто ксенотуф (из резургентной тефры). Поэтому рационально предложение [Фролов, 1970] ввести термин широкого значения — «вулканитовый» — для пород, состоящих из вулканогенного обломочного материала, механизм образования которого установить не удалось.

Гиалокластогенные осадки. Основной расплав (от пикритового до андезито-базальтового) при взаимодействии с водой, как указывалось, продуцирует особый материал, целиком или почти целиком состоящий из стекла (гиалокластика). Породы, им образованные, определяют как гиалокластиты.

Различаются два вида базальтовых стекол: тахилитовые и сидеромелановые, которые нередко встречаются совместно и по химическому составу сходны. Тахилитовое стекло непрозрачное, забитое рудной пылью, а сидеромелановое — прозрачное или полупрозрачное (в шлифах), без рудных выделений или почти без них (бóльшая часть железа в нем находится в легкорастворимой форме). Тахилит относительно устойчив, сидеромелан же быстро гидратируется, переходя в палагонит, а затем в глинистые продукты. Процесс палагонитизации был подробно изучен А. Р. Гептнером [1977]. Хотя оба типа стекол присутствуют совместно, для гиалокластических накоплений сидеромелан более характерен, и поэтому гиалокластиты ранее определялись как «палагонитовые туфы».

3537

Среди гиалокластитов различаются по крайней мере два главных типа.

Первый тип представлен фрагментами плотного стекла (рис. 2). Форма их неправильная и оскольчатая, сходная с таковой искусственно фрагментированного при охлаждении водой силикатного расплава. В стекле нет или почти нет микролитов и фенокристов. Гиалокластика обычно ассоциирует с пиллоу-лавами, образуя среди них пласты, и заполняет пространство между подушками, на поверхности которых иногда сохраняются стекловатые корки закала. Именно эти наблюдения привели к представлению о формировании гиалокластики в результате шелушения корок закала и раскола подушек при быстром охлаждении в водной среде («термический шок»). Так возникшие отложения А. Ритман определил как гиалокластиты, а Д. Карлайл (Carlisle, 1963) — как аквагенные туфы.

Однако стали высказываться сомнения относительно накопления таким образом нередко наблюдаемых больших масс гиалокластитов. Появилось предположение [Гептнер, 1978], что последние могут скорее всего формироваться при подводном (подледном) фонтанировании и пульверизации базальтовой лавы, сходных с наблюдаемыми при некоторых субаэральных эрупциях. Но в отличие от последних лавовые капли и бомбы здесь плотные и покрыты сидеромелановой коркой. Действительно, среди гиалокластических накоплений иногда много стекловатых глобуль (<1,5 мм) и сфероидов (рис. 3) разной величины, с характерной скорлуповатой отдельностью. Иногда хорошо видно, что гиалокластика связана с шелушением и растрескиванием глобуль и сфероидов. Такие гиалокластиты были определены как «сфероидные»

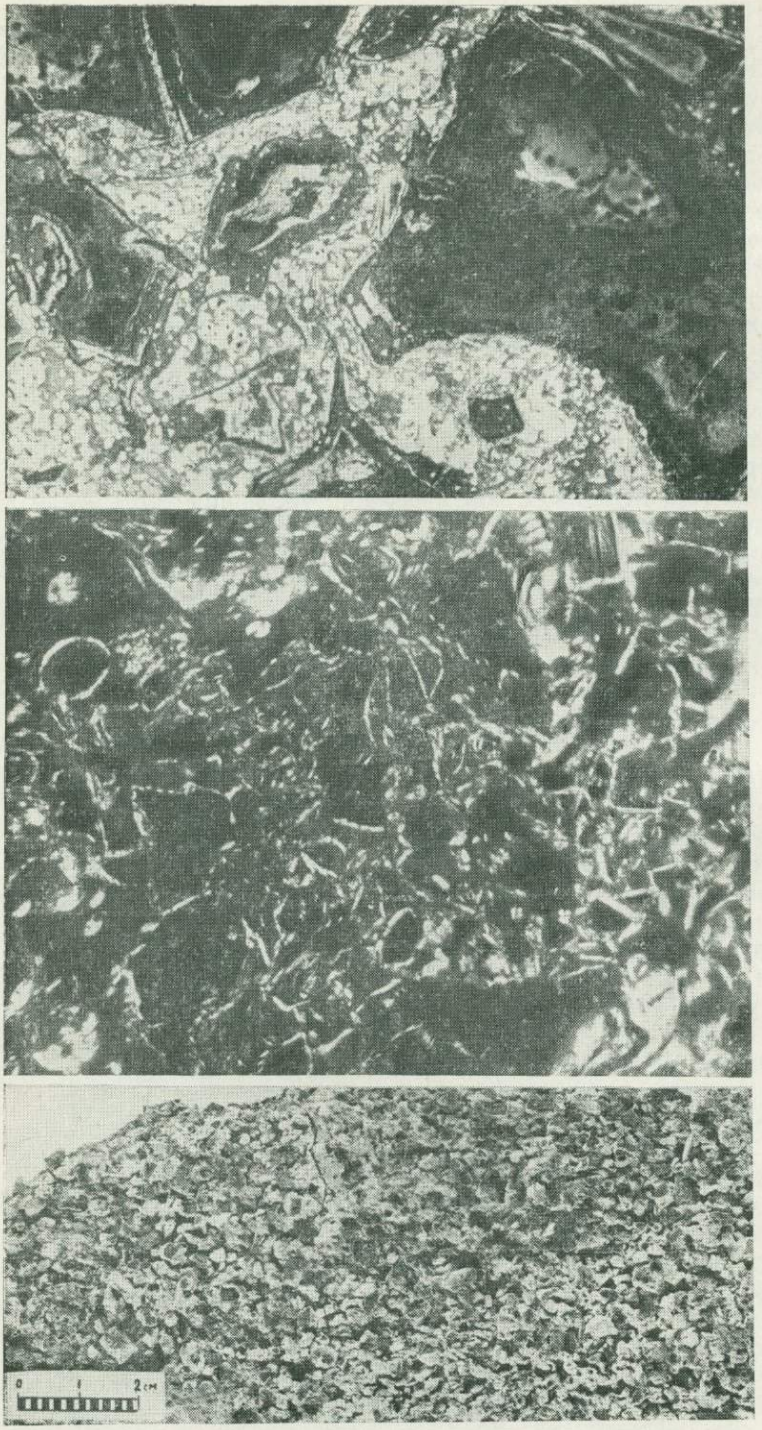


Рис. 2
Гиа локластиты

а — увел. 100, николь 1;
б — увел. 20, николи +;
в — нат. вел. Южная котловина Тихого океана, глубина 3600—3700 м

Рис. 3

Сфероидный гиалокластит с рудной коркой. Южная котловина Тихого океана, глубина около 3000 м. Нат. вел.

[Хворова и др., 1974]. Скорее всего их образование связано с фонтанированием лавы, но при этом обычно происходит и фрагментация в результате быстрого охлаждения. Иначе говоря, это тоже гиалокластиты в понимании А. Ритмана.

Второй тип — везикулярные гиалокластиты — отличается преобладанием пузыристых стекол, вследствие чего поверхность обломков неровная, с вогнутостями и острыми выступами; в стекле встречаются микролиты и мелкие фенокристы. Иногда вместе с обломками стекла присутствует небольшое количество кристаллокластики, а также обломки базальтовых подушек (в тех случаях, когда гиалокластиты ассоциируют с подушечными лавами).

Возникновение пористой гиалокластики особенно характерно для гидромагматических эксплозий. Образованные их продуктами отложения предложено называть гиалотуфами [Honnorez, Kirst, 1976] и выделить из группы гиалокластитов. Вопрос этот спорный и для нас не имеет принципиального значения; следуя за многими вулканологами, мы рассматриваем гиалотуфы как особый тип гиалокластитов, тем более что продукты гидромагматических эксплозий могут подвергаться дополнительной фрагментации при охлаждении и для них характерно сидеромелановое стекло.

В осадочной среде гиалокластика может перерабатываться: окатываться и сортироваться; возникает особый тип гиалокластогенных осадочных пород: гравелитов, песчаников, алевролитов.

СЕДИМЕНТАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Механизм формирования вулканогенно-осадочных обломочных отложений тот же, что и терригенных, но отличия в поступлении материала и специфика вулканических областей оказывают влияние на седиментацию и характер генетических типов отложений. Особенности последних рассмотрены в специальной монографии Л. Н. Ботвинкиной [1974]. В общем можно сказать, что, чем дальше зашел процесс переработки вулканокластики и чем дальше от вулканических центров она отложилась (кроме некоторых осадков пеплопадов), тем больше сходство формируемых ею отложений с обычными терригенными. И если собственно вулканокластика образует целый ряд характерных, неповторимых генетических типов отложений (игнимбриты, лахары, пирокластические потоки и др.), то переработанная тефра обычно дает накопления тех же категорий, что и терригенная кластика.

Пирокластический, тефрогенный и вулканотерригенный материал связан происхождением и часто образует единый комплекс отложений. Гиалокластогенные накопления генетически с ними не связаны, обычно пространственно от них обособлены и ассоциируют с эффузивами. Поэтому удобнее седиментацию обеих групп рассмотреть отдельно.

Тефрогенные и вулканотерригенные отложения

Указанные отложения связаны главным образом с деятельностью вулканов центрального типа, обладающих высокой эксплозивностью, и характерны для окраинно-материковых вулканических поясов и островных дуг. Все это наземные вулканы, хотя продукты их деятельности могут отлагаться и в море. Существует мнение, что в подводных, особенно в глубоководных, условиях большие эксплозии невозможны; такой взгляд разделяется не всеми, и, как увидим, геологический материал показывает, что сильные подводные эксплозии в геосинклинальных областях имели место. Отложение вулканогенного обломочного материала происходит в широком интервале фациальных условий: от наземных до глубоководно-морских.

Наземная обстановка. Процесс формирования отложний изучен в современных вулканических областях, таких, как Камчатка [Мелекесцев и др., 1970]. Здесь наблюдается грандиозное проявление аккумуляционных процессов, определяемых подачей материала (эксплозии) и геоморфологией. Большая высота вулканов обусловливает интенсивную эрозию, усиливающуюся при таянии снегов, в частности во время извержений, способствует размыву вулканических построек и обилию в них рыхлого материала. В результате по периферии вулканов на аккумулятивных равнинах формируется фациально сложный комплекс вулканотерригенных и вулканокластических отложений (вулканогенные молассы), среди которых особенно много связанных с временными потоками. Здесь распространены также аллювиальные (рис. 4), флювиогляциальные, озерные и озерно-болотные (до торфяников) осадки, мо-

Рис. 4

Тефрогенные (пемзовые) пески аллювиального происхождения. Камчатка, плейстоцен [Гептнер, 1972]

рены и почвенно-пирокластические горизонты. На все отложения вулканическая деятельность наложила отпечаток [Гептнер, 1972; Кременецкая, 1972]. Здесь же присутствуют и собственно вулканические образования: отложения направленных взрывов, лахар и др. Характеристика всех этих отложений дана во многих работах.

В районах тектонических опусканий такие отложения сохраняются и имеют огромную мощность. В целом это неравномерно стратифицированные толщи, в которых горизонты неслоистых осадков чередуются с параллельно-, косо-, линзовидно-наслоенными. Характерно обилие грубообломочного, плохо сортированного материала. С удалением от вулканов его количество уменьшается, но на расстоянии первых десятков километров его еще много.

Состав обломочных отложений определяется почти целиком составом вулканических продуктов, при этом в результате эрозии и перемыва происходит смешение кластики разных эрупций и разных вулканов.

На облик отложений накладывает отпечаток и климат. В таких районах, как Камчатка, много флювиогляциальных осадков, присутствуют морены, озерные слои обогащены гумусом. Фациально близкие толщи формировались в некоторых предгорных и межгорных прогибах, расположенных в зонах теплого гумидного климата, где шло накопление угленосных комплексов и куда периодически поступало из соседних или удаленных районов большое количество пепла, преимущественно кристалловитрического и витрического. Примером могут служить мел-палеогеновые толщи района Пенжинской губы [Копорулин, 1975]

или верхнепалеозойские — Кузнецкого и Минусинского угленосных бассейнов [Ван, 1972]. Как и обычно для таких условий, здесь преобладали полимиктовые терригенные осадки пролювиально-аллювиального и озерно-болотного происхождения. Приносившийся пепловый материал частично перерабатывался и смешивался с терригенным, а частично сохранялся в виде самостоятельных слоев преимущественно среди озерно-болотных осадков.

Иной облик имеют вулканогенно-осадочные комплексы, сформировавшиеся в жарком климате (аридном, гумидном) и определяемые обычно как красноцветные вулканогенные молассы. Это мощные (до первых километров) фациально изменчивые накопления пестроцветных обломочных, преимущественно вулканотерригенных осадков, среди которых присутствуют туфы, а местами и лавы. В одних разрезах преобладают конгломераты и песчаники, в других — алевритовые и глинистые осадки, с которыми иногда ассоциируют гипсы, лигниты, бентониты (озерные фации). В целом это тоже озерно-аллювиально-пролювиальный комплекс. Среди озерных отложений привулканической зоны известны эксгаляционные марганцевые руды [Соколова, 1975]. Состав обломочного материала определяется составом вулканитов: в одних случаях он преимущественно андезитовый, с подчиненным количеством базальтовой, трахитовой и липаритовой кластики, в других — преобладает последняя.

Формирование моласс происходило на окаймлявших вулканические горы низменностях, как прибрежно-морских, так и межгорных. Структурное и стратиграфическое положение красноцветных вулканогенных моласс сейчас хорошо изучено [Анатольева, 1978]. Они известны в обрамлении Тихого океана, где особенно хорошо выражены в Андах Южной Америки и широко распространены в прогибах и впадинах, связанных с каледонскими и герцинскими складчатыми поясами (Саяно-Алтайская область, Центральный Казахстан, Южная Джунгария и др.).

Мелководно-морская обстановка. Основные сведения о мелководно-морских вулканогенно-обломочных комплексах получены при изучении складчатых областей на континентах, где эти комплексы распространены широко и представлены разнообразно.

Вырисовываются по крайней мере две группы резко различных обстановок: 1) эпиконтинентальные бассейны и 2) шельфы открытых котловинных морей и океанов.

Первые охватывают водоемы, довольно различные по общему характеру седиментации.

Одни из них представляют собой полуоткрытые или замкнутые моря-заливы и моря-озера, в некоторых случаях опресненные или осолоненные. Они связаны с позднегеосинклинальными и орогенными прогибами и впадинами. Их отложения изучены во многих структурах Алтае-Саянской области [Розанова, 1963; Бровков и др., 1967], в Казахстане [Вопросы геологии..., 1971; Котова, 1972] и других районах.

В зависимости от региональных условий в бассейне доминировала либо терригенная, либо карбонатная седиментация, а иногда существенное значение имела и садка сульфатов. Морские отложения латерально связаны с наземными вулканическими и вулканогенно-осадочными. Вулканотерригенный и тефрогенный материал, частично «транзи-

том» проходя через приморскую низменность, поступал в море, где продолжал перерабатываться и смешиваться с обычными морскими осадками. В зависимости от конкретных условий вулканотерригенная кластика являлась либо существенным и даже главным компонентом бассейновых осадков, либо играла небольшую роль, концентрируясь преимущественно в прибрежной зоне моря. Периодически, при сильных эксплозиях, в бассейн приносилась пирокластика, причем она поступала не только в прибрежную, но и в удаленную часть моря (пеплопады), формируя слои и пачки пеплов и тефроидов. Обычно это был довольно тонкий осадок и в прибрежной зоне с высокой гидродинамикой он не захоронялся, «сбрасываясь» в более спокойные участки моря.

Состав вулканокластики в разных районах различен. В одних это продукты андезитового или дифференцированного (андезито-липаритового) вулканизма, в других резко доминирует кремнекислый материал. Рассматриваемые бассейны питала обломочным материалом прилегающая вулканическая суша. Это определяло и состав отложений, и их размещение.

Другие, в целом мелководно-морские бассейны, характеризовались более сложным, депрессионно-островным рельефом и расположением вулканов в пределах самого бассейна. Вулканизм здесь был различный и по типу извержений, и по основности (от базальтов до липаритов). Набор осадков отличался большим разнообразием: в депрессиях отлагались глинистые (иногда битуминозные), глинисто-пепловые и кремнистые илы, а на мелководных участках — либо вулканомиктовые и тефроидные осадки, в том числе грубые, либо известняки, часто биогермные с пепловой примесью.

Такие бассейны располагались в тектонически неспокойных областях; они обладали не только расчлененным, но и меняющимся рельефом и высокой сейсмичностью. Это приводило к быстрому фациальному изменению отложений. В разрезах и на площади наблюдается смена наземных (островных) и бассейновых осадков, частые следы размывов, оползней и обвалов. Нередко возникали олистостромы с крупными глыбами известняков. Они описаны, например, из девонских отложений Южного Урала [Хворова и др., 1978].

Характерно, что местами в подобных условиях локально формировались рудные концентрации железа [Формозова, 1962; Калугин, 1970], а иногда и бокситы [Пейве, 1947; Калугин, 1967]. Эти рудные накопления многие исследователи относят к категории вулканогенно-осадочных.

Вторая группа мелководных вулканогенно-осадочных отложений относится к островодужным шельфам или близким к ним условиям. При этом вырисовываются два варианта: шельфы крупной и сложной активной «вулканической суши» (типа Камчатки) и шельфы сравнительно небольших вулканических островов (типа Курильских). В обоих случаях источниками обломочного материала были эксплозии и разрушающаяся вулканическая суша. В первом случае основное значение имели эрозионные процессы и вынос реками разнообразной кластики, во втором — главная роль принадлежала абразии вулканических построек. Минералогия и гранулометрия современных осадков обеих обстановок изучена на примере материковой отмели Западной Камчатки и Куриль-

ских островов [Петелин, 1957; Павлидис, 1968], но судить о строении всего комплекса отложений, сформированного в подобных условиях, можно лишь из рассмотрения ископаемых объектов.

Мелководно-морские отложения известны в миоцене Камчатки, где они изучались В. И. Гречиным [Гладенков, Гречин, 1969; Гречин, 1976]. Батиметрические условия здесь устанавливаются на основании фаунистических остатков. Среди мощных миоценовых толщ выделены два комплекса отложений: более мелководный, отвечающий верхнесублиторальной зоне, местами содержащей прибрежные осадки, и более глубоководный, сформированный на нижней сублиторали, возможно частично верхней батиали.

Первый, собственно мелководный, комплекс представлен гранулометрически разнообразными полимиктовыми терригенными породами: от конгломератов до алевролитов, особенно характерны песчаники. В песчаниках (и алевролитах) часто наблюдается примесь обработанной и необработанной тефры. Относительно грубообломочные отложения (галечно-песчаные и песчаные) в разрезе чередуются с более тонкозернистыми: алевролитами, глинами, туффитами и туфодиатомитами. Здесь же иногда много и пепловых туфов псаммитовой и алевропелитовой размерности; среди грубых накоплений они встречаются редко. Для туфов характерно прямое градационное распределение материала в пластах, связанное с дифференциацией частиц при прохождении через толщу воды. В более мелководных зонах такое строение нарушается внутрислоевыми размывами, присутствием линзовидной и косой слоистости и следами оползания осадка (рис. 5).

Второй, более глубоководный, комплекс образован более частым переслаиванием различных, преимущественно тонкозернистых пород, состоящих из смеси в разных пропорциях терригенного материала (от мелкозернистого песка до глины), пепла и кремнезема (диатомовые). Пепел не только «загрязняет» многие осадки, но и образует самостоятельные слои псаммитовой и пелитовой размерностей, с хорошо выраженным градационным строением. Толщина их различна, чаще от 1—5 см до 0,5 м. На одних интервалах разреза туфовых прослоек много (расстояние между ними 0,5—2 м), на других — они разделены промежутками в 5—10 м и более. Среди таких многопородных четко стратифицированных толщ встречаются пачки (до 150 м) монотонных туфоаргиллитов, туфодиатомитов или опок с тонкими, неравномерно распределенными по разрезу прослойками пеплов.

Рассмотренные отложения формировались вблизи очень активной «вулканической» суши, она была небольшой по площади, но имела сложное «петрографическое строение», судя по полимиктовому составу песчаников. Объем терригенного обломочного материала, как отмечает В. И. Гречин [1976], был относительно невелик, и главная часть его оседала в прибрежной зоне. Основной составляющей кластических осадков были продукты эксплозий, формировавшие эруптивные тучи и, возможно, иногда при подводных извержениях «мутьевые облака» [Власов и др., 1977]. Обломочный материал распределялся на большой площади и не создавал крупных и неустойчивых накоплений. Именно поэтому, наверное, для таких условий нехарактерна турбидная седиментация. Наблюдаемая ритмичность определялась в основном пульсирующей подачей вулканокластики. В относительно глубоководных усло-

Рис. 5

Оползневая текстура в миоценовых туфах Камчатки. Пришлифовка. Нат. вел. [Гречин, 1976]

виях она сортировалась при прохождении через толщу воды, образуя слои градационного строения, а в гидродинамически активной зоне обрабатывалась, смешивалась с терригенным материалом и распределялась под действием главным образом волновой деятельности и вдоль береговых течений.

На Курильских островах известны как верхнемеловые (Малые Курилы), так и неогеновые (Большие Курилы) вулканогенно-осадочные толщи. В их составе преобладают мелководно-морские образования, среди которых много и прибрежных. Вулканогенно-осадочные комплексы здесь тесно ассоциируют с вулканическими и характеризуются быстрыми изменениями как на площади, так и в разрезе [Гаврилов, Соловьева, 1973]. На общий характер отложений решающее влияние оказали вулканическая деятельность, происходившая на протяжении всего позднего мела и кайнозоя, но с разной интенсивностью, а также периодическое изменение батиметрии. Отложения формировались на склонах вулканической гряды, состоящей из подводных и островных вулканов; последние преобладали, судя по обилию вулканотерригенного материала. Главными компонентами осадков были продукты эксплозий и разрушения вулканических островов, причем в большинстве случаев оба компонента по составу были близки. Чуждый терригенный материал имел небольшое значение. Прибрежные фации характеризуются появлением конглобрекчий — как мощных, массивных, несортированных, с туфовым цементом, так и слоистых (чередование грубых и мелкообломочных разностей). В брекчиях 70—90% составляют обломки базальтов и андезито-базальтов и около 10% — основные интрузивные породы; встречаются фрагменты дацитов, липаритов, кварцитов. Брекчии ассоциируют с вулканомиктовыми гравелитами и песчаниками.

В них отмечаются косая слоистость, линзовидное скопление грубого материала, следы перемыва и обработки песка и гравия, присутствие прослоек и линз отмытых тяжелых минералов (шлихование). Такие отложения латерально часто связаны с вулканическими породами: эффузивами, агломератами, вулканическими брекчиями и возникали у подножия вулканической постройки.

Более удаленные от вулканов мелководные фации представлены неравномерно стратифицированными толщами туфов, вулканомиктовых туффитов, тефроидов и вулканотерригенных песчаников и алевролитов. В небольшом количестве появляются туфодиатомиты. Для многих разрезов характерны туфовые и туффитовые слои, как с прямым и инверсионным градационным распределением материала, так и маятникового строения; все они могут присутствовать в одном разрезе.

В глубь бассейна увеличивается количество мелкообломочных вулканомиктовых и смешанных пирокластических осадков, причем в последних большее значение приобретает витрический компонент; возрастает и количество пеплово-диатомовых илов.

Состав обломочного материала преимущественно базальтовый и андезитовый (изредка присутствуют трахибазальты), но есть и продукты последовательного дифференцированного вулканизма (до липаритового), а на отдельных участках преобладают дациты и липариты, с которыми связано появление большого количества пемзы.

Механизм формирования отложений был сложным и разнообразным. Несомненно, в мелководной зоне волновая гидродинамика и течения должны были играть большую роль в разносе и сортировке материала, в «сбрасывании» мелких фракций в более глубокие зоны. Сказывались и пеплопады, подававшие материал сразу в те зоны, где он мог спокойно захороняться, но, очевидно, местами в переносе материала имели место и автокинетические потоки осадка. Характерно, что в некоторых разрезах Малых Курил слои с градационной слоистостью развиты в толщах, где отмечаются многочисленные обвально-оползневые накопления [Гаврилов, Соловьева, 1973].

Сравнивая рассматриваемые вулканогенно-осадочные комплексы Камчатки и Курил, нетрудно заметить в них много общего, хотя есть и различия. Главное различие — обилие кремнистых пород на Камчатке и большое количество грубых обломочных — на Курилах. Это, однако, может быть связано с современным распространением отложений разных фациальных зон в общем-то сходного фациального профиля. Менее бросающимся в глаза, но важным отличием является состав терригенного материала, более полимиктового на Камчатке. На Курилах он в основном образован продуктами разрушения вулканических толщ единой провинции, а в отложениях Западной Камчатки такой материал лишь незначительно преобладает, и кроме него много другой кластики: яшм, сланцев, разнообразных осадочных пород, жильных и интрузивных образований [Гречин, 1976].

Относительно глубоководная морская обстановка. Определение батиметрических условий образования ископаемых осадков за пределами мелководной части шельфа, вызывает много трудностей, и тем более невозможно даже приблизительно дать абсолютные оценки. Нередко приходится основываться лишь на «негативных» показателях — отсутствии признаков мелководья (фаунистических, текстурных). Иногда

как определенный «репер» используется бескарбонатность осадков, но и этот признак следует применять осторожно, так как, во-первых, в мелководно-морских условиях карбонатного материала местами почти нет (пример — в рассмотренных выше отложениях Камчатки и Курил) и, во-вторых, уровень карбонатной компенсации в прошлом мог находиться на иной глубине, чем сейчас. Поэтому, говоря об относительно глубоководных отложениях, мы имеем в виду возникшие за пределами верхней части шельфа. Это могут быть глубины, соответствующие его более погруженной зоне батиали и абиссали. Фациальный анализ нередко позволяет установить общий профиль бассейна или его фрагменты, в частности склон. В этом случае склоновые или более низкие участки профиля рассматриваются как глубоководные.

В котловинных и троговых морях, где всегда хорошо выражен склон, широко распространены автокинетические потоки осадочного материала, образующие специфические отложения, к которым относятся и турбидиты. Для их возникновения необходимо накопление большого количества рыхлого материала и очень благоприятны землетрясения. Все это характерно для геосинклинальных зон с эксплозивным вулканизмом. И действительно, во всех геосинклинальных разрезах присутствуют мощные толщи, состоящие из чередующихся пелитоморфных и вулканогенных обломочных отложений, в основном сформированных автокинетическими потоками. Эти толщи отнесены к глубоководным образованиям, хотя батиметрические пределы их накопления в разных случаях разные. Для краткости, условно, мы будем называть такие толщи «вулканогенными турбидитными комплексами».

Отложения последних весьма разнообразны и отличаются как исходным материалом, так и особенностями стратификации, отражающей региональные фациальные условия. Немалое значение при этом имеет и положение вулкана по отношению к уровню моря: был ли он наземным (островным) или подводным. Этому вопросу литологи уделяли пока мало внимания при рассмотрении условий формирования отложений, хотя известно, что каждая крупная вулканическая островная дуга охватывает и подводные, и наземные вулканы. По-видимому, при подводных эксплозиях отлагающийся материал либо пирокластический, либо тефроидный и даже в привулканической зоне не встретится вулканотерригенный. Отсюда видно, какое значение имеет правильная диагностика вулканогенной кластики.

Наиболее характерны базальтовые и андезитовые турбидитные комплексы, причем иногда сохраняются и синхронные им близочаговые фации. Такие комплексы имеют большие мощности (сотни и первые тысячи метров) и испытывают латеральные изменения, определяемые главным образом положением вулканических центров. Главной составляющей комплексов являются вулканогенные обломочные породы, чередующиеся с тонкозернистыми туффитами и туфопелитами. В одних формациях обломочные породы представлены туфами и тефроидами (последних может быть либо много, либо мало), а вулканомиктовых пород нет или количество их незначительно, причем развиты они лишь локально, в других — вулканотерригенный материал обилен и может быть примешан к пирокластическому.

Толщи обладают довольно правильной, но неравномерной асимметрично-ритмичной стратификацией, описание которой давалось много

раз [Хворова, Ильинская, 1961, 1963; Фролов, 1964; Гаврилов, 1968; и др.]. В одних пачках ритмы более крупные (до 5—10 м) и в основании их присутствует материал гравийно-галечной размерности, в других — мельче (0,5—5 м) и грубой кластики нет. В «зернистой» части ритмов отчетливо выражено градационное строение. Залегающие выше туфопелиты имеют как постепенный, так и резкий нижний контакт; для них характерна тонкая горизонтальная, иногда мелкая косая и конвалютная слойчатость. Ритмика местами нарушается появлением мощных (20—30 м) агломератов или массивных туфовых пластов, а иногда и пачек (до 30 м) тонкослоистых туфопелитов.

Туфы (или тефроиды) ритмичных пачек сравнительно плохо сортированы, в них обычно обильна тонкая связующая масса, а распределение фракций в пластах сходно с таковым в типичных турбидитах [Хворова, Елисеева, 1963]. Массивные пласты относительно грубозернисты, отличаются лучшей сортировкой материала и незначительным содержанием тонкой фракции. Они залегают либо в виде «независимых» пластов в разрезе, либо ниже туфа с градационным строением и представляют, по-видимому, отложения зерновых (тефровых) потоков.

В туфах и даже конгломератах встречаются небольшие прослои и линзы туфопелитов, местами несколько смятых (оползание) или брекчированных, а также горизонты, обогащенные плитками и изометричными обломками тонких туфов и туфопелитов. Все это указывает на очень неспокойные условия седиментации и «фациальное совмещение» осадков контрастной гранулометрии (грубый и пелитовый материал).

Изучение структурно-текстурных особенностей многих стратифицированных толщ привело к выводу, что автокинетические потоки, особенно турбидные течения, играли первостепенную роль в формировании отложений. Действительно, подводные пеплопады не могли отлагать столь крупный и столь несортированный материал, хотя их роль в образовании слоев тонкой пирокластики вполне вероятна. Очень плохая обработка и сортировка обломков, а также отсутствие соответствующих текстур исключают предположение о накоплении рассматриваемых отложений в зоне постоянной волновой деятельности и течений.

Формирование турбидитных комплексов связано с деятельностью вулканов, отличавшихся высокой эксплозивностью и поставлявших большие массы как ювенильной, так и резургентной кластики. Вместе с тем характерно, что в некоторых случаях такие комплексы лишены вулканотерригенного материала. Это наводит на мысль о возможности крупных эксплозий в подводных, пусть мелководных, условиях.

Продукты таких эксплозий, образуя большие рыхлые накопления на склонах вулкана, легко могли соскальзывать в виде оползней в соседнюю депрессию, возбуждая потоки вулканокластического материала. Иногда отложения последнего перерабатывались придонными течениями и возникал характерный тип осадка — тефроконтуриты.

Известны также турбидитно-контуритные комплексы, в которых кластика имеет дацитовый и липаритовый состав. Они также образуют ритмично-стратифицированные толщи, причем в одних, кроме переработанной и непереработанной тефры, есть и вулканотерригенный материал, а в других его почти нет. Примером может служить ордовикский комплекс Северных Мугоджар, изученный Т. А. Вознесенской [Хворова и др., 1978], или миоценовая формация Токива восточной

части о-ва Хонсю [Fiske, Matsuda, 1964]. Отложения здесь отличаются от рассмотренных выше составом кластики, в частности обилием пемзы. Кроме тефротурбидитов и тефроконтуритов установлены отложения субаквальных пирокластических потоков; к ним отнесены мощные пласты массивных, очень слабо сортированных грубо- или крупно-среднеобломочных кристалло-пемзовых туфов. Кристаллы и крупные обломки обогащают нижнюю часть пластов, а пемзовые фрагменты — верхнюю. Кристаллы обычно сильнотрещиноватые (быстрое охлаждение осадка), пемза уплощена (пластически деформирована) и подчеркивает флюидную текстуру осадка. Такие породы залегают среди мелкозернистых туфов и туффитов. По составу и текстурно-структурным чертам эти отложения сходны с отложениями горячих пирокластических потоков, но возникли они в подводных условиях, и это наложило на них определенный отпечаток (отсутствие спекания).

Рассматриваемые отложения, как показал фациальный анализ, формировались в относительно глубоководном бассейне вблизи активных вулканов. Для уральского примера это были островные вулканы, для японского — постулируется их подводное положение. В обоих случаях предполагается преобладание извержений пелейского типа (обилие пепла, пемзы, пирокластические потоки).

Для вулканогенных турбидитных комплексов (любого состава) характерно также присутствие эдафогенных осадков — продуктов подводных размывов, а также локальное развитие больших накоплений грубого несортированного материала с глыбами и отторженцами, представляющих подводно-оползневые и обвальные образования. Все это свидетельствует об очень неспокойных условиях седиментации.

Глубоководная обстановка (океаны и некоторые моря). Имеются в виду современные и молодые осадки океанов и глубоких котловинных морей. Батиметрические условия здесь известны, поэтому отложения могут быть эталоном для сравнения с древними. Общие закономерности размещения пирокластического материала в океанах изложены с достаточной полнотой в работах океанологов, в частности в недавней сводной монографии А. П. Лисицына [1978]. Основное питание пирокластикой происходит из окаймляющих океаны и моря вулканических поясов — островных дуг и окраинно-материковых систем. В упомянутой монографии приведены данные о дальности разноса, механизме перемещения пеплов и характере их аккумуляции как в современных геосинклинальных морях, так и на океанических платформах. На большом фактическом материале проиллюстрировано изменение «пирокластической седиментации» от грубых вулканокластических накоплений вулканического шельфа и склона через обширный (до 1000 км) пояс развития индивидуальных пепловых прослоев к зоне, где пирокластика образует лишь примесь к другим осадкам.

Перенос наземной вулканокластики в пелагиаль осуществляется воздушным путем, течениями (главным образом разнос пемзы) и отчасти турбидными потоками; причем даже в отношении конкретных объектов существуют разные представления о значении того или иного фактора. Так, например, витрические и кристалловитрические (в основном пемзовые) слои верхней части осадочного чехла центральной части Тирренского моря (глубины 3,6 км) одни исследователи [Norin, 1958] рассматривают как продукт подводного отложения пепла из эруптив-

ных туч (эоловый разнос), а другие [Sarnthein, Bartolini, 1973] — как пепловые турбидиты. По-видимому, тот и другой генетический тип отложений может существовать в рассматриваемых условиях и градационное строение слоев само по себе не является здесь диагностическим признаком. Большое значение для отличия осадков «подводных пеплопадов» от турбидитов имеет состав заключенных органических остатков, а также характер латерального изменения слоев. Возможно, что детальное изучение гранулометрии и текстурных особенностей «бесспорных объектов» в дальнейшем позволит выявить более точные диагностические критерии.

Несомненно, что наземный вулканизм — основной поставщик пирокластики в современные моря и океаны, но все же существуют данные и о подводных эксплозиях [Чайников, Репечка, 1966; Мурдмаа и др., 1970]. Такие эксплозии происходят преимущественно в пределах активных вулканических поясов окраины океана, и там, где они существуют, должны несколько нарушить отмеченную выше правильную зональность в распределении вулканокластических отложений, хотя общая тенденция, наверное, сохранится.

Более широк ареал распространения в океанах вулканотерригенного материала, так как он поступает не только из периферической зоны. Островные вулканы, расположенные внутри океанов, поставляют большое количество специфической, преимущественно базальтовой кластики, которая может распространяться на сотни километров от острова [Лисицына и др., 1975].

Гиалокластитовые отложения

Наземная обстановка. Гиалокластика здесь возникает либо при подледных эрупциях, либо там, где соответствующий расплав так или иначе попадает в озеро или другой континентальный водоем.

Классическое место формирования гиалокластических накоплений ледовой обстановки — Исландия. Их особенно много в плейстоцене, в известной формации Моуберг, приуроченной к рифтовым зонам. Гиалокластиты слагают здесь «палагонитовую серию», заключенную среди мощных платобазальтов (траппов). В последнее время вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Исландии были детально изучены А. Р. Гептнером [1978], выделившим несколько генетических комплексов, различающихся количеством вулканических и вулканогенно-осадочных пород, способом возникновения кластики и условиями ее отложения.

Наземная гиалокластика в Исландии особенно характерна для интрагляциальной эпохи, когда эрупции начинались под покровом льда. При этом он частично или полностью растаивал на участке, где происходило извержение, в результате появлялись либо подледные, либо крупные озерные водоемы. Сформировавшиеся здесь толщи имеют сложное строение.

Вулканические постройки подводно-подледных центров состоят из сильнопористых подушечных базальтов, подушечных брекчий, мощность которых достигает нескольких десятков и даже сотен метров. Лавовые излияния сопровождались формированием больших неяснослоистых накоплений мелкой и крупной сидеромелановой гиалокластики. По-

следняя, по мнению А. Р. Гептнера, являлась в основном продуктом гидромагматических эксплозий. Значительная часть ее, особенно мелкая фракция, перерабатывалась и отлагалась в озерах, развитых по периферии вулканов, образуя гиалокластические накопления. Последние характеризуются четко выраженной горизонтальной, а иногда и мелкой косой слоистостью. Кроме того, перемытая гиалокластика присутствует в составе широко развитых в Исландии флювиальных вулканотерригенных осадков и в моренах.

Наземные гиалокластиты известны и в других районах, например в триасе Тунгусской синеклизы, где тоже входят в состав трапповой формации; они ассоциируют здесь с крупно- и мелкоподушечными лавами, заполняя пространства между лавовыми подушками и образуя самостоятельные накопления [Митрошин, Сухов, 1969]. Последние состоят из обломков (1—3 см) основного стекла, кристаллов (плагиоклаза, пироксена) и содержат базальтовые обломки. Формирование отложений происходило, по мнению упомянутых авторов, в пресноводных бассейнах, связанных с мульдообразными прогибами.

Мелководно-морская и пляжевая обстановка. Известны как современные и молодые, так и древние гиалокластиты и гиалокластогенные осадки, возникшие в мелком море. Среди них есть собственно гиалокластиты и гиалотуфы. Их образование непосредственно наблюдалось при втекании лавовых потоков в море. Здесь могут быстро формироваться специфические «вулканические дельты» из лав, часто подушечных, и гиалокластитов, образующих «проградационные» комплексы [Furnes, Sturr, 1976].

Интересный пример лавово-гиалокластитовой ассоциации упомянутые авторы наблюдали на побережье одного из Канарских островов. Ассоциация представляет собой чередование плотных базанитовых потоков и сидеромелановых гиалокластитов, максимальная толщина слоев которых достигает 5 м. Гиалокластиты покрывают потоки и формируются только до верхнего приливного уровня. Пляж острова пологий, покрытый раковинным детритом и обломками эффузивов; здесь в небольших углублениях после отлива сохраняется вода. Там, где поток встречал на своем пути такие «лужи», в его основании возникала своеобразная «подошвенная» брекчия из мелких кусочков стекла и крупных обломков лавы с коркой закала, заключенных в перекристаллизованном известняковом матриксе. Такое строение подошвы потока объясняется фрагментацией расплава в результате взаимодействия его с водой.

Исключительный интерес представляет собой гиалокластитовая (гиалотуфовая) зеленоцветная толща среднего эоцена, вскрытая скв. 253 на Восточно-Индийском хребте. Мощность толщи 388 м, лежит она выше базальта, покрыта наннофоссилиевыми илами. Главной ее составляющей является необработанная гиалокластика, чаще мелкая (средний размер обломков <1 мм), но на некоторых интервалах более грубая (средний размер >4 мм), попадаются обломки до 5 см). Фрагменты как пористые, так и плотные, встречаются и свежие, и сильно измененные (палагонитизированные и глинизированные). Обломки лавовых подушек отсутствуют, почти нет кристаллокластики и чуждой терригенной примеси. Довольно часто отмечается присутствие микрофоссилий, бентоносных, реже планктонных фораминифер и разнообразного

раковинного детрита (моллюски, иглокожие, мшанки); единичны радиоляриево-диатомитовые прослойки. Толща неравномерно наслоена (от <1 см до 2,5 м), контакты слоев как резкие, так и неясные, есть интервалы с мелкой косой слойчатостью и со слепками нагрузки; градационная слоистость не указывается. Цемент представлен вторичными минералами: кальцитом, цеолитом, смектитом.

Считается [Fleet, McKelvey, 1978], что образование кластики связано с гидроэксплозиями, причем вулкан был расположен на некотором расстоянии от того места, где находится скважина. Обилие необработанной кластики указывает на быстрое ее захоронение, причем, как показал анализ фауны (бентоносные фораминиферы), глубины здесь были около 150 м, вулкан же мог быть и подводным, и островным. По-видимому, в переносе кластики большое значение имели течения, удалившие всю тонкую фракцию, которой в осадках нет, и обусловившие умеренную сортировку материала.

Гиалокластиты довольно часто встречаются в геосинклиналях. Здесь известны довольно мощные пачки нестратифицированных везикулярных гиалокластитов и подушечно-гиалокластитовых брекчий. Это беспорядочные накопления гиалокластики (скорее всего продукты гидромагматических эксплозий) вблизи подводных вулканов и вулканов-островов. Вулканы могли располагаться на удаленных от суши участках бассейна (силурийский Блявинский вулкан), а также в периферической или даже прибрежно-морской зоне [Котова, 1972].

Кроме таких массивных грубых «близочаговых накоплений» встречаются стратифицированные менее грубые гиалокластиты и гиалокластогенные осадки (алевриты, пески), отложившиеся на некотором расстоянии от источника материала. Они были описаны, например, Т. А. Вознесенской из тремадока Южного Урала [Хворова и др., 1978] и Д. Карлайлом [Carlisle, 1963] из триаса Британской Колумбии. Перенос обломков от очага происходил, как показал структурно-текстурный анализ, иногда турбидными потоками, а иногда поверхностными и донными течениями.

Гиалокластические накопления бывают как очень «чистыми», так и содержащими терригенную или другую осадочную примесь; сама гиалокластика не только образует самостоятельные накопления, но и рассеивается, смешиваясь с обычным осадочным материалом. Особенно хорошо она сохраняется в карбонатных породах.

Батиметрический предел распространения гиалокластитов большой. В ряде случаев их мелководный характер выступает очень отчетливо, так как они ассоциируют с грубыми терригенными отложениями, в которых хорошо выражены признаки крайнего мелководья, или с орогенно-детритовыми известняками [Вознесенская, 1972], но в других — там, где гиалокластиты переслоены тонкозернистыми осадками,— определить глубину их отложения бывает трудно.

Глубоководная обстановка. Базальтовая гиалокластика характерна для океанов, являясь довольно обычным продуктом подводного вулканизма. Драгированием на подводных вулканических горах, хребтах и в рифтовых зонах обнаружены гиалокластитовые отложения разной гранулометрии, причем в одних случаях это плотная «сфероидная», а в других — везикулярная разновидность [Хворова и др., 1974]. Гиалокластиты образуют как массивные, так и стратифицированные на-

копления, состоящие из чередования грубого (до гравия) и мелкого материала, причем границы между слоями расплывчаты. Иногда к гиалокластике примешаны обломки базальта тех же размеров (вулканотерригенный или резургентный компонент). Обычна палагонитизация.

Тонкая фракция палагонитизированного стекла разносится по океану; особенно часто ее частицы встречаются в пелагической глине; иногда они столь обильны, что осадок определяется как палагонитовая красная глина [Мурдмаа и др., 1970]. Более того, детальные минералогические исследования отложений юго-западной части Тихого океана [Муравьев, 1974] показали, что существенной составляющей пелагических илов является рентгеноаморфное тонкодисперсное вещество — стекло и палагонит, а глинистые минералы представляют собой продукт их изменения.

Таким образом, тонкая гиалокластика, по крайней мере в некоторых частях океана, играет существенную роль в образовании пелагических илов, определяемых обычно как глинистые.

В геосинклинальных разрезах пласты и пачки гиалокластитов встречаются часто и обычно в ассоциации с подушечными лавами. Как указывалось, оценить глубину их образования трудно, а подчас и невозможно.

Структурно многие геосинклинальные гиалокластиты очень сходны с океаническими, и, учитывая отсутствие обработки материала, можно предполагать их формирование в относительно глубоководных условиях. Вероятно, мелкая гиалокластика, как и в океанах, входит в состав многих тонкозернистых пород геосинклинальных формаций, но распознать ее здесь крайне трудно или невозможно. Но в некоторых случаях это все же удалось. Примером может служить верхнемеловая эффузивно-кремнистая формация Камчатского мыса, изученная М. Ю. Хотиным [1976]; в ней выделяется толща толеитовых базальтов, с которыми ассоциируют яшмы, яшмово-карбонатные пакеты и красные железистые аргиллиты. Доказано, что все это глубоководные отложения. Железистые аргиллиты присутствуют лишь там, где широко распространены базальты, причем они образуют не только самостоятельные накопления, но и встречаются в пространстве между лавовыми подушками. Исследование вещественного состава «аргиллитов» показало, что основной их компонент — гидратированное базальтовое стекло, т. е. тонкая гиалокластика.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Очевидно, что характер возникающих вулканокласто-осадочных ассоциаций определяется сочетанием эндогенных и экзогенных факторов. Кроме общих ландшафтных условий седиментации первостепенное значение имеют состав магматического расплава, тип извержения и «гипсометрическое положение» вулканов. Все это вместе с тектоническим фактором определяет строение и мощность формируемых вулканогенных обломочных комплексов.

Как мы видели, существуют две группы отложений, различающиеся составом и способом формирования исходной кластики. Условно, для

краткости, назовем их «туфогенной» (хотя в ней много вулканомиктового материала) и «гиалокластитовой».

Первая группа объединяет породные ассоциации, весьма разные по составу, строению и фациальным условиям формирования. Однако все они связаны с деятельностью высокоэксплозивных вулканов, выносящих на поверхность огромные массы эндогенных продуктов, среди которых в целом преобладает кластика. Вулканический процесс формирует здесь высокий и контрастный рельеф. Это может быть как горная область в пределах континента или крупного острова, так и подводный архипелаг, где вершины вулканов находятся ниже уровня моря или образуют небольшие острова. Эрозия, абразия и поступление больших масс эндогенных веществ, особенно рыхлых, приводят к грандиозному по масштабу аккумулятивному процессу на периферии вулканов, выравниванию рельефа и формированию мощных вулканогенно-осадочных толщ. Они различны по мощности, составу и строению, что зависит от ландшафта как питающей вулканической провинции, так и области аккумуляции.

В «вулканических орогенах» континентов или крупных островов особенно интенсивны эрозионные процессы; здесь накапливаются мощные вулканогенные молассы, в составе которых преобладает вулканотерригенный материал, часто с большой примесью полимиктового терригенного.

Сочетание вулканических островных архипелагов (островные дуги) с глубоководными депрессиями, при котором сравнительно слабо выражен шельф и хорошо — склон, создает благоприятные условия для формирования тефротурбидитов и близких к ним образований. Именно для таких условий характерны вулканогенные турбидитовые комплексы. Вероятно, при этом основная масса осадков отлагалась у подножия вулканического склона, причем это необязательно склон, спускающийся в абиссаль. Во всяком случае многие геосинклинальные бассейны представляли собой скорее всего батиальные котловины, и поэтому накопление обломочного материала в периферических частях их заметно влияло на изменение батиметрии: глубоководные условия с течением времени сменялись более мелководными (например, ирендыкская и улутауская свиты на Южном Урале).

Иногда с вулканическим островным архипелагом соседствовал довольно широкий и пологий шельф. Для такой обстановки турбидная седиментация нехарактерна; рассортировка вулканокластики осуществлялась, как обычно на шельфах, в основном волновой гидродинамикой и течениями. Здесь особенно широко распространены смешанные осадки (туффиты) и тефроиды.

Существовали и подводные эксплозивные вулканы. С ними были связаны мощные толщи тефротурбидитов, а иногда (в зависимости от типа эрупции) и отложения подводных пирокластических потоков и подводных пеплопадов. Вулканотерригенный материал почти отсутствовал, а тефроидный был подчинен пирокластическому.

Общий характер седиментации вулканогенной кластики сходен с седиментацией терригенного материала, хотя существуют, как мы видели, заметные отличия. Они определяются спазматичностью подачи больших масс материала, появлением особых генетических типов отложений (например, пеплопадных) и высокой сейсмичностью вулкани-

ческих областей. Но все же главное отличие заключается в составе материала. Минерально-петрографическая специфика вулканокластоосадочных пород выступает резче, чем их структурно-текстурные особенности.

Состав исходного материала хотя и варьирует в широких пределах, обладает определенной спецификой, отражая особенности питающей вулканической провинции.

Наиболее обычны продукты «островодужных дифференцированных серий». Это базальтовая и андезитовая кластика, с тем или иным количеством дацитовой и липаритовой; она может давать осадки и смешанного состава, и строго соответствующие определенному расплаву (тефре). На составе вулканогенно-осадочных обломочных пород сказывается тенденция в эволюции вулканизма. При гомодромной направленности в верхней части геосинклинального разреза возрастает количество кислых продуктов. С проявлением щелочного вулканизма связано появление таких своеобразных осадков, как трахитовые конгломераты, ортоклазовые песчаники и др.

Кремнекислые расплавы не только ассоциируют с основными (последовательно дифференцированные серии), но существуют и самостоятельно, давая начало мощным, длительно формирующимся туфовым и вулканогенно-осадочным комплексам. К ним относится, например, ордовикский (косистекский) комплекс Северных Мугоджар. Близкая по составу серия дацитов, кристалловитрических туфов и продуктов их переотложения известна в Южноаппалачской вулканической провинции [Whitney et al., 1978]. В обоих случаях отложения относятся к нижней части «геосинклинального разреза». Одни исследователи связывают такие толщи кремнекислого состава с примитивными океаническими дугами, отмечая, что в формациях последних часто много липарито-дацитовых дифференциатов, другие же считают, что эти толщи сформированы на массивах сиалической коры, сохранившейся при ее деструкции (раздвигах).

Особый интерес в этом отношении представляют породы, вскрытые скв. 207 на хр. Лорд Хау (Тасманово море). Кора здесь квазиконтинентальная. Нижняя часть пройденного разреза образована риолитами (80 м), над которыми лежит маастрихтская толща (76 м) кислых кристалло-пемзовых туфов. Толща перекрыта алевритистыми аргиллитами и наннофоссилиевыми илами, причем в ее основании лежит тонкий слой глауконитового песчаника, в котором, кроме окатанных обломков нижележащих пород, есть зерна микроклина и микропертита [Burns et al., 1973]. Представляется, что приведенный материал подтверждает возможность формирования риолитовых и дацитовых толщ на остатках континентальной коры.

Существенно иной обломочный материал дают вулканы центральноокеанских островов и континентальных платформ (траппы). Эксплозивных продуктов, если исключить гиалокластику, здесь мало и главная масса обломочного материала относится к категории вулканотерригенного, среди которого резко преобладают разные компоненты базальтов.

Вторая группа, гиалокластитовая, представлена более однообразными по составу отложениями; обычно в них преобладает основное стекло: тахилитовое и сидеромелановое (больше), хотя иногда

есть примесь кристаллокластов и литических фрагментов. Такие отложения формируются там, где базальтовый расплав взаимодействует с водой. Наиболее характерны гиалокластитовые образования для наземных трапповых формаций (ледовая обстановка), а также для подводных извержений в океанах. Однако в виде сравнительно небольших масс они могут возникать и в геосинклинальных бассейнах, и в областях «островодужных вулканических архипелагов», там, где существуют местные благоприятные условия. Почти всегда рассматриваемые отложения ассоциируют с лавами, образуя характерные эффузивно-гиалокластические комплексы. Соотношение последних с отложениями первой группы различно. Чаще они пространственно обособлены, но иногда и «совмещены», встречаясь в одних разрезах. Такое совмещение может отражать либо случайный эпизод (возникновение фреато- или гидромагматической эрупции в пределах островного эксплозивного вулкана), либо близкое расположение двух разных вулканических зон.

Изложенный материал, вероятно, дает представление о степени изученности вулканогенных обломочных осадков и условий их образований. Несмотря на успехи, достигнутые за последние 10—15 лет, эти осадки остаются изученными хуже терригенных. Это относится и к минеральному составу, и к текстурно-структурным признакам, и к фациальной характеристике. Не разработаны еще твердые критерии диагностики продуктов, возникающих в процессе переработки исходного вулканического материала.

Вулканогенные обломочные породы имеют большое распространение в осадочной оболочке, а в некоторых зонах являются одной из главных составляющих многих частей разреза. Поэтому эти породы — один из необходимых объектов при познании общих закономерностей обломочной (механической) седиментации. Большое значение они имеют и для учения о формациях.

Изучение вулканогенных обломочных пород дает ценную информацию об особенностях бассейна, где они отложились, в частности о его морфометрии. В ряде случаев эти породы не только позволяют судить о влиянии вулканизма на механическую седиментацию, но и помогают решить и обратную задачу — выявлять особенности вулканической деятельности и восстанавливать палеовулканическую обстановку.

ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОГЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

Здесь рассматривается вопрос о влиянии вулканизма на образование необломочных — хемогенных и биогенных осадков, преимущественно морских. Это влияние определяется главным образом гидротермальным выносом эндогенных веществ в зону седиментации и в значительно меньшей мере гальмиролизом. Поступающие вещества либо рассеиваются в атмосфере, либо (при подводных эрупциях) частично поглощаются гидросферой. Часть их, однако, при благоприятных условиях может идти на образование аутигенных минералов или расходоваться организмами в зонах подводного вулканизма и давать биогенные осадки. Отсюда они могут разноситься на большие расстояния, смешиваясь с другим осадочным материалом.

Определение роли вулканических продуктов в составе тех или иных отложений — задача очень трудная, и, вероятно, сейчас можно говорить лишь об основных тенденциях влияния вулканизма на седиментацию. Выявление таких тенденций основано на данных по газогидротермальному выносу и на изучении под определенным углом зрения парагенезов вулканических и осадочных образований. Как указывалось, геологами еще в 30-е годы был поставлен вопрос о влиянии вулканизма на образование кремнистых осадков и некоторых руд. Новые данные о подводном газогидротермальном выносе подтверждают многие из этих предположений, основанных на анализе геологических материалов. Ниже будут изложены сведения о газогидротермальном выносе и рассмотрены ассоциации вулканических и кремнистых пород, как наиболее ясный объект для выявления влияния вулканизма на седиментацию.

ДАННЫЕ О ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ВЫНОСЕ

Сведения о газогидротермальном выносе получены главным образом на примере наземных вулканов. Здесь этот процесс подробно изучался вулканологами и гидрохимиками. Применительно к седиментогенезу их данные использованы и приведены в соответствующую систему Н. М. Страховым [1963, 1976], Г. С. Дзоценидзе [1965, 1969] и К. К. Зеленовым [1972], причем последний, работая в вулканических областях, располагал и своим оригинальным материалом. В результате трудов упомянутых выше исследователей впервые в литологии была дана общая схема влияния газогидротермальной деятельности на осадкообразование. Освещать здесь все аспекты проблемы нет возможности и необходимости. Остановлюсь лишь на некоторых положениях, важных, на мой взгляд, для понимания геологических объектов.

Наземный вынос веществ начинается еще при эксплозии и продолжается в поствулканическую фазу деятельности вулкана, которая может продолжаться столетиями после извержения.

При эксплозиях поступает большое количество летучих веществ, но основная часть их рассеивается в атмосфере и не имеет значения для образования осадков. Однако из газовой части эруптций на пепловых частицах сорбируется целый ряд элементов, таких, как кремнезем, железо, титан, марганец, магний, фосфор и другие, а также кислотные элементы солей. Судьба этих веществ в наземных условиях рассматривалась многими исследователями, в частности К. К. Зеленовым [1972]. Воды метеорного происхождения растворяют сорбированные элементы, перемещают их в осадках и выносят в поверхностные водотоки; при благоприятных условиях некоторые вещества (железо) могут дать значительные накопления.

Поствулканическая эксгаляционная деятельность охватывает три главные стадии, это — высокотемпературная фумарольная, характеризующаяся выделением многокомпонентной газовой смеси и обилием галоидов, сольфатарная, при которой начинают господствовать сернистые газы, и стадия маффет, или углекислая. О составе эксгаляций дают представление их возгоны. Они показывают, что среди летучих присутствуют все породообразующие компоненты и ряд «микроэлементов», причем металлы летят чаще всего в виде хлоридов [Страхов,

1963]. Сами по себе продукты наземных эксгаляций для осадкообразования существенного значения не имеют, так как либо рассеиваются в атмосфере, либо смываются и поглощаются гидросферой. Но они важны как объективные свидетели вулканогенных веществ, выносимых на поверхность.

В областях активного наземного вулканизма большое значение имеет гидротермальная деятельность. Формирование термальных вод обусловлено сложными процессами взаимодействия магматических летучих веществ с водами метеорного происхождения. На примере Курило-Камчатской вулканической зоны установлены различные генетические типы термальных вод, которые при выходе на поверхность дают определенные минеральные накопления. Часть веществ здесь является продуктом выщелачивания из пород, по которым мигрировали термы, а часть имеет ювенильное происхождение. Среди последних, по данным К. К. Зеленова, присутствуют калий, натрий и некоторые другие щелочные металлы, а также кремнезем. Гидрогеологические особенности вулканических построек (наземных) благоприятны для широкого развития кислотного выщелачивания и обогащения циркулирующих растворов определенными элементами (алюминий, железо, щелочи и щелочные земли). Важно отметить, что в результате выщелачивания возникают обеленные зоны измененных пород с развитием опаловых и опалово-алунитовых остаточных образований. Это имеет большое значение при рассмотрении подводного поствулканического выноса.

При выходе гидротермальных вод на поверхность происходит выпадение веществ, состав которых во многом определяется типом вод: для сероводородно-углекислых характерны сера и железистые сульфаты, для углекислых — железистые, карбонатные и кремнистые осадки, иногда обогащенные мышьяком, для азотно-углекислых — кремнистые, а для азотных — сульфаты кальция и кремнезем. Вероятно, эти накопления большей частью представляют собой в геологическом аспекте короткоживущие образования, не сохраняющиеся в геологическом разрезе, но опять-таки они — свидетели вулканогенного выноса определенных веществ.

Продукты газогидротермальной деятельности (растворы и взвеси) могут непосредственно поступать в континентальные водоемы (например, кальдерные озера), в поверхностные водотоки и мигрировать в моря. Бóльшая часть этих веществ идет на пополнение общего солевого запаса гидросферы, но при благоприятных условиях они дают минеральные накопления. На конкретных примерах такая возможность была рассмотрена относительно алюминия и железа К. К. Зеленовым [1960, 1972]. Из выносимых продуктов могут также формироваться глинистые минералы. Иногда в осаждении веществ участвуют организмы (так возникли диатомиты озер вулканического ландшафта).

На формирование самих гидротерм и их продуктов существенное влияние оказывает климатическая обстановка.

В областях гумидного климата доля метеорных вод в составе терм большая. Здесь особенно ярко проявляется выщелачивание и развитие мощных обеленных зон. В целом для вулканических областей характерно накопление серы (в обеленных зонах, на выходах источников, в кратерных озерах), кремнезема (гейзериты, озерные диатомиты), железа (лимонитовые каскады, озерно-болотные руды) и карбонатов

кальция (травертины). Нередко наблюдается зараженность осадков бором и мышьяком.

В аридных зонах продукты гидротермальной деятельности более разнообразны. Характерны бораты, местами обогащенные литием и вольфрамом, накопления целестина и марганцевой руды, а иногда и кремнезема, соды, сульфатов и хлоридов натрия, калия, кальция и магния [Страхов, 1963].

О подводном гидротермальном выносе еще недавно было известно очень мало, и о нем судили, экстраполируя на подводные условия данные о наземной гидротермальной деятельности. Так, К. К. Зеленов считал, что в подводных условиях вулканогенные газы, летучие соединения металлов, фосфор и кремнезем должны перерабатываться водной средой в зависимости от свойств каждого компонента. Бо́льшая часть их идет на пополнение солевого состава гидросферы, а хлористые соединения группы железа гидролизуются с формированием коллоидов, при этом часть малых элементов ими сорбируется. Свои общие представления упомянутый автор подкрепляет некоторыми известными литературными данными об исторических подводных эрупциях в океанах, при которых на поверхности воды появлялась взвесь серы или железа, а иногда даже взвесь, обогащенная медью [Зеленов, 1972].

Следующий важный шаг в решении проблемы — открытие подводных фумарольных полей. Классическими в этом отношении стали два примера: вулканы Бану Вуху и Санторин.

Бану Вуху расположен в группе мелких островов архипелага Сангихе (к северу от о-ва Сулавеси) и находится в фумарольной стадии. Фумарольные поля здесь изучались сотрудниками экспедиции Геологического института АН СССР, возглавлявшейся К. К. Зеленовым. Результаты исследований были подробно изложены в его работах [Зеленов, 1965, 1972]. Следует подчеркнуть следующие выводы. В пределах выхода фумарол отсутствуют какие-либо следы выщелачивания коренных пород. Выделяющиеся газы на 96—97% представлены углекислотой. На поверхности моря вода замутнена взвесью коллоидной серы (окисление вулканического сероводорода). Кроме газов, наблюдались горячие водные струи с повышенным содержанием растворенного кремнезема (8 и 2,4 мг/л; в окружающей воде 0,8 мг/л); при их охлаждении формируется взвесь гидроокислов железа и марганца. Часть ее уносится течением, а часть оседает, образуя на камнях налеты и корки, состоящие из гидроокислов железа (до 62%) с примесью марганца (до 7%) и фосфора (7,6% P_2O_5). «Свежая» взвесь содержит большой набор малых элементов, среди которых иногда несколько повышены против кларка концентрации ванадия, молибдена, цинка и меди.

Подводные термальные источники кальдеры Санторина и их осадки изучались Г. Ю. Бутузовой [1969]. Одни источники здесь выделяют сернистые газы, окисление которых дает хлопья самородной серы, другие — состоят в основном из углекислоты (80—95%), и с ними связано выделение железистой взвеси. С течением времени источники меняют состав и положение. Основными компонентами, мигрирующими в составе гидротерм и обогащающими морскую воду в местах выхода, являются железо, марганец, фосфор и кремнезем [Пушкина, 1967]. Как и на Бану Вуху, обеленные зоны здесь отсутствуют. В бухтах, где развиты фумарольные поля, железистые осадки достигают иногда

толщины 3 м; в верхней части они представлены гидроокислами железа, среди которых изредка встречаются прослойки сульфидов, а в нижней — закисными формами, минерально разнообразными, среди которых есть и фосфаты железа. Характерная особенность железистых осадков — высокое содержание в них кремнезема (в виде гелевидных сгустков и органических остатков), но очень низкое — алюминия и особенно титана. Малыми элементами осадки обеднены, за исключением свинца и цинка.

И на Санторине, и на Бану Вуху фумарольные поля расположены на мелководье и в пределах самих вулканов, поэтому и были доступны непосредственному наблюдению. Оба вулкана относятся к «островодужному типу», причем наиболее молодые извержения в обоих случаях связаны с андезито-дацитовым расплавом. Газогидротермальная поствулканическая подводная деятельность здесь ответственна за вынос железа, марганца, свинца, кремнезема и некоторых малых элементов. Чтобы они дали накопления, а не рассеялись в море, необходимы соответствующие «ловушки», в данном случае ими были бухты.

В глубоководных условиях газогидротермальную деятельность нельзя наблюдать непосредственно, о ней можно судить лишь по осадкам. С развитием работ в океанах, особенно бурения, были обнаружены ассоциирующие с базальтами металлоносные осадки, тоже по ряду признаков имеющие эксгаляционный генезис. Проявление эксгаляционного процесса в океанах по масштабу несравнимо с наблюдавшимся в подводной части «островодужных вулканов».

Глубоководные металлоносные осадки разных районов имеют некоторые отличия, даже в пределах одного участка содержание и соотношение металлов в них изменяются, отражая различие в составе источников. Однако в целом их специфика выступает отчетливо. В них всегда присутствуют железо и марганец, причем они обычно — главная составляющая эксгалятивной части осадка. Нередко в ней присутствует и кремнезем. Характерно обогащение рядом малых элементов (Cu, Ni, Zn, Pb, Co, V, As, Hg, B, Ba и др.). Местами повышено содержание фосфора (до 6% P_2O_5), причем он находится в сорбированном виде на гидроокислах железа; одни исследователи считают, что источником фосфора является обычная морская вода, другие — связывают его с эксгаляциями. Одна из важных особенностей осадка — низкие содержания алюминия и титана, что рассматривается как доказательство ничтожного значения терригенного материала и свидетельство местного источника металлов.

Для выявления присутствия эксгалятивного железа и марганца выработаны определенные диагностические критерии. В частности, Н. М. Страхов [1976] предложил использовать железо-марганцево-титановый модуль ((Fe+Mn)/Ti). Значения модуля выше 25 указывают, по данным Н. М. Страхова, на участие металлов вулканогенного происхождения в составе осадков. Вероятно, абсолютные значения модуля для генетических выводов следует использовать осторожно; возможно, в дальнейшем понадобятся некоторые ограничения его применения, но в целом модуль четко отражает определенную тенденцию.

Поступление продуктов гидротермальной деятельности накладывается на обычную седиментацию. На основе данных о составе пелагических осадков для многих районов рассчитана доля (примерная) экс-

галятивных веществ. Она, естественно, варьирует в больших пределах. Н. М. Страхов [1976] для металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) определил присутствие эксгалятивного железа в 20,4%, а марганца — 6,7%. Для депрессии Бауэра эксгалятивный компонент (Si, Fe, Mn) составляет более 61% [Bishoff, Rosenbauer, 1977]. Какими бы ни были расчеты, очевидно, что на больших глубинах местами происходит гидротермальный вынос металлов (особенно железа и марганца), а также кремнезема. В отличие от первых кремнезем фиксируется не повсеместно. Для его осаждения необходимы особые условия — наличие «ловушек». Это особенно хорошо видно на примере глубоких депрессий Красного моря, где формируются кремнисто-железистые илы. Там же, где ловушек нет, кремнезем идет в общий запас растворенных веществ морской воды, а частично расходуется на формирование специфических глинистых минералов [Бутузова и др., 1977].

Главные районы глубоководной эксгалятивной деятельности связаны с срединно-океаническими хребтами и рифтами. Они относятся к категории спрединговых структур, и для них характерен высокий тепловой поток.

Распространение металлоносных осадков, связанных с хребтами, широко иллюстрируют карты, составленные Н. М. Страховым [1976] и А. П. Лисицыным [1978]. Главной областью формирования этих осадков является ВТП и ближайшие структуры — депрессия Бауэра, впадина Хесса и другие, в общем составляющие огромную провинцию проявления вулканогенно-осадочного процесса. По данным А. П. Лисицына, площадь ее превышает 10 000 000 км^2; она простирается от оси ВТП только в одну сторону на 2700 км; мощность рудоносной пачки в отдельных точках достигает 30—40 м. Однако это не единый непрерывный покров. Упомянутая провинция представляет собой систему участков с разной интенсивностью эксгаляционного выноса и с разными центрами поступления металлов. Наибольшая скорость их накопления относится к осевой части хребта. Железо-марганцево-титановый модуль здесь очень высок, в среднем больше 300 (достигая в отдельных точках 1000—1300). Осадки, обогащенные металлами, встречаются и северо-западнее на расстоянии 2000 км от хребта, где поступление эксгалятивных веществ есть основание связывать с разломами зоны Кларион, тем более, что в одной точке на ее линии обнаружены теплые придонные воды и железистые осадки [Bishoff, Rosenbauer, 1977]. Следы эксгаляционной деятельности известны и в других разломных зонах, например в ущелье трансформного разлома Романш [Bonatti et al., 1976].

Лучшим примером глубоководных металлоносных осадков рифтовых зон являются впадины Красного моря, заполненные горячими рассолами; поверхность последних находится на глубине 2000—2050 м. В депрессиях, как и на ВТП, идет интенсивный процесс образования железистых осадков. Они привлекли к себе очень большое внимание, так как являются уникальной природной лабораторией для изучения гидротермально-осадочного рудогенеза. В изучении вещественного состава осадков принимают участие и сотрудники ГИН АН СССР.

Железистые осадки представлены здесь (в отличие от ВТП) не только окисными, но и сульфидными «фациями», содержат неравномерно распределенный амфорный кремнезем (кремнисто-железистый ил).

Здесь присутствуют марганцовистые прослои и отмечаются высокие содержания цинка, меди, свинца (сульфиды) и некоторых других элементов. Характерно формирование очень специфических аутигенных глинистых минералов, образующихся при раскристаллизации кремнисто-железистого ила [Бутузова и др., 1977].

Обстановка образования металлоносных осадков в Красном море существенно иная, чем на ВТП. Они локализованы на небольшой площади (общая площадь трех депрессий — 70 км²). В условиях изоляции от окружающей морской воды скорость их образования несравненно больше и они возникают из горячих высокоминерализованных растворов. Железо-марганцево-титановый модуль здесь исключительно высок (>1000).

Глубоководные металлоносные осадки формируются и вне срединно-океанических хребтов и рифтов. Они встречены местами вблизи подводных вулканов, вне системы срединных хребтов. Бурением установлено также, что породы в основании осадочного чехла, залегающие над базальтами, очень часто в той или иной степени обогащены железом и другими эксгалятивными элементами.

Продукты гидротермальной деятельности присутствуют не только в составе осадков. В ряде мест обнаружены зоны дробления подводных вулканитов (базальты, гиалокластиты), обломки которых обросли корками окислов марганца, присутствующих также в виде жилок, встречающихся в цементе. Такие базальтовые брекчии взяты, например, со склонов долины Срединно-Атлантического хребта, где он рассечен поперечными разломами и сбросовыми уступами. Скорость формирования корок здесь в 2 раза выше, чем глубоководных конкреций, и они содержат до 40% марганца, причем резко обеднены железом и, кроме никеля и цинка, малыми элементами [Rona et al., 1976].

Следы дробления и интенсивного гидротермального изменения как вулканитов, так и развитых здесь же осадочных пород встречены в Южной котловине Тихого океана [Скорнякова и др., 1973]. Характерно, что здесь наблюдаются не только отложения гидротермальных железа и марганца, но и интенсивная вторичная фосфатизация, тоже, возможно, связанная с вулканогенным источником.

Таким образом, сейчас имеется много данных о существовании газогидротермальной деятельности в глубоководных условиях, прямо связанных с базальтовыми излияниями.

АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

С самого начала развития представлений о влиянии вулканизма на седиментацию особое внимание привлекли к себе геосинклинальные отложения: кремнистые и металлоносные (железистые, марганцовистые). В ГИН АН СССР им уделялось большое внимание. Здесь мы остановимся главным образом на результатах изучения первых, так как рудам посвящен специальный раздел этого сборника.

Вулканогенно-кремнистые ассоциации широко распространены во всех геосинклиналях и представлены довольно разнообразно, так как местные условия всегда накладывают на них отпечаток. Однако если отвлечься от деталей, то все их разнообразие можно свести к двум основным группам: эффузивно-кремнистой и туфо-кремнистой. Предста-

вители первой особенно характерны для раннегеосинклинальных формаций и многие из них являются частью офиолитовых серий, вторые обычно связаны с «островодужными комплексами».

Эффузивно-кремнистые ассоциации

В зависимости от характера кремнистых пород выделяются два наиболее распространенных типа: яшмовый и фтанитовый.

Эффузивно-яшмовые ассоциации. Они детально изучались на примере Южного Урала [Хворова, Ильинская, 1963; Хворова и др., 1978], Казахстана [Хераскова, 1979], Малого Кавказа [Григорьев, 1979] и Камчатки [Хотин, 1976]; для их характеристики был использован и другой литературный материал.

Вулканиты представлены основными лавами (спилиты, диабазы), иногда подушечными, среди которых локально присутствуют подушечные брекчии и гиалокластиты. Со спилитами часто ассоциируют кварцевые кератофиры, сосредоточенные преимущественно вверху эффузивных толщ. Иными словами, это либо недифференцированные, либо контрастно-дифференцированные (преобладают) вулканические серии. Реже в небольшом количестве присутствуют кератофиры, т. е. намечается тенденция к непрерывной дифференциации.

В эффузивных породах нет обеленных зон [1], наоборот — местами наблюдается неравномерная гематитизация. Нередко попадаются слойчато-сферолитовые гематито-кварцевые тела, похожие на гейзериты. В подушечных лавах пространство между подушками заполнено иногда железисто-кремнистым материалом.

Яшмы обычно чистые, высококремнистые, лишь прослоями глинистые; характерно обилие радиолярий и их детрита, хотя в некоторых ассоциациях органические остатки представлены только спикулами губок.

Нередко встречаются пласты и линзы, в разной степени обогащенные железом и марганцем, причем наблюдается тенденция к их пространственному разобщению. В некоторых регионах (Южный Урал, Калифорния и др.) много мелких месторождений марганцевой руды.

Южноуральские металлоносные яшмы характеризуются высоким железо-марганцево-титановым модулем: он всегда больше 25, а в отдельных случаях достигает 250 и даже 850. Между железом и титаном отсутствует какая-либо зависимость, а между железом и алюминием она очень неотчетлива [Хворова и др., 1972]. Малыми элементами яшмы обеднены, но в металлоносных разностях местами наблюдаются резкие «подскоки» содержаний (в ppm): Zn — до 490, Pb — до 156, Cu — до 550, Ni — до 152, V — до 252 и As — до 120 [2]. Они редко превышают средние цифры, приводимые для ВТП (в ppm): Zn — 315, Pb — 158, Cu — 870, Ni — 615, V — 870, As — 63 в пересчете на бескарбонатное вещество [Страхов, 1976]. Однако если учесть очень сильное

[1] Если они есть, то связаны с более поздним выветриванием в местах развития колчеданов.

[2] Мышьяк определялся лишь в 20 образцах, и наибольшее его содержание относится к марганцовистым, а не железистым яшмам. Недостаточное количество анализов не позволяет, однако, рассматривать это как закономерность.

разбавляющее влияние кремнезема в геосинклинальных осадках, то обогащение их перечисленными элементами выступит намного ярче. Следует отметить, что локально вместе с марганцем наблюдается концентрация фосфора (до 10—18% P_2O_5).

Таким образом, рудоносные геосинклинальные яшмы и металлоносные осадки океанов имеют много сходных «геохимических черт», но они резко различны по содержанию кремнезема. Этот факт заслуживает особого внимания и к нему мы вернемся позднее.

Соотношение вулканитов и яшм характеризуется определенными тенденциями.

Яшмы почти всегда тяготеют к верхам мощных комплексов основных эффузивов. Они образуют в них пласты, линзы, отторженцы, а также концентрируются над вулканитами в виде сплошных пачек (20 м) и толщ (до 200 м, редко больше). Здесь они занимают то же положение, что и кремнекислые вулканиты в контрастно-дифференцированных сериях. Возможно, это показывает, что вынос кремнезема в зону седиментации также является следствием процесса дифференциации магматического расплава.

В каждом районе яшмовые толщи приурочены к определенным стратиграфическим уровням, образуя маркирующие горизонты. Мощность их, однако, очень изменчива, и по существу они представляют собой систему крупных линз. Их формирование происходило в условиях расчлененного подводного рельефа, что отразилось на мощности яшм и на соотношении их с вулканическими породами. Яшмы, следовательно, не образуют сплошного покрова над эффузивным комплексом, и в то же время площадь их распространения шире вулканической зоны, они выходят за ее пределы в область развития осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Однако с удалением от вулканической зоны яшм становится все меньше.

Такие «дистальные яшмы» в разных районах ассоциируют с разными породами, отражающими местные условия седиментации. Известны их сочетания с фтанитами, аргиллитами, аркозовыми и граувакковыми песчаниками, туфами и туффитами, а также известняками. В общем они могут быть связаны в разрезе с любыми морскими отложениями. Батиметрические условия образования «яшмовых осадков» различны. Некоторые аргиллито-, известково- и туффито-яшмовые ассоциации являются относительно глубоководными образованиями, но, несомненно, существуют и довольно мелководные, терригенно-яшмовые комплексы [Хворова, Гаврилов, 1969]. В «мелководных яшмах» органогенные остатки представлены не радиоляриями, а спикулами губок.

Сравнение геосинклинального и океанского кремненакопления выявило существенные различия между ними [Хворова, 1968]. Первое тесно связано с подводными излияниями базальтов, второе такой связи не обнаруживает и регулируется часто «экзогенным» фактором [Лисицын, 1966]. Поэтому в геосинклиналях кремнистые породы (яшмы) концентрируются над вулканитами, а в океанах этого не наблюдается. Как было показано, существует подводный вулканогенный вынос SiO_2 и некоторых металлов. Набор последних в рудоносных яшмах и океанских вулканогенных металлоносных осадках сходен. Чем же объясняется отсутствие (или незначительное количество) кремнезема в последних и обилие его в геосинклиналях? Предполагалось [Хворова,

1976], что это может определяться некоторым различием магматизма, влияющим на состав поствулканических продуктов и обусловившим как более интенсивный вынос кремнезема, так и спилитизацию (парагенез яшм и спилитов). На различие магматизма указывает и строение вулканических толщ: в океанах это недифференцированные базальты, а в геосинклиналях обычно в разной степени дифференцированные серии с кремнекислой составляющей [Григорьев, Золотарев, 1979]. Однако различия в кремненакоплении, возможно, связаны с разными бассейновыми условиями.

В океанах основной областью выноса эксгалятивных веществ являются срединные хребты. Их осевая часть (гребни) расположена на разных глубинах, но обычно на 1,5—3 км ниже уровня моря. Главной областью обитания радиолярий (а именно они характерны для яшм) является верхний 500-метровый слой воды [Петрушевская, 1966]. Таким образом, выносимый эксгаляциями кремнезем поступает в воду, находящуюся намного ниже радиоляриевой зоны, и если нет «ловушек», то частично идет на формирование глинистых минералов, но главная его масса должна поглощаться гидросферой.

Геосинклинальные бассейны отличались разной батиметрией, но глубоководные котловины здесь были скорее батиальными, чем абиссальными и, следовательно, «вулканические хребты» могли достигать «радиоляриевой зоны». При этом эксгалятивный кремнезем стимулировал развитие кремневого планктона и образование кремнистых и железисто-кремнистых осадков в вулканической зоне.

Эффузивно-фтанитовые ассоциации. Этот тип ассоциаций широко распространен в палеозойских геосинклиналях и детально изучался в Казахстане [Хераскова, 1979] и на Южном Урале [Хворова и др., 1978]. Вулканические толщи здесь имеют тот же состав, что и рассмотренные выше. Кремнистые породы представлены фтанитами и фтанитоидами [1], которые сходны с яшмами по структуре, текстуре и органогенной составляющей, хотя среди них чаще встречаются глинистые разности, и фтаниты нередко чередуются с глинистыми сланцами. Фтаниты не концентрируются преимущественно над вулканитами, они встречаются внутри эффузивного комплекса, но главным образом сменяют его латерально, образуя сплошные, часто мощные глинисто-кремнистые толщи с подчиненным количеством других осадочных пород. С удалением от вулканической зоны количество фтанитов обычно уменьшается.

Геохимически фтаниты резко отличаются как от яшм, так и от металлоносных океанских осадков. Они в той или иной степени обогащены углеродом и частично фосфором; в среднем содержание железа в них ниже и закисные его формы преобладают; марганцем (если отсутствуют карбонаты) и малыми элементами фтаниты обычно обеднены; лишь ванадий и молибден местами дают значения выше, чем в красных глубоководных глинах океана, и только ванадий иногда превышает среднее значение для металлоносных осадков ВТП. Особенно бросается в глаза низкое содержание таких характерных эксгалятивных компонентов, как свинец, цинк, медь и мышьяк.

[1] Для краткости будем в дальнейшем говорить о фтанитах, подразумевая и фтанитоиды.

Таким образом, кремнистые породы фтанитовой группы обычно не обнаруживают четкой генетической связи с вулканогенным выносом, хотя нередко существует пространственно-временно́е соотношение фтанитов с вулканитами, более того, в одном бассейне возникают иногда совместно железисто-кремнистые (яшмы) и углеродисто-кремнистые (фтаниты) осадки, однако всегда существует тенденция их пространственного разобщения, причем фтаниты дальше «уходят» за пределы вулканической зоны.

Многие эффузивно-кремнистые (как яшмовые, так и фтанитовые) ассоциации лишены карбонатов или содержат небольшое их количество, причем это либо биогермные известняки, развитые на локальных поднятиях, либо микритовые разности, которые в одних случаях появляются вместе с яшмами над вулканитами, в других же — развиты лишь на удалении от последних и ассоциируют с фтанитами.

Кроме фтанитовых толщ, латерально сопряженных с эффузивными и яшмовыми, в геосинклинальных областях известен и другой тип фтанитов — металлоносных. Они широко распространены в нижнем палеозое Центрального Казахстана, где входят в состав глинисто-карбонатно-кремнистой (черносланцевой) формации. Этот формационный тип детально изучен Т. Н. Херасковой [1979], которая связывает его образование с грабенообразными прогибами (рифтами), расположенными на краях массивов с континентальной корой. Формация представляет собой тонкое чередование силицитов, в разной степени углеродистых черных глинисто-кремнистых сланцев, иногда пиритоносных и темных известняков. Мощность формации небольшая (100—400 м), ниже нее широко распространены тиллитоподобные конгломераты. В прибортовой части прогибов относительное количество кремнистых пород возрастает (за счет уменьшения количества пелитоморфных известняков) и одновременно увеличивается их металлоносность.

Содержание малых элементов здесь местами достигает рудных концентраций, особенно это относится к ванадию (ванадиеносные сланцы). Т. Н. Хераскова приводит следующие значения содержания ряда элементов в глинисто-кремнистых сланцах (граммы на тонну, или ppm): V — до 10 000 (среднее — 1400); Pb — до 2000 (среднее — 80), Cu — до 1000 (среднее — 280), Ba — до 20 000 (среднее 7000), Zn — до 600, Mo — до 27. В «чистых» фтанитах содержания перечисленных элементов ниже, вероятно, вследствие разбавляющего влияния кремнезема, но и в них ванадий в среднем достигает 1000 ppm. По обогащенности пород такими элементами, как свинец, медь, отчасти цинк, они близки к современным эксгалятивным осадкам Красного моря и ВТП, но резко отличаются более высокими содержаниями ванадия, бария и отчасти молибдена. Геологическая обстановка образования рассматриваемых отложений ближе к рифту Красного моря, чем к ВТП, хотя, конечно, общие условия седиментации в обоих случаях резко различны. Характерно, что в зоне развития «черносланцевой» формации вулканиты, как правило, отсутствуют и вынос металлов и кремнезема (хотя бы частично) мог происходить в результате гидротермальной деятельности, связанной с крупными конседиментационными разломами [Хераскова, 1971].

Формирование эффузивно-кремнистых ассоциаций испытывало некоторые характерные изменения на протяжении фанерозоя.

В раннем и частично среднем палеозое, кроме яшмовых, очень широкое распространение имели фтанитовые осадки, обогащенные органическим веществом морского происхождения. Во многих геосинклиналях фтаниты слагают мощные, почти сплошные толщи и их накопление происходило в течение большого отрезка геологического времени (кембрий — ордовик, весь силур). Карбонатонакопление здесь подавлено и довольно четко выражена тенденция отрыва его от вулканических проявлений как в пространстве, так и во времени. В общем спилиты с «шапками» яшм латерально сменяются фтанитовыми толщами, однако в некоторых геосинклиналях последние отсутствуют и яшмово-эффузивные комплексы непосредственно сменяются терригенными. Здесь, таким образом, видно, что сонахождение спилитов и яшм более закономерно, чем спилитов и фтанитов. В позднем палеозое углеродисто-кремнистых геосинклинальных отложений становится много меньше.

В мезозойских геосинклиналях продолжалось образование яшм, но роль углеродисто-кремнистых отложений резко снизилась, они перестали быть характерным членом эффузивно-кремнистых ассоциаций и не слагали мощных толщ. Соотношение яшм и вулканитов сходно с тем, что имело место в палеозое. Латерально яшмы замещаются пелагическими известняками и в зонах перехода чередуются с ними; вообще здесь известково-яшмовые ассоциации распространены шире [Григорьев, 1979]. Карбонатные породы (с прослоями кремней и других осадочных пород) в ряде случаев как бы занимают место фтанитов на общем фациальном профиле. Однако спилито-яшмовые комплексы не всегда латерально сменяются известняковым разрезом, иногда они замещаются терригенными толщами (например, францисканская формация). Мы наблюдаем здесь ту же картину, что и в палеозое: яшмы и основные эффузивы — характерный двучленный комплекс, латерально сменяющийся разными типами отложений в зависимости от общих условий седиментации в бассейне. Спилито-яшмовые ассоциации характерны для мезозоя, но доходят до палеогена, хотя их здесь очень мало.

В кайнозое эффузивно-кремнистые формации почти нигде не возникали: в соответствующих частях разреза складчатых областей континентов их практически нет. В океанах же кремненакопление оказалось оторванным от активных очагов подводного вулканизма, и регулировать образование кремнистых осадков стали другие факторы. Характерно, что со второй половины мезозоя произошли заметные изменения в глобальной седиментации: появилась своеобразная опоковая платформенная формация [Каледа, 1956] и очень широкое распространение приобрели отложения писчего мела. Это связано с изменениями в биосфере — расцветом диатомовых водорослей, кокколитофорид и планктонных фораминифер.

Итак, в фанерозое намечаются два рубежа, на которых произошло изменение пелагического кремненакопления. Один из них менее отчетливый, растянутый во времени, отвечает позднему и частично среднему палеозою, когда из геосинклинальных разрезов стали постепенно исчезать типичные фтанитовые толщи. Второй рубеж — более резкий и отчетливый — падает на середину мезозоя, когда почти исчезли эффузивно-яшмовые формации и, судя по данным изучения океанов, кремнеобразование утратило прежнюю тесную связь с вулканизмом.

Каковы же причины указанных изменений? Здесь возникают две до некоторой степени самостоятельные проблемы: 1) что привело к изменению геосинклинальной пелагической седиментации в геологической истории и 2) что определило различное соотношение вулканических и кремнистых пород в океанах и эвгеосинклиналях?

В первой из них рассматриваются два вопроса:

1. Почему «углеродистые сланцы» (фтаниты) характерны только для палеозойских геосинклиналей, причем особенно обильны в интервале кембрий — силур? Было высказано предположение [Ramsay, 1973], что их широкое развитие обусловлено меньшим содержанием кислорода в атмосфере палеозоя и, следовательно, в океане, вследствие чего уровень окисления органического вещества располагался глубже, чем сейчас. Подкупает в этой гипотезе то обстоятельство, что типичные фтаниты особенно характерны для кембрия — силура, т. е. для того периода, когда отсутствовала наземная растительность. Однако, по утвердившимся представлениям о составе атмосферы, эта гипотеза неприемлема.

Существует попытка связать обогащенность органическим веществом пелагических осадков с периодами общего потепления климата планеты [Degens, Stoffers, 1976; Shlanger, Jenkyns, 1976]. Отсутствие контрастной поясной зональности должно было уменьшить значение термохалинной циркуляции в океане, что препятствовало бы перемешиванию вод и стабилизировало их стратификацию (вертикальную зональность). При этом ниже устойчивой плотностной границы могли возникать бескислородные условия, что привело бы к накоплению органического вещества, исчезновению бентоса и неблагоприятно сказалось бы на карбонатообразовании. Субмаринная вулканическая деятельность усилит эту тенденцию и будет способствовать формированию углеродисто-кремнистых осадков. Конечно, подобная гипотеза бескислородности глубоководных частей океанов в определенные периоды истории Земли требует разработки и не может быть безоговорочно принятой.

2. Что касается изменения геосинклинальной седиментации в мезозое: сокращения кремненакопления и увеличения накопления карбонатов, то здесь исследователи довольно единодушны и связывают это с расцветом планктонных фораминифер и наннопланктона. Их появление не только непосредственно влияло на формирование известковых осадков но, возможно, и косвенно, понижало уровень карбонатной компенсации.

Вторая проблема, по существу, осталась нерешенной. Неоднократно отмечалось различие в соотношении вулканитов, кремнистых и карбонатных пород, наблюдаемое в океанах и геосинклиналях, но все попытки объяснить это не вышли за пределы догадок. Есть предположение [Garrison, 1974], что в геосинклиналях мы имеем дело не с вулканизмом хребтов (как в океанах), а с излияниями, удаленными от них, происходящими на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации, вследствие чего над вулканитами появляются яшмы. После их отложения необходимо предположить подъем дна выше упомянутого уровня, так как кремнистые осадки сменяются карбонатными. Во многих конкретных случаях такое объяснение не подходит, так как и в мелководных условиях над спилитами возникали яшмы [Хворова, Гаврилов,

1969]. Представляется, что стремление исключить влияние вулканического выноса на кремнеобразование в геосинклиналях едва ли способствует решению проблемы. Возможно, ключ к этому следует искать в особенностях геосинклинального вулканизма (включая и поствулканическую деятельность). Здесь мы возвращаемся к старой проблеме спилитов. Их парагенез с яшмами слишком характерен, чтобы быть случайным. И, может быть, эволюция кремненакопления в какой-то мере определяется и эволюцией магматизма. Здесь заслуживает внимания гипотеза, высказанная В. Н. Григорьевым и Б. П. Золотаревым [1979], о все более затрудненном — с течением геологического времени — поступлении в поверхностные слои «глубинного кремнезема» в связи с опусканием уровня существования недифференцированного мантийного вещества. Если это справедливо, то доля поступающего в гидросферу вулканогенного кремнезема должна была с течением геологического времени уменьшаться.

При решении поставленной проблемы нельзя исключить и влияние на кремневую седиментацию экзогенных факторов. Прежде всего, это различие в морфометрии (батиметрии) геосинклинальных и океанических бассейнов. Как указывалось, при относительно небольшой глубине геосинклинальных бассейнов (батиальном их характере) больше возможности поступления эксгалятивных веществ (кремнезема, углекислоты) в зону, благоприятную для развития кремневого планктона: это способствовало бы отложению в вулканической зоне кремнистых осадков и одновременно препятствовало карбонатонакоплению. Если это так, то можно предполагать, что в аспекте геологического времени геосинклинальные бассейны становились в общем все более глубоководными. Нельзя игнорировать и роль биосферы: расцвет в мезозое и кайнозое таких сильных извлекателей кремнезема, как диатомовые, мог снизить общее содержание его в гидросфере.

Наложение всех перечисленных причин, вероятно, и привело к коренному различию геосинклинального и океанического кремненакопления. Это относится и к особенностям его размещения, и к способу отложения. В палеозойских и отчасти мезозойских геосинклинальных бассейнах могла существовать и хемогенная его осадка [Григорьев, Золотарев, 1979].

Туфо-кремнистые ассоциации

При рассмотрении седиментации вулканогенного обломочного материала мы останавливались на особенностях строения и условиях формирования туфовых толщ. Многие из них, как указывалось, характеризуются повышенной кремнистостью осадков (кремнистые туфы) и содержат пласты, линзы и пачки кремнистых пород. Обычно это зеленые, серые и черные силициты, многие из которых относятся к фтанитоидам, реже встречаются яшмы. Среди силицитов присутствуют и биогенные разности (радиоляриевые, диатомовые, спонгиевые) и разности, полностью лишенные органических остатков. Силициты ассоциируют с туфами любой основности.

Так как сочетание кремнистых пород и туфов очень характерно и наблюдается почти во всех геосинклинальных разрезах, постоянно возникает предположение, что сочетание это не случайно.

Несколько причин могут вызвать кремнистость туфовых толщ.

1. Минеральное преобразование в диа- и особенно катагенезе тонких пеплов, главным образом их глинизация. При этом освобождается определенное количество кремнезема, формирующего конкреции и прослои. Такие кремнистые породы предложено определять как «туфогенные силициты» [Бродская, 1966]. Это неседиментационные образования.

2. Поступление пеплов в зону развития кремнистых осадков. Кремнеобразование здесь не связано генетически с пепловой седиментацией и может определяться теми или иными причинами. Для некоторых геосинклинальных бассейнов было характерно присутствие поблизости от цепи эксплозивных вулканов области подводных излияний (спилиты) и развитие сопутствующих им кремнистых илов (спилито-кремнистые комплексы). В переходных зонах отлагались кремнистые и пепловые осадки и формировались туфо-кремнистые ассоциации, представляющие, таким образом, довольно характерный парагенез.

3. Расцвет кремниевого планктона в областях развития эксплозивного вулканизма. Можно полагать, что это связано частично с обогащением вод растворенным кремнеземом, а частично со способностью некоторых организмов (диатомовых водорослей) извлекать его из тонкой пепловой витрокластики. Мы видели, что с островными вулканами связаны подводные фумарольные поля и поступление кремнезема. Здесь же наблюдается обилие диатомовых. Образование чистейших диатомитов в озерах вулканического ландшафта [Горецкий, 1945] рассматривается как показатель непосредственного влияния такого выноса на развитие биогенных кремнистых осадков. Очевидно, они могут формироваться и в морских условиях. В целом, несмотря на широкое распространение туфо-кремнистых ассоциаций, роль вулканогенных веществ в образовании кремнистых осадков здесь не столь отчетлива, как для ассоциирующих с эффузивами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал в общих чертах дает представление о влиянии вулканизма на образование осадков. Это влияние осуществляется в двух направлениях.

1. В связи с вулканической деятельностью в зону седиментации поступают твердые и газо-жидкие вещества, прямо или косвенно влияющие на состав осадочных образований. Характер исходных вулканогенных продуктов в свою очередь определяется составом магматического расплава, типом извержения и стадией вулканического процесса.

Переработка в поверхностных условиях твердых вулканических материалов дает начало разнообразным минеральным типам обломочных пород, среди которых много разностей, существенно отличающихся от обычных терригенных. В то же время среда формирования вулканогенно-осадочных пород определяет в основном их структурно-текстурные особенности, и поэтому, за некоторым исключением, по этим признакам они сходны с обычными обломочными терригенными осадками.

Газогидротермальная деятельность, в основном подводная, не только пополняет запас растворенных веществ гидросферы, но и непосред-

ственно влияет на образование осадков: металлоносных (железистых и др.), кремнистых, глинистых, а также сказывается на их геохимической характеристике (обогащенность некоторыми малыми элементами). В ряде случаев, по-видимому, с этой деятельностью связана и бескарбонатность осадков. Реализация выносимых веществ опять-таки в значительной степени определяется поверхностными условиями: в одних случаях поступающие продукты рассеиваются в атмосфере и гидросфере, в других — дают минеральные накопления. Последние могут возникать не только в результате хемогенного, но и биогенного осаждения. Поэтому не следует, как иногда делается, противопоставлять вулканогенное происхождение веществ (петрофонд) и их биогенную реализацию (в основном это относится к кремнезему).

2. Вулканизм является не только поставщиком веществ в зону седиментации, но и важным конструктивным механизмом надводного и подводного рельефа. Иначе говоря, вулканическая деятельность сама моделирует среду осадкообразования и влияет на условия формирования отложений, причем не только вулканогенных, но и обычных экзогенных (терригенных и гидрогенных). Резкий и быстро меняющийся рельеф в вулканических областях вместе со свойственной им высокой сейсмичностью и тектонической активностью создают предпосылки для развития целого ряда специфических генетических типов отложений.

Изучение закономерностей формирования и размещения вулканогенно-осадочных образований позволяет не только понять влияние вулканической деятельности на седиментацию (и рудогенез), но в ряде случаев решать и обратную задачу — определять особенности вулканизма, а подчас и положение вулканических центров, иногда удаленных от области седиментации на большое расстояние или вообще не сохранившихся. В последнем случае вулканогенно-осадочный материал может оказаться единственным свидетелем вулканических проявлений.

Рассматриваемая проблема (вулканизм и седиментация) далека от исчерпывающего решения, и в ней много невыясненных и дискуссионных вопросов разного значения. Это касается, например, геохимических критериев определения вулканогенно-осадочного генезиса некоторых минеральных концентраций. При этом необходимо выявить различия не только между вулканогенно-осадочными и собственно осадочными образованиями, но и между первыми и гидротермально-метасоматическими. Еще не ясно, влияют ли и каким образом петрохимические особенности магматического расплава и характер дифференциации на поствулканические продукты, определяющие состав осадочных образований. Остается дискуссионным вопрос о значении гальмиролиза и гидротермального выщелачивания как возможных источников осадочного материала. Существуют различные точки зрения на происхождение веществ в гидротермальных поствулканических растворах (выщелачивание и «ювенильность»). Многие из перечисленных вопросов не относятся к компетенции литологов, но их решение способствовало бы правильному и объективному определению генезиса некоторых спорных объектов.

Как было показано, идеи о большой роли вулканизма в образовании осадочных минеральных накоплений зародились еще в 30-х и 40-х годах в ГИН АН СССР. Затем в литологическом секторе института начались планомерные исследования по этой проблеме, несомненно, ока-

завшие влияние на ее развитие и за пределами института. Они проводились, в соответствии с установившимися традициями, на основе формационного анализа. Детально изучались вещественный состав отложений и фациально-палеогеографические условия их образования, широко использовался сравнительный литологический метод. Последний приобрел особое значение в связи с развитием работ в океанах.

ЛИТЕРАТУРА

Анатольева А. И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978.

Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука 1974. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 263).

Бровков Г. Н., Бугарская Г. С., Забияка И. Д., Могилев А. Е. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1967.

Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 394—401.

Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Пискунов Б. Н. Вулканогенно-обломочные породы кайнозойских отложений Сахалина и Курил и особенности их формирования.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 82—96.

Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 194).

Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова Н. П. К вопросу о природе и генезисе глинистых минералов в рудоносных осадках Красного моря.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 192—195.

Ван А. В. Вулканический пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1, с. 40—51.

Власов Г. М., Борисов О. Г., Попкова М. И. Неогеновая туфовая флишоидная формация Курило-Камчатской системы.— Литол. и полезн. ископаемые, 1977, № 1, с. 110—123.

Вознесенская Т. А. Апогиалокластические образования на Южном Урале (Магнитогорский мегасинклинорий).— Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 1, с. 160—165.

Вопросы геологии Центрального Казахстана. М. Изд-во МГУ, 1971. Вып. 10.

Гаврилов А. А. Накопление вулканогенно-обломочных продуктов в геосинклинальных бассейнах прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1. Осадкообразование, с. 137—208. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 195).

Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973.

Гептнер А. Р. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1, с. 27—39.

Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5, с. 113—139.

Гептнер А. Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии.— В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978, с. 155—191.

Гладенков Ю. Б., Гречин В. И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 5, с. 72—81.

Горецкий Ю. К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта Армении.— В кн.: Диатомиты и трепелы: Происхождение и классификация кремнистых опаловых пород. М.; Л.: Госгеолиздат, 1945, т. 1, с. 44—68. (Тр. / ВИМС; Вып. 177).

Гречин В. И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 282).

Григорьев В. Н. Эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 60—82. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 387).

Григорьев В. Н., Золотарев Б. П. Сравнение геосинклинального и океанического осадкообразования и вулканизма.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 205—220. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 337).

Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.

Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8, с. 58—74.

Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бана Вуху (Индонезия).— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 70—79.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972.

Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, кн. 3/4, с. 277—291.

Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1, с. 3—22.

Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970.

Копорулин В. И. Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов северо-востока СССР.— В кн.: Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.: Недра, 1975, с. 122—138.

Котова Л. Н. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай. М.: Наука, 1972. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 224).

Кременецкая Т. Н. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в районе Камчатки.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5, с. 115—122.

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: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978.

Лисицина Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С. Влияние Гавайского вулканизма на осадкообразование.— В кн. Проблемы геологии и геохимии осадочных пород и руд. М. Наука, 1975, с. 130—150.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. Современные вулканы.

Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975.

Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А. Рельеф и отложения молодых районов Камчатки. М.: Наука, 1970.

Митрошин М. И., Сухов Л. Г. Особенности строения и формирования шаровых лав и гиалокластитов на западе Тунгусской синеклизы.— Учен. зап. НИИГА, 1969, вып. 16, с. 79—86.

Муравьев В. И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 8, с. 24—38.

Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 31—56.

Павлидис Ю. А. Некоторые особенности формирования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М.: Наука, 1968.

Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. М.: МОИП, 1947.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. 22, с. 77—138.

Петрушевская М. Г. Радиолярии в планктоне и в донных осадках.— В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 219—245.

Пушкина З. В. Железо, марганец, фосфор, кремнезем в водах кальдеры острова Санторин.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2, с. 87—96.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.

Розанова Е. Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г., Маракуев В. И. Донные отложения и вулканические породы в Южной котловине Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1, с. 17—28.

Соколова Е. А. Марганцевые вулканогенно-осадочные формации разных стадий геосинклинального процесса.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 225—259.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. (Тр./ИГН АН СССР; Вып. 73. Геол. сер., № 22).

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

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

Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 292).

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железистых руд в нижнем палеозое и докембрии.— В кн.: И. М. Варенцов, Л. Н. Формозова. Осадочные руды железа и марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 65—118. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 70).

Фролов В. Т. О ритмичном строении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклинория.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 55—64.

Фролов В. Т. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала, вопросы их классификации и номенклатуры.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 97—112.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1. Осадкообразование, с. 9—136. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 145).

Хворова И. В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции.— В кн.: Стратиграфия и седиментология: Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 121—127.

Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В. Формации Сакмарского аллохтона. М.: Наука, 1978. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 311).

Хворова И. В., Гаврилов А. А. Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской Луки и условия образования кремнистых осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 53—70.

Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3, с. 130—143.

Хворова И. В., Елисеева И. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 43, вып. 3, с. 87—98.

Хворова И. В., Золотарев Б. П., Гусарева А. И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6, с. 26—41.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 78—87.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 87—160. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 81).

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточнобашкирских марганцевых месторождений.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии: Памяти акад. А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 329—348.

Хераскова Т. Н. Строение и условия образования известняково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского синклинория.— Вестн. МГУ. Геология, 1971, № 4, с. 27—40.

Хераскова Т. Н. Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 337).

Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса: Строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки. М.: Наука, 1976. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 281).

Чайников В. И., Репечка М. А. О подводном вулканизме в Японском море.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 5, с. 1141—1144.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.

Штрейс Н. А. Железо-марганцевые месторождения Успенско-Спасского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 4, с. 603—613.

Bischoff T. L., Rosenbauer R. J. Recent metalliferous sediments in the North Pacific manganese nodule area.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 33, N 3, p. 379—388.

Bonatti E., Honnorez-Guerstein M. B., Huonorez T., Stern Ch. Hydrothermal pyrits concretions from the Romanche trenth (Equatorial Atlantic): Metallogenesis in oceanic fracture zones.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 1, p. 1—10.

Burns R. E., Andrews J. E. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, XXI. Washington: U. S. Govern. Print. Office, 1973.

Carlisle D. Pillow breccias and their aquagenetuffs, Qudra Island, British Columbia.— J. Geol., 1963, vol. 71, N 1, p. 48—71.

Degens E. T., Stoffers P. Stratified waters

as a key to the past.— Nature, 1976, vol. 263, N 5572, p. 22—27.

Fiske R. S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa formation, Japan.— Amer. J. Sci., 1964, vol. 262, N 1, p. 76—106.

Fleet A. J., McKelvey B. C. Eocene explosive submarine volcanism ninetyeast ridge, Indian Ocean.— Mar. Geol., 1978, vol. 26, N 1/2, p. 73—97.

Furnes H. E., Sturn B. A. Beach/shallow marine hyaloclastite deposits and their geological significations — an example from Gret Canaria.— J. Geol., 1976, vol. 84, N 4, p. 439—453.

Garrison R. E. Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosinclinal assemblages.— Spec. Publ. Intern. Assoc. Sedimentol., 1974, N 1, p. 367—399.

Honnorez J., Kirst P. Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs.— Bull. volcanol., 1976, vol. 39, N 3, p. 441—465.

Norin E. The sediments of the central Tyrrhenian Sea.— Swed. Deep-Sea Exped., 1947—1948, VIII, fasc. I. Göteborg, 1958.

Ramsay A. T. S. A history of organic siliceous sediments in oceans.— In: Organisms and Continents Through Time. London, 1973, Spec. Publ. Paleontol. N 12, p. 199—234.

Rona P. A., Harbison R. N., Bassinger B. G., Scott R. B., Nalwalk A. J. Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic Ridge crast (lat 26° N).— Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 5, p. 661—674.

Sarnthein M., Bartolini C. Crain size on turbidite components from Tyrrenian deep sea cores.— Sedimentology, 1973, vol. 20, N 3, p. 425—436.

Shlanger S. O., Jenkyns H. C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and cousequences.— Geol. en Mijnbow., 1976, vol. 55, N 3/4, p. 179—184.

Whitney J. A., Paris T. A., Carpenter R. H., Hartley M. E. Volcanic evolution of the southern Slate Belt of Gorgia and south Carolina: a primitive oceanic island arc.— J. Geol., 1978, vol. 86, N 2, p. 173—192.

Е. В. Шанцер

ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

СУЩНОСТЬ И ЗНАЧЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ОТЛОЖЕНИЙ» И АЛЛЮВИЙ КАК ЕГО ЭТАЛОН

Представление о генетических типах континентальных отложений как комплексах осадков, образующихся «в результате работы определенных геологических агентов», выдвинутое более 90 лет тому назад А. П. Павловым [1888], вскоре стало общепринятым в нашей стране. Поэтому уже в редакторских дополнениях к русскому переводу книги Э. Ога [1924, с. 145] он привел процитированное выше определение как принятое всеми русскими геологами. В принципе оно относилось к континентальным отложениям любого геологического возраста, но сам термин вначале был введен с целью генетической классификации «материковых образований ледниковой и послеледниковой эпох», т. е. континентальных четвертичных отложений. И поскольку именно при их изучении выделение генетических типов в указанном понимании легче всего осуществимо и дает наиболее ощутимый непосредственный научный и практический эффект, оно превратилось в специальный метод, используемый преимущественно четвертичной геологией. Естественно, что и в Геологическом институте АН СССР вопросы изучения генетических типов отложений долгое время находились целиком в ведении бывшего отдела четвертичной геологии.

Со времени переезда Института из Ленинграда в Москву и вплоть до начала Великой Отечественной войны руководителем этого отдела был проф. Г. Ф. Мирчинк — ученик А. П. Павлова и один из основоположников советской школы четвертичной геологии. Эта школа с самого своего возникновения сделала диагностику генетических типов важнейшей методической основой стратиграфического изучения, палеогеографического толкования и геологического картирования четвертичных отложений. Под влиянием работ Г. Ф. Мирчинка, консультировавшего изыскания под многие гидротехнические сооружения, выделение генетических типов отложений стало также одной из основ советской инженерной геологии. Таким образом, уже в предвоенные годы представления о генетических типах отложений А. П. Павлова получили широкое применение в науке и практике.

Однако эти представления оставались фактически на уровне предварительных набросков. Не было сформулировано строгого определения понятия «генетический тип отложений», что позволяло толковать его существенно неоднозначно. Из выделенных А. П. Павловым генетических типов только делювий был охарактеризован достаточно полно [Павлов, 1890]; пролювию [Павлов, 1903, 1909] дана характеристика, допускающая двойственное толкование, что до сих пор служит причиной некоторых разногласий. Для остальных генетических типов отложений в работах А. П. Павлова приводятся только их названия, без хотя

бы кратких определений и описательных характеристик. Цельного учения о генетических типах отложений создано не было.

Пока дело ограничивалось рамками решения частных научно-практических задач четвертичной геологии, с таким отсутствием разработанной теоретической базы можно еще было мириться, поскольку диагностика генетических типов новейших континентальных отложений облегчается рядом их весьма наглядных внешних признаков. К ним прежде всего относится тесная связь отложений с определенными формами и элементами рельефа. Так, поймы и террасы речных долин сложены аллювием, а делювий спускается на них в виде шлейфов с нижних частей примыкающих склонов и т. п. В сочетании с элементарными литологическими признаками осадков (типы слоистости, гранулометрия и пр.) этих простейших геоморфологических зависимостей часто действительно оказывалось достаточным для приближенной диагностики генетических типов и удовлетворительного решения задач стратиграфического расчленения и картирования четвертичных отложений. Однако даже в приложении к ним подобный поверхностный подход не гарантировал от ошибок.

В еще большей степени затрудняется диагностика генетических типов отложений в составе погребенных четвертичных и дочетвертичных континентальных толщ, рельеф времени накопления которых поддается восстановлению лишь в самых общих чертах. В этом случае становится совершенно необходимым знание динамики формирования и закономерностей строения отложений каждого генетического типа, умение разграничивать среди их признаков определяющие и второстепенные, постоянные и факультативные, понимание взаимоотношений и взаимопереходов между ними, а следовательно, и принципов их систематики и т. п. Одним словом, необходима разработка основ учения о генетических типах отложений как цельной концепции.

Только в послевоенные годы в составе отдела четвертичной геологии постепенно стала образовываться группа исследователей, поставивших перед собой эти задачи. В 1969 г. она выделилась в отдельную лабораторию генетических типов континентальных отложений, вошедшую в сектор литологии и геохимии. Составивший ее небольшой научный коллектив остается и по сей день вообще единственным, целью которого является разработка учения о генетических типах отложений. Другие научные коллективы лишь попутно затрагивают в своей работе близкую тематику. В Геологическом институте к последним принадлежал коллектив геологов-угольщиков, руководимый Ю. А. Жемчужниковым, на базе которого впоследствии образовалась лаборатория терригенных формаций.

Континентальные осадочные толщи обычно в наибольшей части сложены аллювиальными отложениями. Последние относятся также к важнейшим объектам поисково-разведочных работ на россыпи и инженерно-геологических изысканий. Поэтому с особой очевидностью выступает необходимость специального изучения закономерностей их строения и динамики образования. В то же время большой фактический материал, получаемый при поисково-разведочных и изыскательских работах, облегчает начало этого изучения, хотя, будучи собранным для узко практических целей, он неизбежно страдает неполнотой и односторонностью. Естественно, что именно аллювий стал первым генетическим типом от-

ложений, изучение которого было начато в Геологическом институте. Его длительные исследования послужили важной основой разработки принципиальных положений учения о генетических типах отложений вообще. Поэтому с их основных итогов целесообразно начать дальнейшее изложение.

В качестве главного объекта исследований был избран аллювий постоянных равнинных рек как наиболее полно развитый и сложно фациально дифференцированный. При этом внимание было сосредоточено на тех случаях, когда продольный профиль речной долины находится в условиях динамического равновесия, так что река геологически долгое время блуждает по плоскому дну, многократно перемывая и переотлагая часть своих отложений. Это позволяет рассмотреть процесс образования аллювия, так сказать, в его чистом виде, исключив влияние тектонических факторов и колебаний климата, изменяющих режим реки и нарушающих динамическое равновесие ее продольного профиля. Аллювий, образующийся в подобной обстановке, был назван В. В. Ламакиным [1947, 1950] перстративным, или перестилаемым. На примере именно такого аллювия, как наиболее просто и правильно построенного, и были установлены важнейшие закономерности строения и процесса накопления любых аллювиальных отложений [Шанцер, 1950, 1951]. Напомним наиболее существенные из них.

Во-первых, было показано, что мощность перстративного аллювия не может превышать некоторого предельного значения, получившего название «нормальной мощности аллювия». Оно соответствует разности высотных отметок уровня реки во время половодья и дна ее русла в данном поперечном сечении долины. Для крупных равнинных рек эта величина достигает 20—30 м, и их перстративный аллювий образован, таким образом, толщей осадков внушительной мощности. Но вся такая толща возникает исключительно благодаря латеральной миграции русла и сезонным колебаниям уровня реки при полной неизменности ее гидрологического режима, формы и высотного положения ее продольного профиля. Этот вывод существенно менял господствовавшие представления, что накопление аллювия любой мощности всегда связано с особой фазой аккумуляции, сменившей во времени предшествующую фазу врезания долины, и обусловлено или изменениями климата, или движениями земной коры. Правомерность подобных заключений ограничивалась теперь только случаями заведомого превышения мощностью аллювия указанной выше нормы.

Во-вторых, были выделены три фациальных комплекса, или три макрофации, слагающих перстративный аллювий, и названных русловым, старичным и пойменным аллювием. В ходе блуждания реки каждый из участков дна долины вначале оказывается занятым руслом, а затем либо сразу преобразуется в периодически заливаемую пойму, либо проходит перед этим промежуточную стадию старичного водоема. Таким образом, происходит последовательно охватывающая участок за участком смена типов осадконакопления, приводящая к образованию правильно построенного покрова аллювия, в котором русловые осадки слагают нижнюю часть и либо сразу перекрываются пойменными, либо между ними вклиниваются линзы старичных. Вертикальная смена этих трех фациальных типов осадков обусловливает двучленное строение разрезов перстративного аллювия большинства равнинных рек: нижняя

его часть состоит из руслового аллювия, включающего иногда линзы старичного, а верхняя — из пойменного. Граница между ними хорошо прослеживается во всех разрезах современных пойм и надпойменных террас примерно на одном и том же или близких уровнях, что создает ложное впечатление двух выдержанных стратиграфических горизонтов. Фактически, однако, эти горизонты в разных местах сложены разновозрастными образованиями и русловые осадки одного разреза могут оказаться возникшими одновременно с пойменными осадками другого разреза и т. п. Действительная же смена разновозрастных генераций перстративного аллювия происходит преимущественно по горизонтали при переходе от одного участка дна долины (или, что то же, сегмента поймы) к другому. Долгое время к верному пониманию этих соотношений приближались только немногие исследователи [Мордвинов, 1932; Плюснин, 1936, 1938]. Подавляющее же большинство толковали их именно как расчленение на два разновозрастных горизонта, а смену типов осадков в вертикальном разрезе аллювия — как свидетельство изменения режима реки во времени. Наиболее грубые осадки основания руслового аллювия современных пойм часто рассматривались, например, как флювиогляциальные отложения талых вод последнего плейстоценового материкового оледенения, возникшие в стадию его деградации, а смена их вверх по разрезу все более мелкозернистыми песками и, наконец, кроющими пойменными супесями и суглинками — как доказательство постепенного уменьшения водообилия рек на протяжении послеледникового времени вследствие изменения климата. Что же касается линз старичного аллювия, отложившихся в озеровидных водоемах, то их, вслед за В. В. Докучаевым [1878], нередко считали свидетельствами существования в прошлом особой озерной стадии развития речных долин. Не смог полностью избежать этого рода заблуждений даже такой проницательный исследователь и признанный знаток четвертичных отложений, как Г. Ф. Мирчинк [1947].

Перечисленные особенности строения перстративного аллювия позволили по-новому подойти и к толкованию строения аллювиальных отложений, мощность которых заведомо превышает указанную для него норму. Было показано [Шанцер, 1951, 1961, 1966], что толщи такого констративного, или настилаемого, аллювия [Ламакин, 1947, 1950] состоят, по сути дела, из наложенных друг на друга пачек, построенных по перстративному типу. Эти пачки могут быть полно развитыми и представлены всеми тремя фациальными комплексами в их нормальной последовательности. Тогда толща приобретает отчетливо выраженное ритмичное строение, распадаясь как бы на серию построенных по одному плану «циклотем», каждая из которых ложится на предыдущую по резкому эрозионному контакту и всегда начинается русловыми и венчается пойменными осадками. Чаще, однако, пластующиеся одна на другой аллювиальные пачки развиты неполно и представлены только своими нижними, русловыми, членами, иногда с включением старичных линз, а верхние, пойменные, члены либо отсутствуют, либо встречаются лишь местами в виде разобщенных линзовидных тел. В таких случаях цикличность строения толщи выражена менее ясно. Но констративный план ее строения отчетливо распознается по многократному повторению пачек руслового аллювия и не свойственной перстративному аллювию последовательности напластования, при которой русловые

осадки оказываются залегающими на пойменных, последние могут подстилать старичные и т. п.

Констративная аккумуляция аллювия может быть следствием двоякого рода причин. Она может начаться в силу перегрузки водного потока донными наносами, поступающими с водосбора в количествах, которые река не в состоянии полностью выносить вниз по течению. В итоге нарушается динамическое равновесие между приходом и расходом обломочного материала на всем протяжении или на некотором отрезке долины и за счет его избытка происходит усиленная аккумуляция, повышающая уровень дна долины, а следовательно, и уровень, на котором происходит настилание новой аллювиальной пачки смещающимся руслом. Было показано [Шанцер, 1951; Лаврушин, 1963], что именно так протекало накопление аллювия в долинах рек Русской равнины, когда они непосредственно питались талыми водами материкового оледенения, из-под которого выносилось огромное количество песчаных наносов. Это приводило к отложению аллювия с явными признаками констративного наслоения [Шанцер, 1966].

Климатически обусловленная перегрузка рек наносами все же может объяснить только накопление отложений ограниченной мощности. Образование же очень мощных аллювиальных толщ, порой измеряемых сотнями метров, можно связать лишь с тектоническими опусканиями, непрерывно и длительное время нарушающими форму продольных профилей водных потоков в сторону их чрезмерного выполаживания. Именно такого рода толщи наиболее ярко отличаются по строению от перстративного аллювия, но в то же время только сравнение с последним позволяет верно толковать многие их особенности.

Прежде всего, это сравнение показывает, что нельзя любую границу размыва, отделяющую налегающие пачки аллювия, рассматривать как свидетельство временного прекращения аллювиальной аккумуляции вообще и смены ее фазой эрозии. При латеральном смещении русла реки размыв ее крутого берега и прилегающего участка дна всегда одновременен накоплению свежих русловых осадков у противоположного намывного берега, а эти осадки ложатся на эрозионную поверхность, выработанную на предшествовавшей стадии смещения русла. Русловой размыв и русловое осадконакопление — это нераздельные стороны единого процесса аккумуляции аллювия. Ясно, что и эрозионные контакты между пачками слоев в разрезах констративного аллювия не означают перерывов в ходе этой аккумуляции. Они, если можно так выразиться, лишь трассируют путь смещения осадкообразующего русла по постепенно повышающемуся дну долины, отражая своеобразные особенности динамики накопления аллювиальной толщи. О смене фаз аккумуляции фазами глубинной эрозии можно судить лишь тогда, когда более молодые аллювиальные пачки вложены в выработанные в более древних эрозионных врезах; безразлично, выражены ли эти врезы в рельефе в виде террас или полностью погребены и вычитываются только из строения осадочной толщи.

Особенности динамики аллювиальной аккумуляции определяют и подход к объяснению причин цикличного строения мощных аллювиальных толщ. Мы видели, что одного горизонтального смещения русла в сочетании с сезонными колебаниями уровня воды достаточно для образования двучленно построенной аллювиальной «циклотемы». Поэтому,

элементарные пачки подобного строения, которые слагают конструктивно построенные толщи аллювия, нельзя рассматривать как аналоги тех трансгрессивно-регрессивных осадочных циклов, которые выделяются, например, в морских осадочных формациях. Сами по себе они указывают не на чередование трансгрессий и регрессий, не на ритмическую смену тектонических опусканий и поднятий. Только тогда, когда в разрезе чередуются аллювиальные и морские или, в некоторых случаях, аллювиальные и озерно-болотные отложения, исследователь вправе привлекать к объяснению причин его цикличного строения чередование тектонических движений противоположного знака и толковать выделяющиеся в нем осадочные циклы как трансгрессивно-регрессивные в широком понимании этого термина. Но тогда речь идет уже не о толщах конструктивного аллювия, а о сложно построенных формациях, сложенных отложениями разных генетических типов.

Особенности гидрологического режима рек, различия в количестве и гранулометрии поступающих в них наносов заметно влияют на облик образующегося аллювия. Это отчетливо выявляется уже при сравнении аллювия равнинных рек, водосборы которых различаются ландшафтно-климатической обстановкой и геологическим строением [Шанцер, 1951; Лаврушин, 1963, 1965б]. Однако все эти отличия разновидностей или географических вариантов равнинного аллювия не меняют принципиально общих для них закономерностей строения и динамики аккумуляции. Эти общие закономерности сохраняют силу даже и для гораздо более своеобразного аллювия горных рек, в составе которого не только решительно преобладают русловые осадки, но и сложены они главным образом резко отличными от русловых осадков равнинных рек галечниками и валунниками, среди которых различается целый ряд фациальных типов, присущих только горному аллювию [Чистяков, 1978]. В глубоких узких ущельях высокогорных районов реки интенсивно врезаются в свое ложе и вообще почти не образуют аллювия. Здесь он представлен либо рассеянными валунами и гальками, либо их разобщенными скоплениями, наложенными на неровное скалистое дно долины, почти целиком занятое руслом. Бóльшая часть этих скоплений является чисто временными образованиями, возникающими на спаде предыдущего и вновь уничтожаемыми ближайшим же последующим паводком. Даже в тех случаях, когда подобный так называемый инстративный аллювий [Ламакин, 1947, 1950] сохраняется на площадках эрозионных террас или переходит в ископаемое состояние, он может рассматриваться лишь как проявление зачаточной формы руслового осадкообразования, не приводящей еще к аллювиальной аккумуляции в строгом смысле слова, т. е. к формированию некоторой закономерно построенной толщи отложений. На расширенных отрезках горных долин с участками плоского, не занятого руслом дна, где аллювий образует значительные и длительно существующие накопления, ведущим фактором его аккумуляции становится вновь латеральное смещение русла в сочетании с периодическими паводками. Поэтому возникает и свойственный всякому хорошо развитому аллювию общий порядок возрастных и фациальных соотношений осадков в вертикальном разрезе и по горизонтали. В более широких и плоскодонных долинах, обычных в среднегорных областях и преобладающих в низкогорьях, аллювий даже в деталях построению становится сходным с аллювием равнинных рек и только

русловые фации сохраняют еще преимущественно галечниковый состав. Аккумуляция аллювия протекает здесь нередко также по типичной для равнин перстративной схеме, так как грубый состав руслового аллювия приводит к динамическому равновесию продольных профилей долин уже при весьма значительных уклонах [Карташев, 1972] [1].

Итак, всякому более или менее развитому аллювию свойственны однотипная динамика накопления и, как следствие, однотипный план строения. В то же время слагающие аллювий осадки весьма разнородны. Хорошо отмытые от глинистых и пылеватых частиц косослоистые русловые пески, а тем более галечники резко контрастируют с темными, обогащенными органическим веществом алевропелитовыми старичными илами. Первые образуются из влекомых течением по дну грубых наносов, вторые — из взвешенной в воде тонкой мути, медленно оседающей в застойных водоемах полуозерного типа. И те и другие не менее резко отличаются от супесей и суглинков, образующихся на поверхности речной поймы путем накопления слойков сезонного наилка, остающихся после спада каждого половодья и затем в той или иной степени перерабатываемых почвообразованием. С чисто литогенетической точки зрения, это образования резко различные. Генетическое единство аллювия заключается, таким образом, не в сходстве способов образования составляющих осадков, а в том, что возникновение каждого из них является одной из тесно взаимосвязанных сторон единого процесса накопления закономерно построенной аллювиальной толщи. Образующие ее осадки не столько генетически родственны, сколько генетически сопряжены друг с другом как члены целостного парагенеза.

Главным движущим фактором формирования этого сложного парагенеза является русловой водный поток — постоянно или сезонно функционирующая река или ручей. При этом динамика формирования и строения аллювия определяются не просто физической природой этого двужущего фактора процесса. Обязательными предпосылками и регуляторами последнего служат такие неотъемлемые элементы обстановки поверхности суши, как рельеф, климат и геологическое строение. От них зависят как возникновение потока, так и его продольные уклоны, скорости течения и гидродинамические характеристики вообще. Они обусловливают его гидрологический режим и прежде всего колебания расходов и уровней воды в течение года, играющие столь важную роль в накоплении аллювия. Наконец, от них зависят количество и состав поступающих с водосборов наносов — главной причины постоянной перестройки и миграции русла и того материала, из которого в ходе этой миграции образуется весь спектр аллювиальных осадков. Только все это вместе взятое и предопределяет возможность проявления и данимику развития аллювиальной аккумуляции.

Аллювий — наиболее сложный по динамике формирования и строению генетический тип континентальных отложений. И именно это об-

[1] Любопытно, что при этом мощность аллювиальной толщи часто превышает норму, характерную для перстративного аллювия равнинных рек. Тогда нижние ее слои залегают на уровне ниже дна русла и уже не перерабатываются при его латеральном смещении. Возникновение этого слоя так называемого плотикового аллювия [Карташов, 1958, 1961, 1972] находит объяснение в специфическом соотношении крутых продольных уклонов дна долины и измеряемых вдоль извилистого русла значительно более пологих уклонов уровня воды в реке [Шанцер, 1966].

стоятельство позволило на опыте его изучения выработать определенный подход к выделению генетических типов отложений вообще.

Из этого опыта прежде всего вытекает, что надо строго различать два понятия — осадки и отложения. Осадки — это те элементы, из которых состоят отложения, т. е. комплексы или толщи осадков. Генетический тип отложений — это совокупность однотипно построенных комплексов генетически сопряженных осадков (или пород), формирование которых протекает как единый процесс, движимый некоторым ведущим динамико-геологическим фактором. При этом, как было показано на примере аллювия, осадки, слагающие подобные комплексы, хотя и образуют целостные парагенезы, сами по себе могут быть генетически разнородными. Очевидно поэтому, что их можно сгруппировать в особые генетические типы, различающиеся по механизму и среде образования, а тем самым по составу и текстуре. Такие генетические типы осадков в известной мере независимы от генетических типов отложений. Например, темные, обогащенные органическим веществом алевропелитовые илы практически тождественной текстуры и чрезвычайно близкие по остальным литологическим характеристикам, возникают и в речных старицах, и в некоторых генетически не связанных с реками озерных водоемах, и в реликтовых озерах и лагунах морского побережья. Это явные представители одного и того же или крайне близких генетических типов осадков, но входят они в состав парагенезисов, несомненно относящихся к разным генетическим типам отложений. Точно так же осадки, почти неотличимые по составу, текстуре, а следовательно, и по способу образования, встречаются и в составе пойменного аллювия, и среди делювиальных отложений, или в некоторых фациях озерных мелководий и даже в литоральных комплексах приливо-отливной зоны морей, например среди отложений ваттов. По сути дела, они генетические близнецы, хотя генетические типы отложений, в которые они входят, явно различны. Этих примеров достаточно, чтобы пояснить различие обоих рассматриваемых понятий.

Процесс формирования отложений определенного генетического типа — это не что иное, как одна из наблюдаемых в природе своеобразных форм осадочной аккумуляции, объединяющая закономерно согласованные единичные акты осадкообразования. Каждый из последних, взятый изолированно, отражает часто лишь узко локальные, нередко геологически крайне кратковременные, а то и чисто сезонные условия. Все в комплексе они дают верное представление о длительно протекающем сложном экзогенном процессе, имеющем существенное историко-геологическое значение, особенно в сочетании с другими процессами аналогичного масштаба, характеризующими общую палеогеографическую обстановку некоторого крупного региона в определенный момент геологического времени. Поэтому диагностика генетических типов отложений в вышеизложенном их понимании может рассматриваться как важный элемент фациального и формационного анализа, существенно обогащающий их методический арсенал. Особенно это касается континентальных осадочных формаций, что видно хотя бы из указанных выше ошибок в толковании разрезов аллювия, неизбежных без знания закономерностей его формирования.

С этих позиций важнейшей основой учения о генетических типах отложений должно считаться выяснение динамики процессов их аккуму-

ляции и особенностей строения как парагенезисов генетически сопряженных осадков. Этот динамико-геологический аспект учения с наибольшим успехом может разрабатываться на примере современных отложений, продолжающих формироваться и поныне, а также относительно недавно возникших четвертичных, в составе которых можно наблюдать практически все разнообразие их генетических типов в самых различных соотношениях. На их изучение и были направлены основные усилия исследователей лаборатории генетических типов континентальных отложений. Познание динамики формирования и строения разных генетических типов рассматривалось при этом как необходимая предпосылка верного понимания обстановки образования тех типов осадков, которые являются их составными элементами, а тем самым и обоснованного толкования их палеогеографического значения. Литологические же особенности самих осадков на этой стадии исследований изучались преимущественно в той мере, в которой они позволяли решать указанные главные задачи.

Несколько иной подход к интересующей нас проблеме сложился в группе геологов-угольщиков, которую возглавлял Ю. А. Жемчужников. Одним из главных ее достижений была разработка метода фациально-циклического анализа угленосных формаций, распространенного затем и на осадочные формации иного типа. Идеи, заложенные в основу метода, были сформулированы Ю. А. Жемчужниковым [1947], а затем развиты им, его учениками и последователями в ряде работ. Заметную роль сыграло при этом изучение аллювиальных отложений в составе угленосных толщ Донбасса [Аллювиальные отложения..., 1954], во многом опиравшиеся на результаты исследования современного аллювия [Шанцер, 1951]. Важнейшим приемом метода стало выделение в разрезах «литогенетических типов», под которыми подразумевались «типы пород, обладающие совокупностью определенных генетических признаков (признаков исходного осадка)» [Аллювиальные отложения..., 1954, с. 4]. Очевидно, подобные литогенетические типы есть не что иное, как синоним тех генетических типов осадков, сочетаниями которых являются генетические типы отложений в вышеизложенном понимании [Шанцер, 1966]. Но поскольку исследователи группы Ю. А. Жемчужникова не усматривали принципиальных различий между понятиями «осадок» и «отложения», они именовали их часто литогенетическими или просто генетическими типами отложений. Это создавало кажущееся противоречие с позицией сторонников павловского понимания генетических типов. Оно было частично снято после того, как П. П. Тимофеев [1968, 1975] заменил выражение «литогенетический тип» на «генетический тип осадка». Но так как между осадком и отложениями он фактически по-прежнему не делал различия, то одновременно предложил отказаться от термина «генетический тип отложений» в павловской трактовке и ввести вместо него термин «генетическая группа отложений». Тем самым терминологические разноречия сохранились, хотя они и не имеют принципиального значения. Гораздо важнее различия в направлении исследований.

Как было сказано, основной целью исследований сотрудников лаборатории генетических типов континентальных отложений было и остается выяснение динамики формирования и особенностей строения тех целостных парагенезов генетически сопряженных осадков, которые ими

именуются «генетические типы». Последние изучаются в качестве составных элементов парагенезов, и поэтому основное внимание обращается на закономерности их сочетания и последовательность образования. Исследование вещественного состава и текстур самих осадков рассматривается преимущественно как вспомогательное средство установления этих общих закономерностей.

Для исследователей, развивающих традиции школы Ю. А. Жемчужникова, прежде всего для сотрудников лаборатории, ныне возглавляемой П. П. Тимофеевым, главной задачей является фациально-генетический анализ древних осадочных формаций. Особенности этой задачи и объектов исследования побуждают их идти в известной мере обратным путем. Изучая и сравнивая естественные обнажения и колонки буровых скважин, они главное внимание неизбежно уделяют детальной литологической характеристике горных пород, выделяя на основании изучения их состава и текстуры генетические типы родоначальных осадков. И уже затем, учитывая характер их соотношений, выявляют те комплексы осадков, которые соответствуют генетическим типам отложений в понимании А. П. Павлова, или, что то же самое, генетическим их группам в понимании П. П. Тимофеева.

Оба подхода, однако, не только не противоречат, но и дополняют друг друга. С одной стороны, генетические типы отложений (генетические группы, по П. П. Тимофееву) действительно не столько выделяются в целом в составе древних осадочных формаций, сколько реконструируются путем группировки распознаваемых в разрезах генетических типов осадков. С другой стороны, правильно подойти к подобной группировке можно, только заранее зная общие закономерности строения и формирования соответствующих генетических типов отложений как целостных комплексов генетически сопряженных осадков. Поэтому недостаточно простого сопоставления наблюденных в изученных разрезах горных пород по первичным генетическим признакам родоначальных осадков. Необходимо еще и ясное представление о том, какие типы осадков и в каких именно соотношениях характерны для отложений определенного генетического типа. В принципе это требует для каждого из последних предварительного сравнительного изучения всего разнообразия составляющих осадков, как взятых в отдельности, так и в их специфических сочетаниях и взаимопереходах. Очевидно, такое сравнительное изучение успешнее всего осуществимо параллельно и на основе выяснения общей динамики аккумуляции каждого генетического типа отложений как определенным образом построенной совокупности осадков. Следовательно, то динамико-геологическое направление исследований, которое было освещено на примере изучения современного и четвертичного аллювия, должно рассматриваться как важнейшая предпосылка диагностики генетических типов отложений и в толщах древних осадочных формаций.

Подчеркнем, что для этого динамико-геологического направления генетическая типизация осадков является необходимой, поскольку в конечном счете из пространственной и временной последовательности их образования вычитываются важнейшие стороны динамики аккумуляции отложений данного генетического типа как целого. И действительно, генетические типы осадков при изучении аллювия, например, выделялись с первых же шагов. Так, было установлено, что в составе руслового

аллювия крупных равнинных рек снизу вверх по его разрезу относительно грубозернистые линзовидно-слоистые пески и гравий, отлагающиеся вблизи стрежня реки, закономерно сменяются сначала диагонально-слоистыми песками, образующимися в обстановке нижней части прирусловой отмели ее намывного берега, а затем все более тонкозернистыми песчаными осадками верхней части этой отмели с тонкой косоволнистой или субгоризонтальной слоистостью. Было выделено также несколько типов осадков среди пойменного, а частично и старичного аллювия, соответствующих разным обстановкам седиментации [Шанцер, 1951]. Аналогичные исследования текстурных особенностей осадков современного аллювия были проведены несколько позже и группой геологов-угольщиков [Аллювиальные отложения..., 1954]. Правда, на этих стадиях изучения типы осадков выделялись не по всему комплексу литологических признаков, а почти исключительно по их гранулометрии и типам слоистости, т. е. по тем показателям, которые прямо указывают на механизм их седиментации. Более разносторонние сравнительные литологические исследования были поставлены лишь позже [Лазаренко, 1964]. Для аллювия такая последовательность изучения оправданна, поскольку выяснение общего плана строения и динамики накопления его толщи в целом не требует подробной литологической характеристики отдельных типов осадков. Надо подчеркнуть, однако, что это нельзя распространять на все генетические типы континентальных отложений. Особенно это касается таких специфических образований, как элювий и слагаемые им коры выветривания. Поскольку их формирование целиком сводится к преобразованию физического состояния и минерального состава материнских горных пород, детальные литологические исследования становятся вообще единственным методом познания как динамики процесса их возникновения, так и его результатов.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ИЗ НИХ

Конечной целью учения о генетических типах отложений, как было подчеркнуто выше, является совершенствование методического арсенала фациального и формационного анализа. Поэтому круг его задач не может ограничиваться только изучением процессов формирования каждого генетического типа отложений в отдельности. Не менее важно изучение взаимоотношений и взаимопереходов между ними и тех характерных сочетаний, которые они образуют. Мало того, только выяснение этих вопросов позволяет правильно подойти даже к выделению некоторых из них. Отсюда вытекает задача построения классификации генетических типов отложений, без которой и само учение о них немыслимо как сколько-нибудь цельная система знаний.

Первый набросок такой классификации был опубликован еще в середине 40-х годов [Николаев, 1946]. Но только после того, как на опыте изучения аллювия окончательно утвердилось сформулированное выше понимание этого термина, стало возможным предложить более развернутую и логически последовательную классификационную схему

[Шанцер, 1950, 1966]. Последний из ее вариантов был подробно обоснован и главные положения этого обоснования сохраняют полностью свое значение до настоящего времени. Поэтому здесь вряд ли нужно их повторять. За прошедшее с тех пор время назрела необходимость внести в схему некоторые коррективы, частью имеющие принципиальное значение, поскольку они заключаются в исправлении допущенных ранее непоследовательностей. Аргументация этих исправлений публикуется в другой работе [Шанцер, 1980]. Приводимая здесь в исправленном виде классификационная схема (таблица) служит лишь для ориентировки при обсуждении затрагиваемых ниже вопросов разграничения и группировки генетических типов отложений.

Из выделенных в схеме двух классов континентальных образований лишь второй объединяет собственно осадочные отложения, возникающие путем переотложения продуктов разрушения исходных горных пород или же вследствие накопления органических остатков. Первый же класс — коры выветривания — включает элювиальные образования, т. е. скопления непереотложенных продуктов гипергенного преобразования материнских горных пород, которые, строго говоря, не являются осадочными, поскольку не проходят стадии седиментогенеза. Поэтому слагающие их новообразованные элювиальные горные породы не могут быть названы осадками, а элювий в целом только условно может называться отложениями. К этому классу вернемся позже. Здесь же коснемся вопросов, связанных с классификацией собственно осадочных континентальных отложений.

Прежде всего напомним, что генетические типы отложений выделяются не только на основании физической природы ведущего фактора их аккумуляции. Не менее важным критерием является динамика развития этой аккумуляции, определяемая теми особенностями обстановки, которые регулируют и направляют геологическую деятельность ее ведущего фактора. Поясним это на примере двух родственных генетических типов отложений — аллювия и пролювия.

Пролювий был выделен впервые А. П. Павловым [1903, 1909] в связи с выдвинутой им пролювиальной теорией происхождения среднеазиатских лёссов. Позже было показано, что под этим термином следует понимать все субаэральные накопления приустьевых выносов как временных потоков, так и постоянных рек, слепо кончающихся на бессточных равнинах предгорий аридных областей суши. При таком толковании [Шанцер, 1966; Елисеев, 1978] пролювий — это отложения тех самых русловых водных потоков, которые выше по течению на дне долин отлагают обычный аллювий. Однако динамика аккумуляции, а соответственно и строение образующихся отложений в обоих случаях различны.

Аллювий накапливается в ходе латеральной миграции русла, с которой связана его дифференциация на три фациальных комплекса осадков — русловой, пойменный и старичный. Эти комплексы закономерно распределяются в разрезе перстративно наслаиваемых пачек аллювия, построенных по типу циклотем и в конечном счете являющихся теми элементами, из которых слагаются всякие аллювиальные толщи вообще. Определяющим условием накопления пролювия является резкое уменьшение продольных уклонов при выходе потоков из долин на прилегающую равнинную поверхность, где они дробятся на сеть ра-

Таблица

Схема классификации генетических типов континентальных отложений

Класс	Ряд	Группа и подгруппа		Генетические типы
Кор выветривания	Элювиальный	Элювиальная (элювий)		Климато- и литогенные типы элювия
		Почвы	Автоморфные	Зональные типы автоморфных почв
			Гидроморфные	Интразональные типы гидроморфных почв
Осадочных отложений	Субаэрально-фитогенный	Автохтонных торфяников		Низинные торфяники
				Верховые торфяники
	Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная	Коллювия обрушения	Обвальные накопления
				Осыпные накопления
			Коллювия оползания	Оползневые накопления (деляпсий)
				Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
		Делювиальная (коллювия смывания)		Делювий
	Водный	Русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий
				Пролювий
		Озерная (лимническая)		
	Подземноводный	Пещерная (спелеогенная)		Терригенные и натечные типы пещерных отложений
		Отложения источников (фонтанальная)		Известковые туфы, травертины
	Ледниковый (гляциальный)	Собственно ледниковая (ортогляциальная)		Основные (донные) морены
				Абляционные морены
				Краевые морены
		Водно-ледниковая (парагляциальная)	Ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный)
				Приледниковый (перигляциальный)
			Ледниково-озерная (лимногляциальная)	Ледниково-озерный (лимногляциальный)
	Ветровой (эоловый)	Перевеянных отложений (перфляционная)		Эоловые (перевеянные) пески
		Навеянных отложений (суперфляционная)		Эоловые (навеянные) лёссы

диально ветвящихся и постепенно иссякающих потоков, формирующих конусы выноса или пролювиальные шлейфы. Последние в своих вершинных частях сложены валунниками, галечниками или плохо сортированными щебнями, которые постепенно сменяются к периферии все более тонкозернистыми осадками. Крайними членами этого ряда могут быть либо субаэральные лёссовидные накопления, либо алевропелитовые, часто мергелистые, загипсованные и засоленные илы, образующиеся при сезонных разливах в обрамляющем пролювиальные конусы поясе такыров, соров и солончаков. Таким образом, для пролювия характерна радиальная смена генетических типов осадков, среди которых отсутствуют типичные для аллювия пойменные, а тем более старичные. И хотя вершинные части пролювиальных конусов выноса, формируемых постоянными реками, бывают сложены русловыми галечниками и песками, неотличимыми от осадков руслового аллювия, но эта общая радиальная фациальная дифференциация, присущая всем разновидностям пролювия, придает ему столь своеобразные черты, что он с полным правом может рассматриваться как особый генетический тип отложений, как бы замещающий аллювий на аридных предгорных равнинах. Последнее обстоятельство особенно важно с точки зрения формационного анализа, так как диагностика пролювия в составе древних осадочных толщ влечет за собой вполне определенные палеогеографические выводы.

Пролювий и аллювий являют собой пример близко родственных генетических типов. Их родство выражается не только в наличии целой гаммы переходных аллювиально-пролювиальных или пролювиально-аллювиальных отложений. Гораздо важнее то, что пролювий не существует обособленно от аллювия, будучи всегда тесно сопряженным с ним генетически. Именно это прежде всего объединяет их в одну группу флювиальных отложений.

В связи с этим следует подчеркнуть, что генетические типы отложений, как правило, не представлены строго индивидуализированными объектами. Чаще всего они связаны взаимопереходами, выраженными образованиями, в весьма различных комбинациях соединяющими признаки двух, а то и трех генетических типов. Такие смешанные образования нельзя рассматривать как самостоятельные генетические категории. Верно истолковать их природу можно, лишь зная закономерности строения и формирования основных генетических типов отложений, которые и положены в основу классификации. Их объединение в классификационные единицы более высокого таксономического ранга, как это показано на примере аллювия и пролювия, основывается не просто на существовании переходных и смешанных образований, а на принципе генетической сопряженности, понимаемой в том же смысле, что и генетическая сопряженность типов осадков, составляющих определенный генетический тип отложений.

Группам, подгруппам и рядам классификационной схемы (см. таблицу), как правило, соответствуют наблюдаемые в природе сложные естественные комплексы отложений определенных генетических типов, представляющих собой целостные их парагенезы. Их можно назвать генетическими типами отложений высшего порядка. Они могут включать отложения, динамика аккумуляции которых, взятых в отдельности, имеет мало общего, так что по этому признаку некоторые из них

представляются даже ближе к родственным генетическим типам отложений, включенным в другие группы и ряды. Эти отложения объединяет, однако, существование общего интегрального геологического процесса, обусловливающего их закономерное сочетание либо как членов определенным образом построенной толщи, либо как совокупности взаимно замещающих друг друга образований, играющих аналогичную роль в формировании и строении осадочного покрова суши. В этом отношении группы и ряды классификационной схемы также аналогичны генетическим типам отложений, иной раз построенным из генетически разнородных типов осадков. Поясним это на конкретных примерах.

Склоновый (коллювиальный) ряд объединяет отложения, разнородные по динамике аккумуляции, строению и составу. Это, во-первых, несортированные, обычно грубообломочные осыпные и обвальные накопления (коллювий обрушения), во-вторых, оползневые и солифлюкционные отложения, формирующиеся при скольжении блоков горных пород или вязко-пластичном течении переувлажненной грунтовой массы вниз по склону (коллювий сползания), в-третьих, наконец, делювий — результат склонового смыва преимущественно мелкоземистых продуктов разрушения горных пород временным стоком дождевых и талых снеговых вод (коллювий смывания). Взятые по отдельности все они настолько своеобразны, что четко обособляются как самостоятельные генетические типы. В то же время они образуются в ходе тесно взаимосвязанных процессов склоновой денудации, закономерно сочетающихся и замещающих друг друга на последовательных стадиях морфологической эволюции склонов в зависимости об общей геоморфологической и климатической обстановки и особенностей геологического строения склона. Это придает склоновой денудации в целом значение единого интегрального геологического процесса, динамика развития которого в исторической перспективе является определяющим фактором выравнивания рельефа суши. Возникающие на разных этапах и в различных обстановках проявления этого сложного процесса генетические типы склоновых отложений, независимо от их различий, соответствуют начальным ступеням переотложения продуктов разрушения горных пород на их пути от внутренних частей континентов к конечным бассейнам аккумуляции. Поэтому все они занимают аналогичное положение в общей структуре континентального осадочного покрова, резко отличаясь от всех остальных континентальных отложений. Сходны также формы их залегания и образуемые ими характерные сочетания, закономерно построенные и строго динамически обусловленные, что еще более подчеркивает единство склонового ряда как подразделения классификационной схемы.

Пожалуй, еще более показательным примером является ледниковый ряд. Наряду с собственно ледниковыми (моренами) в него включены водно-ледниковые отложения, в частности флювиогляциальные. Они образуются потоками талых ледниковых вод, т. е. фактором, по своей физической природе резко отличным от глетчерного льда и, наоборот, не только подобным, но даже практически тождественным любым водным потокам вообще. Из двух генетических типов флювиогляциальных отложений, выделенных в классификационной схеме, только внутриледниковый существенно отличается по динамике накопления от аллювия. Талые воды, текущие в трещинах и протаянных ими каналах внутри

толщи ледника, во многом сходны с трещинно-карстовыми подземными водами. Они нередко движутся под большим гидродинамическим напором, то спускаясь к ледниковому ложу и вымывая в нем глубокие слепо кончающиеся рытвины последнего стока, то поднимаются в толщу льда, отлагая в узких руслах с ледяными берегами прихотливо наслоенные осадки различного гранулометрического состава и разной текстуры, начиная от валунников и галечников и кончая тонкозернистыми песками с косой слоистостью. После стаивания ледника эти осадки, как известно, образуют своеобразные формы рельефа — озовые гряды и камовые холмы.

Что касается приледниковых флювиогляциальных отложений, то они отлагаются потоками талых вод за пределами ледника, гидродинамически и морфологически не отличающимися принципиально от обычных рек. В горных странах с долинным оледенением их отложения вообще только весьма условно можно противопоставить аллювию и то лишь в непосредственной близости к ледниковому краю, где они слагают галечные зандровые конусы. Вообще же отложения рек, питаемых ледниками, в этих условиях неотличимы от аллювия. Иначе обстояло дело по периферии материковых оледенений, покрывавших равнинные территории в плейстоцене и в более древние ледниковые эпохи. Здесь приледниковые флювиогляциальные отложения слагают зандровые конусы, зандровые поля и выполняют приледниковые ложбины стока, часто располагающиеся на водораздельных пространствах, за пределами речных долин. Их происхождение настолько тесно связано с существованием ледника, что они представляются его придатками, неотделимыми от него и целиком обязанными своим возникновением оледенению. Именно в этом смысле они и противопоставляются аллювию. И такое противопоставление отнюдь не является чисто формальным или условным.

Флювиогляциальные, так же как и озерно-ледниковые, отложения образуют с собственно ледниковыми целостный парагенез, давно выделяющийся под наименованием ледникового комплекса. Все члены этого парагенеза теснейшим образом генетически сопряжены, поскольку их образование обусловлено развитием оледенения как единого интегрального геологического процесса. Именно динамика развития оледенения, рассматриваемого в целом, определяет характерные соотношения всех членов этого парагенеза и только она позволяет понять обстановку и причины их возникновения. В частности, это в полной мере касается всех водно-ледниковых отложений, условия залегания которых, особенности фациальной изменчивости, характер чередования в разрезе с собственно ледниковыми отложениями или моренами не могут быть верно оценены и истолкованы вне изучения всего комплекса отложений ледникового ряда как целого.

Приведенных примеров достаточно, чтобы пояснить общие принципы построения классификационной схемы. Как не трудно убедиться, разработана она не одинаково детально во всех своих частях, и в дальнейшем придется коснуться некоторых связанных с этим вопросов. Но в общем эта схема дает достаточно цельное представление о многообразии континентальных отложений.

Не все включенные в классификацию генетические типы и их группировки равноценны по значению. Некоторые из них настолько редко

встречаются в ископаемом состоянии, а процессы их образования играют столь малую роль в формировании континентального осадочного покрова, что их изучение, с точки зрения учения о генетических типах отложений, является задачей второстепенной. Сюда относятся все образования, составляющие подземно-водный ряд. В большинстве своем они вообще не являются закономерными членами в составе континентальных осадочных формаций, а если и встречаются в их толщах, то в виде незначительных обособленных тел, эпигенетичных по отношению к вмещающим горным породам. Как объекты исследования они приобретают существенный интерес при изучении деятельности подземных вод и развития карста, т. е. вопросов, лишь в малой степени касающихся рассматриваемых проблем. О них здесь вообще не будет речи.

Большего внимания заслуживают отложения склонового ряда. Однако в строении древних осадочных толщ они приобретают существенное значение лишь в немногих случаях. С одной стороны, это некоторые маломощные платформенные формации, в той или иной мере сложенные продуктами ближнего делювиального или солифлюкционного переотложения кор выветривания. С другой стороны, это возникающие в весьма специфической тектонической обстановке олистостромы, важными компонентами которых являются обвальные, в меньшей мере осыпные накопления. В подавляющем же большинстве мощных континентальных осадочных формаций склоновые отложения либо отсутствуют, либо встречаются спорадически в виде незначительных линзовидных тел. Это и понятно, поскольку тектонические депрессии, с которыми связано накопление подобных мощных формаций, палеогеографически представляли собой аккумулятивные равнины с ровной поверхностью и почти полным отсутствием хорошо выраженных и достаточно высоких склонов, которые могли бы давать начало отложениям склонового ряда.

С точки зрения учения о генетических типах отложений, все сказанное делает изучение склоновых отложений хотя и важной, но не первостепенной задачей. Исходя из этого и учитывая ограниченные возможности небольшого научного коллектива в Геологическом институте, изучение склоновых отложений не ставилось как самостоятельная задача. Некоторые наблюдения были сделаны лишь по динамике склонового смыва и накопления делювия [Лаврушин, 1965а]. Общие же соображения о закономерностях формирования и особенностях отложений склонового ряда были сформулированы в основном на основе обобщения литературного материала [Шанцер, 1966].

Немалый интерес представляют отложения ряда автохтонных торфяников, к которым относится подавляющее большинство ископаемых углей. В количественном отношении они составляют незначительную долю общего объема континентальных осадочных толщ. Но, во-первых, это объекты огромного практического значения, в связи с чем угольная геология выделилась даже в особую научную дисциплину. Во-вторых, на примере ископаемых углей и вмещающих их угленосных формаций успешно решаются многие вопросы происхождения и преобразования органического вещества, захороняющегося в толщах континентальных отложений и играющего важную роль в диагенезе и катагенезе слагающих эти отложения осадков. В-третьих, как сами

торфа и угли, так и содержащиеся в них растительные остатки являются важными индикаторами палеогеографической, в том числе палеоклиматической обстановки времени их накопления. Вопросам генезиса торфа и углеобразованию посвящена обширная специальная литература по болото- и торфоведению, геологии и петрографии углей.

Наиболее важную роль в строении континентальных осадочных формаций играют отложения водного ряда. Из них аллювий и пролювий были уже рассмотрены выше в достаточной для настоящего изложения степени. Входящая в этот ряд озерная группа объединяет типично субаквальные (бассейновые) отложения, по обстановке, динамике накопления и особенностям диагенеза составляющих их осадков во многом сближающиеся с морскими отложениями. В связи с особым положением этой группы среди континентальных отложений к ней обратимся несколько позже.

Очень большое значение имеет изучение отложений ледникового ряда. Хотя они участвуют в составе континентальных осадочных формаций значительно реже, чем отложения водного ряда, их диагностика важна в палеогеографическом отношении. В докембрии, как это показал Н. М. Чумаков [1978], они играют, кроме того, роль важных стратиграфических реперов. Что же касается четвертичной системы, то именно ледниковые отложения определяют ее своеобразие, а их изучение составляет одну из главных основ четвертичной стратиграфии.

Важнейшим членом ледникового ряда являются собственно ледниковые отложения, в особенности основные морены материковых оледенений. Поэтому именно они были выбраны объектом специальных исследований.

Эти исследования начиная с середины 60-х годов проводились Ю. А. Лаврушиным [1969, 1970, 1976; и др.]. Они заключались в сравнительном изучении аккумулирующей деятельности современных ледников Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Гренландии и Исландии, с одной стороны, и строения плейстоценовых основных морен Русской равнины, Польши, ГДР и Канады — с другой.

Состояние вопроса к началу исследований достаточно освещено в монографии Ю. А. Лаврушина [1976]. Поэтому напомним лишь, что среди ученых, изучавших ледниковые отложения и деятельность ледников Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Гренландии и Исландии, морен, а из характерных признаков их строения широко известна была только ориентировка длинных осей валунов в направлении движения ледника. Правда, некоторые другие важные черты их текстуры и состава были подмечены отдельными отечественными и зарубежными исследователями. Среди же большинства геологов было распространено представление о морене, как о совершенно беспорядочной смеси обломочного материала самой различной размерности, от крупных валунов до алевритовых и глинистых частиц. Проведенные исследования показали полную несостоятельность подобного представления. Оказалось, что основные морены материковых оледенений обладают целым набором весьма ярких и специфичных макро- и микротекстурных особенностей, а их покров, одевающий обширные равнинные территории материков северного полушария, построен вполне закономерно и расчленяется на ряд замещающих друг друга фаций. Сравнение текстур

плейстоценовых основных морен и особенностей строения нижней мореносодержащей части льда современных ледников, обусловленных динамикой его движения, позволило построить законченную и прочно обоснованную фактами теорию процесса образования и строения основных морен вообще. Ниже кратко формулируются основные положения этой теории.

Прежде всего было показано, что широко распространенное мнение об образовании основных морен путем вытаивания обломочного материала изо льда в стадию деградации ледников и прекращения их движения, не соответствует фактам. Оказалось, что морены формируются под покровом движущегося льда [Шанцер, 1966]. При этом вначале происходит разрушение ледником своего ложа и захват его продуктов, затягивающихся в толщу льда по образующимся в ней поверхностям среза и скола. В результате, по мере движения ледника нижняя мореносодержащая часть толщи льда все более обогащается обломочным материалом. В силу постепенного отжимания воды, образующейся при повторяющихся циклах режеляционного таяния — замерзания, этот мореносодержащий лед постепенно превращается в малопластичную моренную массу, в которой лед играет только роль цемента. Далее, нижние, наиболее уплотненные слои этой массы в силу большого коэффициента внутреннего трения останавливаются и ложатся на ложе ледника неподвижным пластом, по которому продолжают двигаться вышележащие слои. Так постепенно нарастает еще под льдом толща отложенной морены. Этот процесс особенно интенсивен в удаленных от центра оледенения частях ледниковых покровов, где мощность льда слишком мала, чтобы нагрузки на придонные слои мореносодержащего льда были достаточными для придания ему пластичности, обеспечивающей дальнейшее движение. Таким образом, мореносодержащий лед преобразуется в отложенную морену в ходе своего движения настолько постепенно, что невозможно провести четкую границу между стадией транспортировки обломочного материала и стадией собственно ледникового осадконакопления. Этим объясняется сохранение в отложенной основной морене реликтов текстур, свойственных движущемуся мореносодержащему льду. Эти реликты получили название гляциодинамических текстур.

Указанный процесс протекает в чистом виде там, где движение ледника происходит целиком в форме пластичного течения. В этих условиях его результатом является формирование наиболее широко распространенной группы фаций монолитных морен, сложенных нацело более или менее однородной толщей собственно ледниковых осадков — тех валунных суглинков и супесей, которые обычно именуют мореной. Поскольку лед — твердое тело, напряжения, возникающие в нем при развитии деформации пластического сдвига, периодически разряжаются импульсным проскальзыванием пластин или слойков льда, разделенных образующимися в его толще многочисленными субгоризонтальными, полого наклонными навстречу движению поверхностями среза. Пластическое течение льда преобразуется в послойно дифференцированное, при котором около поверхностей среза и скольжения происходит выделение теплоты трения, вызывающее временное плавление льда, сменяющееся его последующей кристаллизацией. Таким образом образуются так называемые голубые ленты чистого кристаллического

льда. Их реликтами в отложенных монолитных моренах являются плитчатая и сланцеватая гляциодинамические текстуры.

В самой периферической части ледниковых покровов, где мощности льда невелики и пластическое его течение затруднено, а также в осевых зонах лопастей ледникового покрова и мощных ледяных потоков его центральных частей основной причиной движения становится горизонтальный напор ледяных масс, поступающих из области питания. Под его воздействием в толще льда образуются наклонные против движения сколы. Разделенные ими блоки льда, громоздясь друг на друга, образуют систему крутых чешуйчатых надвигов. В них участвует и мореносодержащий лед, и уже отложенная под ним основная морена. Мало того, там, где ледник движется по рыхлым отложениям или слабо консолидированным слоистым осадочным породам, пластины и блоки последних затаскиваются по надвиговым поверхностям в форме чешуй. В итоге образуются морены, объединяемые в группу чешуйчатых. Наиболее своеобразными из них являются такие, которые в основном состоят из сорванных с ложа и надвинутых одна на другую чешуй, сложенных коренными породами или более древними, по сравнению с мореной, четвертичными отложениями. Среди них лишь в виде разобщенных маломощных линзовидных тел зажаты валунные суглинки и супеси, т. е. собственно ледниковые осадки. Однако в строении чешуйчатых морен преобладают последние, а породы ложа играют подчиненную роль. Мощность чешуйчатых морен может достигать нескольких десятков и даже первых сотен метров. При этом чередование пород, слагающих налегающие друг на друга чешуи, часто имитирует нормальное напластование осадочной серии. Особенно важно учитывать это при изучении плейстоценовых ледниковых образований, так как смена в разрезе моренных чешуй и чешуй, сложенных плейстоценовыми водно-ледниковыми, особенно аллювиальными, озерными отложениями или торфяниками, при поверхностном описании может привести к ложным стратиграфическим выводам.

Кроме описанных двух главных групп фаций основных морен, выделяется еще фация крупных отторженцев, включающая огромные блоки пород ложа, перенесенные ледником на десятки и сотни километров. Подобные отторгнутые блоки достигают иногда десятков метров мощности при поперечниках во многие сотни метров или даже в несколько километров. Слагающие их породы обычно сохраняют нормальную последовательность напластования и лишь в той или иной степени нарушены разломами или смяты в складки. Наиболее грандиозные образования этого рода по условиям залегания и внутреннему строению напоминают тектонические шарьяжи.

Вновь образованными собственно ледниковыми осадками — валунными суглинками и супесями — целиком сложены, как мы видели, только монолитные морены. Но именно они и наиболее широко распространены, а закономерности формирования вещественного состава слагающих их осадков не менее важны для понимания динамики образования основных морен, чем наблюдения над гляциодинамическими текстурами. Уже давно стало достаточно общеизвестным, что гранулометрический и минеральный состав монолитных морен зависит от двух причин: механического смешения продуктов разрушения пород ледникового ложа и их постепенного дробления и истирания в ходе движения

ледника. Проведенные исследования позволили установить, что главным фактором обоих этих процессов является послойно дифференцированное пластическое течение мореносодержащего льда. Но особенно важным было доказательство того, что в ходе преобразования мореносодержащего льда в отложенную морену происходит также перераспределение некоторых компонентов минерального вещества, сопровождающееся аутигенным минералообразованием. Эти процессы совершаются под воздействием общего стресса, вызываемого нагрузкой вышележащих масс льда, непрерывно меняющихся динамических напряжений и вызываемых этим многократно повторяющихся циклов режеляционного таяния — замерзания, особенно вблизи поверхностей среза и скольжения.

Наиболее распространенным проявлением перераспределения вещества является осаждение карбонатных новообразований за счет растворения части тонкодисперсного обломочного кальцита. Эти новообразования имеют различную форму — облаковидных колломорфных выделений, видимых лишь в шлифах под микроскопом, карбонатных поясков, окаймляющих некоторые валуны, конкреций и, наконец, корок на контактах с водопроницаемыми песками, подстилающими морену или, чаще, внедренными в нее в виде протрузивных даек и диапироподобных тел. Возникновение подобных карбонатных новообразований еще в ходе движения мореносодержащего льда подтверждается непосредственными наблюдениями на современных ледниках. За последнее время появились также данные о подледных аутигенных выделениях кремнезема. В особенности это касается областей активного основного вулканизма, например Исландии. Здесь мореносодержащий лед обогащен пепловыми частицами, состоящими из малостойкого базальтоидного стекла. Как показал А. Р. Гептнер [1978], значительная их часть подвергается разложению уже под движущимся ледником под влиянием циклов режеляционного таяния — замерзания. Высвобождающийся при этом кремнезем может настолько плотно цементировать образующуюся морену, что она превращается в диагенетический тиллит — твердую скальную породу. Указывается также на возможность возникновения в ходе формирования морены регенерационных кайм на кластических зернах калиевых полевых шпатов [Лаврушин, Ренгартен, 1974].

Во всяком случае, достоверно установлены достаточно выразительные проявления аутигенного минералообразования, происходящего в ходе преобразования мореносодержащего льда в отложенную основную морену. Процессы этого своеобразного подледного диагенеза морены протекают не вслед за стадией седиментации, как это имеет место при диагенезе субаквальных осадков, а в ходе осадкообразования, мало того, даже еще на стадии транспортировки исходного материала. Как мы видим, в процессе формирования основных морен вообще невозможно четко разделить все эти стадии породообразования. Они фактически сливаются воедино. И это особенно резко противопоставляет моренообразование остальным формам литогенеза.

Основные морены — наиболее характерные из собственно ледниковых отложений. По сути дела, только их образование и рассматривалось Н. М. Страховым [1960, 1963] как проявление выделенного им особого ледового типа литогенеза. Выше было показано, что даже при

таком узком понимании этот тип литогенеза не сводится, как он думал, только к чисто механическому смешению и истиранию обломочного материала, а включает и его диагенетические преобразования. Если же вспомнить, что все отложения ледникового ряда теснейшим образом генетически сопряжены и образуют целостные парагенезы, то возникает сомнение в правильности столь узкого понимания ледового литогенеза вообще. С точки зрения учения о генетических типах отложений представляется не менее обоснованным расширение этого понятия на образование всех отложений ледникового ряда в совокупности.

Имеются континентальные отложения, принадлежность которых к определенному генетическому типу до сих пор остается спорной. Это касается, в частности, так называемых лёссовых пород. К этой сборной группе относятся несомненно гетерогенные образования, обладающие лишь некоторыми общими «лёссовыми» признаками: преобладанием алевритовых гранулометрических фракций, малой уплотненностью, высокой общей пористостью и обилием вертикальных трубчатых макропор, часто повышенной карбонатностью, просадочностью и т. п. Сами по себе эти признаки, даже в их совокупности, однозначно указывают лишь на субаэральную обстановку образования и накопление в условиях семиаридного или аридного климата. Для тех лёссовидных отложений, которые обладают ясной слоистостью, содержат значительную примесь относительно грубых песчано-гравийных частиц и залегают в виде шлейфов на склонах, по периферии конусов выноса или на поверхности речных пойм вполне очевидно соответственно делювиальное, пролювиальное или аллювиальное происхождение. Иначе обстоит дело с так называемыми типичными лёссами, лишенными примеси грубых частиц, неслоистыми и образующими часто сплошные покровы, одевающие обширные водораздельные пространства.

Проблема происхождения типичных лёссов имеет более чем полуторавековую давность. Ее история достаточно полно освещена в монографии Н. И. Кригера [1965]. Отстаиваемая в этой монографии теория эолового генезиса лёссов почти безраздельно господствует за рубежом и имеет многочисленных сторонников в нашей стране. Большинство склоняется в настоящее время к эоловому происхождению лёссов Украины, хотя имеются и сторонники их водно-ледниковой природы. Наиболее острые дискуссии вызывает вопрос о генезисе лёссов Средней Азии. Почти все среднеазиатские геологи придерживаются мнения об их пролювиальном происхождении, следуя идеям А. П. Павлова [1903, 1909], хотя и допускают эоловый генезис некоторой их части [Мавлянов, 1953, 1958]. Но очень многие исследователи, включая упомянутого выше Н. И. Кригера, являются сторонниками их чисто эоловой природы. Надо сказать, что обе точки зрения недостаточно строго аргументированы. Между тем, именно изучение лёссов Средней Азии имеет очень большое значение для решения лёссовой проблемы в целом, так как они весьма типичны и слагают особенно мощные (многие десятки и первые сотни метров) толщи. Исходя из этого, в качестве важной задачи изучения континентальных отложений в Геологическом институте и было поставлено исследование среднеазиатских лёссов.

Это исследование с самого начала показало, что задача гораздо сложнее, чем представлялось первоначально. Прежде всего было установлено, что лёссовые толщи Средней Азии содержат многочисленные

и выдержанные по простиранию горизонты погребенных почв, ранее не привлекавшие внимание исследователей. Это вызвало коренной пересмотр сложившихся представлений о стратиграфии лёссов, их соотношениях с рельефом и истории накопления [Лазаренко и др., 1977]. Тем самым существенно изменился и подход к решению генетических вопросов. Далее было обнаружено, что лёссовые толщи ряда районов Средней Азии, особенно Таджикской депрессии, сильно нарушены новейшими тектоническими движениями и современные условия залегания не отражают геоморфологической обстановки времени их формирования. В частности, водораздельное положение лёссов на некоторых хребтах не может служить, как полагали некоторые исследователи, прямым доказательством их эолового происхождения. Реконструкция их первичных условий залегания показывает, что они выполняли крупные депрессии рельефа, отдельные «лёссовые бассейны». Состав терригенных минералов лёссов в каждом таком бассейне указывает на участие продуктов переотложения материала коренных горных пород, слагающих примыкающие горные возвышенности и, по-видимому, принесенных водой [Лазаренко, 1977]. Правда, лёссовые толщи не обнаруживают тех фациальных изменений, которые характерны для пролювия. Даже там, где лёссы высоко поднимаются в горы, они сохраняют тот же алевритовый и алевропелитовый состав, и нигде не подмечено их замещения грубыми щебнистыми или галечными накоплениями, типичными для вершинных частей пролювиальных шлейфов. Поэтому возможность водного привноса части материала, в частности мелкоземистых продуктов выветривания горных пород примыкающих высот [Черняховский, 1966а; Шанцер, Лазаренко, 1970], еще отнюдь не исключает эолового происхождения основной массы лёссовых частиц. Не решает этого вопроса и привлечение того механизма поэтапного переотложения мелкозема делювиальным путем, который был выявлен наблюдениями над современными пролювиальными шлейфами предгорий Копетдага [Лазаренко, 1973]. Таким образом, в настоящее время трудно оценить относительную роль эолового и водного переноса в образовании срезнеазиатских лёссов. Тем более это касается лёссов других регионов земного шара; для некоторых из них эоловый генезис строго доказан или представляется наиболее вероятным, как, например, на Украине и в некоторых районах США [Шанцер, 1967]. Эта сложная проблема, таким образом, все еще не решена в целом.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ БАССЕЙНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВООБЩЕ

Особо следует остановиться на вопросе о генетических типах озерных отложений. Озерные водоемы весьма неоднородны по гидрологическому режиму и по протекающим в них процессам осадкообразования и диагенеза. Некоторые из них настолько своеобразны, а образующиеся в них отложения столь тесно генетически сопряжены с другими континентальными отложениями, что, следуя изложенным принципам классификации, должны быть отнесены не только к разным генетиче-

ским типам, но и к разным группам и рядам классификационной схемы.

Прежде всего это касается старичного аллювия, образование которого неотделимо от аллювиальной аккумуляции как единого процесса. Да и сами речные старицы не являются, собственно говоря, самостоятельными озерными водоемами, а целиком находятся в сфере деятельности реки. Они представляют собой брошенные участки речных русел, а их гидродинамика и питание наносами определяются гидрологическим режимом реки. Через большинство стариц, особенно на ранних стадиях их развития, периодически протекают полые воды, создавая в них режим турбулентного водного потока. Но и во время межени, когда старицы действительно превращаются в замкнутые водоемы, их попрежнему питают преимущественно те же речные воды, только предварительно фильтрующиеся через толщу аллювия. Все это отражается на типе старичных осадков, многим существенно отличающихся от собственно озерных.

В качестве особого генетического типа выше были упомянуты также озерно-ледниковые отложения, отнесенные к ледниковому ряду. Это аргументировалось их генетической сопряженностью с остальными членами последнего, вместе с которыми они образуют целостные парагенезы. К этому надо добавить, что ледниково-озерные водоемы, не только спорадически возникающие внутри ледника, но и располагающиеся по его периферии, в большинстве своем существенно отличаются от остальных озер условиями образования, историей развития и характером образующихся отложений. Наиболее типичны из них те, которые возникали во время деградации плейстоценовых материковых оледенений. Причиной их образования была подпруда талых вод ледника его собственным краем. Там, где уклон местности был направлен навстречу последнему, например на балтийском склоне Восточно-Европейской равнины, на севере США и в Канаде, они достигали временами громадных размеров, но существовали кратковременно. По мере отступания материковых льдов, за немногие тысячелетия или даже столетия, их число, расположение и конфигурация многократно менялись. За время существования в них успевали накопиться лишь маломощные чисто терригенные отложения, целиком состоящие из продуктов переотложения моренного материала. А среди них преобладали только им свойственные ленточные отложения, в частности наиболее характерные ленточные глины. Все это дает полное право рассматривать ледниково-озерные отложения как особый генетический тип, независимо от того, к какой рубрике классификационной схемы их относить.

Но и при условии исключения из озерной группы этой схемы только что рассмотренных образований в ней объединяются отложения столь разнообразные, что некоторые из них несомненно заслуживают выделения в особые генетические типы. Одним из примеров могут служить отложения многих малых пресноводных озер эвтрофного и дистрофного типов, накапливающих сапропелевые или торфянистые илы. Поскольку подобные водоемы обычно быстро зарастают, превращаясь в болота низинного, а затем, в гумидном поясе умеренной и холодной климатических зон, и верхового типа, их отложения, переходящие в ископаемое состояние, рассматриваются обычно как составная часть разрезов торфяников.

Несомненно в особый или даже несколько генетических типов заслуживают выделения также отложения самосадочных соленых озер. Они являются закономерными членами длинного ряда галогенных отложений вообще, включающего и такие, которые образуются в связанных с морем солеродных лагунах или крупных ультрасоленых внутриконтинентальных водоемах, обычно принимаемых за крайние типы осолоняющихся внутренних морей. В связи с этим они и изучались преимущественно не как составные элементы комплекса континентальных осадочных образований, а с целью выяснения общих закономерностей галогенеза как особого типа осадочного процесса. Прекрасную сводку по этому вопросу можно найти в классической монографии Н. М. Страхова [1962].

Если исключить эти крайние случаи, то выделение генетических типов остальных озерных отложений оказывается задачей достаточно сложной и, если стремиться последовательно придерживаться принятых здесь принципов, то далекой еще от однозначного решения. Именно поэтому в классификационной схеме озерная группа сознательно оставлена не расчлененной на генетические типы.

Сколько бы ни были различны озерные водоемы, озерная осадочная аккумуляция в целом существенно отличается от аккумуляции всех остальных континентальных отложений одним общим признаком — все озерные отложения, исключая образующиеся в сезонно существующих водоемах аридной зоны, являются отложениями субаквальными, или, как еще принято их называть, бассейновыми. По обстановке седиментации и диагенеза слагающих осадков они обладают поэтому в разной степени выраженным сходством с морскими отложениями. Особенно велика эта общность у отложений крупных озер, как пресноводных — Великих озер Северной Америки, Ладожского, Онежского, Байкала и других, так и в особенности обширных солоноватоводных водоемов типа Каспия, Арала, Балхаша и др. Каспий и Арал вообще принято именовать морями, а их отложения морскими.

Изучение современных процессов осадкообразования и диагенеза в таких крупных водоемах привлекало пристальное внимание многих литологов, в том числе и сотрудников Геологического института, работавших под руководством или в содружестве с академиком Н. М. Страховым. Основной целью было не столько выяснение особенностей озерной аккумуляции как таковой, и тем более не выделение генетических типов озерных отложений, сколько общих закономерностей осадочного процесса в конечных водоемах стока вообще, включая и моря. Исследования этого сравнительно-литологического и литолого-геохимического направления дали весьма ценные результаты, но они освещаются в других разделах настоящей книги.

На примере озер средних и малых размеров можно яснее всего понять специфику озерной аккумуляции как составной части континентального литогенеза. В этой связи на первый план выступает выяснение свойственных озерам особенностей процессов седиментации и диагенеза на примере современных озерных осадков. Без постановки подобных исследований трудно сознательно подойти и к выделению генетических типов озерных отложений. Такие исследования были поставлены вначале в лаборатории геохимии осадочных пород под руководством академика Н. М. Страхова, а затем продолжены в лаборато-

рии генетических типов континентальных отложений, сохранив свою литолого-геохимическую направленность.

В качестве основного объекта были избраны современные осадки озер северной гумидной зоны Европейской части СССР, охватывающей территорию Балтийского щита и северной и северо-западной частей Русской плиты. Их итоги сведены в последней работе Л. Е. Штеренберга. Но некоторые основные выводы изложены им лично или в содружестве с другими авторами в ряде публикаций [Штеренберг, 1967; Страхов и др., 1968; Штеренберг и др., 1969; Штеренберг и др., 1970; Штеренберг и др., 1975; и др.]. В результате этих исследований пришлось пересмотреть некоторые сложившиеся ранее представления, в частности по поводу климатической зональности озерного осадконакопления [Штеренберг, 1980].

Было показано, что в пределах Русской плиты, сложенной мощным чехлом осадочных пород, последние наряду с терригенным материалом поставляют в озера много растворенных минеральных веществ, необходимых для жизнедеятельности организмов. Поэтому большинство относительно крупных водоемов относится к эвтрофному типу. Пышно развивающийся в них водорослевый планктон продуцирует большие массы органического вещества, дающего начало сапропелевым илам. Озера меньших размеров с сильно заболоченными водосборами питаются кислыми болотными водами, богатыми гумусовыми веществами, и в них сносится много растительного детрита. В таких дистрофных водоемах отлагаются торфянистые илы. Эти два типа осадков господствуют повсеместно, начиная с зоны тундр и северной тайги и кончая зоной смешанных лесов. Терригенное осадконакопление здесь играет подчиненную роль. В районах распространения карбонатных коренных пород оно приводит к образованию терригенных же карбонатных осадков, наряду с которыми лишь в ограниченном количестве может происходить биогенное карбонатообразование, связанное с жизнедеятельностью водорослей. Возможность хемогенной садки карбонатных илов в озерах гумидной зоны, которой некоторые авторы придавали решающее значение, не нашла подтверждения.

Хорошо выраженная климатическая зональность гумидного озерного осадконакопления существует только в пределах Балтийского щита, сложенного докембрийскими метаморфическими и изверженными породами, поставляющими с водосборов относительно ограниченное количество хорошо усвояемых организмами растворенных веществ. Здесь их поступление в водоемы, а соответственно и масштабы продуцирования органического вещества в большой степени зависят от климатической обстановки водосборов и термического режима вод. Поэтому, если исключить малые дистрофные озера с заболоченными водосборами, наблюдается закономерное изменение типа осадков при движении с севера на юг. На севере господствуют озера с чисто терригенным осадконакоплением и осадками, крайне бедными органическим веществом. Южнее, в центральной части Кольского полуострова и на севере Карелии, преобладают водоемы, в профундали которых образуются осадки, более обогащенные органическим веществом. Наконец, на юге Карелии и Карельском перешейке — мезотрофные водоемы, в относительно глубоких частях которых образуются илы со значительной примесью органического вещества и в их толще устанавливается устой-

чивый восстановительный режим. Наряду с этим на отдельных участках дна формируются сильнокремнистые илы, обогащенные панцирями диатомовых водорослей, а иногда и настоящие диатомиты. Удалось убедительно показать, что возникновение таких илов связано не с климатом, не с содержанием растворенного кремнезема в воде, а лишь с малым поступлением терригенного и сапропелевого материала, разбавляющего скопления кремнистых панцирей диатомей.

Вместе с возрастанием содержания органического вещества в осадках усиливаются диагенетические процессы. Одним из их проявлений является синтез железистого монтмориллонита. Однако его новообразования весьма малочисленны и практически вся масса глинистых минералов, содержащихся в озерных осадках, повсюду имеет чисто терригенное происхождение.

Гораздо более выразительным результатом диагенетических процессов является образование железистых и железо-марганцевых конкреций, в ряде озер образующих рудные скопления. Процессам их формирования было уделено особенно большое внимание.

Прежде всего было установлено существование двух генетических типов руд — собственно озерных и озерно-болотных. Озерно-болотные руды, почти чисто железистые, возникают локально в прибрежной полосе за счет поступления богатых железом вод из прилегающих торфяников. Собственно озерные железо-марганцевые руды образуются в ходе диагенеза озерных осадков.

В более северных районах Кольского полуострова, где осадки бедны органическим веществом, они имеют форму корок на поверхности илов, тяготея исключительно к озерной профундали. Южнее, где осадки богаче органикой, руды перемещаются в литоральную зону. Они образуются здесь за счет диффузионного подтока восстановленных форм железа и марганца из илов профундали в песчанистые осадки литорали, где эти элементы выпадают в форме гидроокислов и частично карбонатов. Этот процесс, впервые указанный Н. М. Страховым, был доказан наблюдениями в поле и экспериментами, причем было установлено, что фиксация рудного вещества протекает при большом участии бактерий.

Поскольку железо-марганцевые конкреции образуются не только в озерах, в целях сравнения были изучены аналогичные образования из Балтийского и Черного морей [Штеренберг, 1971 и др.], а также возникающие совершенно иным способом железо-марганцевые конкреции из Тихого океана [Штеренберг и др., 1977; Штеренберг, 1978].

Сколь ни важны исследования подобного направления, сами по себе они еще не решают вопроса о расчленении всех озерных отложений на генетические типы. Конечно, отложения, возникающие в озерах, расположенных в разных геоморфологических и особенно климатических обстановках, неодинаковы по составу слагающих осадков. Особенно это очевидно при сравнении осадков пресноводных озер гумидной зоны и солоноватоводных и соленых озер семиаридной и аридной зон. Для первых характерны упомянутые выше сапропелевые и торфянистые илы, вообще алевропелитовые осадки, обогащенные органическим веществом, кремнистые диатомовые илы, озерные и озерно-болотные руды; для вторых — известковистые и доломитовые илы, самосадочные гипсы и соли. Однако подобные литологические различия еще недо-

статочны для обоснованного выделения генетических типов отложений как комплексов динамически и генетически сопряженных осадков. Чем крупнее озерный бассейн и сложнее морфология заполняемой им котловины, тем разнообразнее разные участки его дна по динамике осадконакопления. В прибрежной полосе приобретает большое значение волноприбойная деятельность, на мелководьях — переотложение осадков течениями, на крутых подводных склонах — их оползание и вязкое течение, а на больших глубинах господствует спокойное осаждение взвешенных в воде частиц. Эти различия допускают возможность существования разных генетических типов отложений даже в пределах одного крупного озерного водоема. К сожалению, пока решить этот вопрос трудно, поскольку изучались преимущественно отдельные типы озерных осадков, а не закономерности формирования их генетически сопряженных комплексов. Одним из путей выявления таких комплексов может стать сравнительное изучение уже завершивших свое образование древних озерных толщ, с этой точки зрения еще не исследованных. Но и оно вряд ли достаточно.

Как подчеркивалось, чем обширнее озерный водоем, тем более он сходен с водоемами морскими, как с точки зрения гидродинамики, так и условий образования осадков. Поэтому представляется, что для построения логически последовательной классификации динамических типов субаквально-осадочной аккумуляции и соответствующих им генетических типов бассейновых отложений необходимо сравнительное изучение процессов их формирования не только во внутриконтинентальных озерах, но и в морях и океанах. Тем самым возникает задача разработки общей классификации генетических типов всех бассейновых отложений — как озерных, так морских и океанских.

До сих пор представление о генетических типах отложений в принятом нами понимании не получило широкого распространения среди исследователей, изучающих современные осадки морей и океанов и древние морские осадочные формации. Это связано с исторически укоренившейся традицией, в значительной мере оправдываемой особенностями общей картины морского и океанского дна, отличающейся большой динамической однородностью процессов аккумуляции. На таком общем фоне резче бросаются в глаза не различия генетических типов образующихся отложений, а признаки осадков, связанные с изменением физических и биоценотических характеристик среды их накопления, закономерно изменяющихся по мере удаления от берега в глубь моря и в зависимости от рельефа дна. На изучении этих изменений основана классическая форма фациального анализа, обеспечивающая удовлетворительное решение большинства литологических и палеогеографических задач. Поэтому выделение фаций на основе различий вещественного состава и текстур горных пород, а также особенностей захороненных в них комплексов организмов стало столь привычным, что тем же термином «фация» обычно обозначают и комплексы морских осадков, по сути дела соответствующие понятию «генетический тип отложений».

Между тем неоднородность динамики аккумуляции морских и океанских отложений является ныне общеизвестной истиной. Особенно изменчива эта динамика на материковом склоне, у его подножий, по периферии глубоководных впадин окраинных и внутренних морей, на

участках шельфа с неровным рельефом дна и, пожалуй, особенно в пределах литорали и прилегающей части сублиторали. Многие из образующихся в этих условиях комплексов осадков столь своеобразны по процессам формирования, строению и составу, что вполне заслуживают выделения в особые генетические типы. Только их изучение как целостных парагенезов позволяет верно истолковать происхождение и сделать правильные палеогеографические выводы. Такими специфическими генетическими типами морских отложений несомненно являются, например, накопления турбидитов, в том числе большинство флишевых толщ, рифовые постройки, комплексы осадков батиальных и абиссальных конусов выноса подводных каньонов, оползневые и другие гравитационные накопления подножий подводных склонов, отложения пляжей, штормовых валов, ваттов и т. п. В литологической литературе имеется немало примеров описания подобных типов морских отложений именно как комплексов генетически сопряженных осадков, обязанных своим происхождением определенной динамической форме аккумуляции, хотя они и именуются обычно тем же термином «фация», который прилагается к выделяемым на основе литологической и биоценотической характеристик отдельно взятым осадкам или сочетаниям их близких типов. Совершенно очевидно, что назрела необходимость систематизации генетических типов морских и океанских отложений с позиций учения о генетических типах. Первые опыты построения подобной классификационной схемы [Фролов, 1968, 1970] нельзя признать удачными, так как они не лишены внутренних противоречий, а главное, в их основу положено скорее выделение типов осадков, а не их динамически обусловленных парагенезов, т. е. генетических типов отложений в строгом смысле слова. Распространение принципов учения о генетических типах отложений на морские и океанские остается, таким образом, одним из актуальных направлений исследования.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Не менее существенной задачей является изучение генетических типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, в частности тех, которые образуются в областях наземного вулканизма. Вулканогенно-осадочному литогенезу в настоящее время уделяют большое внимание многие литологи, но эта проблема освещается в другом разделе настоящей книги. Следует, однако, подчеркнуть, что при этом рассматриваются преимущественно типы горных пород, возникающих при осаждении и переотложении пирокластического материала и продуктов гидротермальной деятельности, либо общие вопросы накопления вулканогенно-осадочных фаций. Гораздо реже касаются собственно генетических типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. Некоторые авторы под этим термином понимают не комплексы генетически сопряженных осадков и пород, отражающих динамически своеобразные формы аккумуляции, а скорее типы отдельных осадков и пород [Малеев, 1971], выделяя их, исходя главным образом из абстрактно теоретических соображений, а не на основе конкретных наблю-

дений в природе [Ботвинкина, 1974]. Ближе к принятым здесь установкам стоят те работы сотрудников Института вулканологии ДВНЦ АН СССР [Мелекесцев и др., 1970; Краевая, 1978], в которых генетические типы отложений выделяются на основе особенностей динамики их аккумуляции именно как комплексов осадков и пород. В них, однако, описываются формы залегания этих образований, типы слагаемого ими рельефа, текстурные особенности, но мало внимания уделяется вещественному составу, а главное, исследования авторов ограничены только вулканической областью Камчатки со свойственными ей чертами вулканизма. Более широким подходом к проблеме отличаются исследования, проводимые в ГИН АН СССР в течение ряда лет лабораторией генетических типов континентальных отложений на примере двух существенно различных по типу вулканизма областей — Камчатки и Исландии.

Эти исследования еще не завершены, но некоторые главные их итоги освещены А. Р. Гептнером в ряде статей и разделов коллективных работ [Гептнер, 1972, 1977, 1978, 1980; Исландия..., 1978]. Вместе с работами упомянутых выше авторов это позволяет уже сейчас составить более полное представление о генетических типах отложений, формирующихся в областях активного вулканизма.

Среди собственно вулканогенных образований четко различаются две группы — эффузивная и эксплозивная. Первая объединяет толщи лав. Различные петрографические и текстурные разновидности последних подробно рассмотрены в вулканологической и петрографической литературе. С интересующей нас точки зрения, важнее, однако, общие различия между субаэральными и субаквальными лавовыми толщами, независимо от их состава. Наиболее интересны данные наблюдений над строением субаквальных потоков базальтовых лав Исландии, к которым относятся не только излившиеся на дне моря, но также внедрившиеся в озерные водоемы и образовавшиеся внутри ледниковых покровов. Всем им свойственна шаровая или подушечная отдельность, причем промежутки между отдельностями обычно заполнены продуктами шелушения их стекловатых корок. Подобные десквамационные гиалокластиты иногда играют столь значительную роль в строении толщи, что изолируют отдельные лавовые шары, как бы плавающие в их массе. От этих гиалокластитов следует отличать продукты подводного лавового фонтанирования, или импульверизационные гиалокластиты, испытывающие часто ближнее переотложение под действием волн и течений и образующие довольно мощные линзовидные залежи, заслуживающие выделения в особый генетический тип отложений.

Эксплозивная группа вулканогенных отложений включает разнообразные их типы. Особенно мощного развития эти образования достигают в областях кислого липаритового и андезито-дацитового вулканизма, для которого характерны извержения взрывного типа. Особыми их генетическими типами являются накопления взрывных лавин, подразделяющиеся на отложения направленных взрывов и пирокластических потоков (агломератовые туфы, в том числе в разной степени спекшиеся, и игнимбриты). Эти исключительно субаэральные образования отличаются особенно грубообломочным составом и почти полным отсутствием сортировки. Другую категорию эксплозивных отложений образуют накопления тефры, т. е. выброшенных из жерла вулкана

продуктов дробления и разбрызгивания жидкой и полузастывшей лавы, выпадающих на поверхность при пеплопадах. Среди них выделяют отложения ближней тефры, выпадающей на склонах вулканической постройки и состоящей преимущественно из относительно грубого лито- и кристаллокластического пепла и вулканического песка, лапиллей и вулканических бомб. Образующиеся при этом плохо сортированные грубозернистые лапиллиевые туфы с неясно выраженной примитивной слоистостью состоят в значительной части из обломков, рассеиваемых при вулканических взрывах. Им противопоставляются отложения дальней тефры, сложенные мелко- и тонкозернистыми, в основном витрокластическими туфами, образующимися из пепловых частиц, разносимых воздушными течениями на значительные расстояния от центров извержения. Они дают накопления небольшой и быстро уменьшающейся при удалении от вулканов мощности, которые содержат многочисленные прослои зачаточных почв, отвечающие перерывам между эксплозиями, и плащеобразно покрывают неровности рельефа. На Камчатке такие покровы получили название «почвенно-пирокластического чехла».

К вулканогенно-осадочным отложениям в строгом смысле слова относятся лишь образующиеся путем переотложения свежих вулканических продуктов, синхронных или почти синхронных их образованию. Многие из них не заслуживают выделения в особые генетические типы. Это относится, например, к аллювию и озерным отложениям вулканических областей, отличающимся от обычных только вещественным составом слагающих осадков. Но имеются и более своеобразные образования. Сюда относятся прежде всего отложения мощных вулканогенных селей, или лахаров, возникающих при напряженных ливневых дождях, сопровождающих извержения, или при бурном таянии снегов, вызываемом этими извержениями. Достаточно своеобразны также тефрогенный делювий и вулкано-пролювий. Обилие рыхлого, не закрепленного растительностью пирокластического материала приводит к его энергичному сносу склоновым стоком и накоплению мощных делювиальных отложений даже в обстановке гумидного климата, вообще неблагоприятной для обычного делювиеобразования. То же касается и образования мощных пролювиальных шлейфов и у подножий вулканов, в пределах которых дающие им начало водотоки быстро иссякают, просачиваясь в хорошо водопроницаемые толщи.

Существенным своеобразием отличаются также постседиментационные преобразования континентальных отложений областей активного вулканизма. В этом большую роль играет обилие реакционноспособного пеплового материала, особенно сильно сказывающееся там, где проявляется основной, базальтовый вулканизм, например в Исландии. Малая стойкость основного вулканического стекла, из которого состоит подавляющее большинство пепловых частиц, приводит к широкому развитию процессов его палагонитизации. Эти процессы активно протекают в поверхностных обстановках, отличающихся большим непостоянством термического режима и режима увлажнения, например в почвенно-элювиальном покрове и в ледниках, где им способствуют явления режеляции. Выше уже упоминалось о связанном с быстрым разложением основного стекла образовании диагенетических тиллитов. Еще сильнее сказывается гидротермальная деятельность, не ограничи-

вающаяся узкими ореолами единичных гидротерм, но проявляющаяся на обширных площадях, где грунтовые воды в значительной мере подпитываются термальными. Гидротермальный катагенез приобретает, таким образом, региональный характер. В его ходе не только происходит палагонитизация основного стекла, но и образуются синтетические монтмориллониты, цеолиты и ряд других минералов. Это приводит к цементации рыхлых отложений, в частности к преобразованию даже весьма молодых ледниковых морен в твердые эпигенетические тиллиты [Гептнер, 1978].

В зависимости не только от типа вулканизма, но и от особенностей физико-географической обстановки в различных частях одной и той же вулканической области формируются толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, в которых разные их генетические типы участвуют в разных сочетаниях. Это позволяет выделять характерные формационные комплексы этих отложений, многие из которых можно толковать как особые формации. Интересный опыт выделения таких формаций был предпринят А. Р. Гептнером [1977; Исландия..., 1978] для Исландии.

ТИПЫ ОБРАЗОВАНИЙ КЛАССА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ. ПРОБЛЕМА ГИПЕРГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Континентальные образования класса коры выветривания стали изучаться в Геологическом институте начиная с 50-х годов. Вначале основными объектами исследований были древние мезозойские и кайнозойские коры выветривания Южного Урала и Казахстана, а также те осадочные толщи, которые образовались за счет их переотложения или являлись их субстратом. На протяжении двух десятилетий эти исследования проводили В. Н. Разумова, А. Г. Черняховский и отчасти Н. А. Лисицына. Ими был опубликован целый ряд статей, перечислять которые здесь нет возможности. Основное внимание обращалось на минеральный состав кор выветривания и восстановление протекавших в них процессов минералообразования, на природу вертикальной зональности кор выветривания и многофазность их развития [Разумова, 1963; Разумова, Черняховский, 1963; Разумова, 1967; Черняховский, 1963; и др.]. Были сформулированы также интересные идеи, касающиеся типизации кор выветривания [Разумова, Херасков, 1963а, б].

Начавшиеся в конце 60-х годов исследования на Батумском побережье Черного моря принесли неожиданные результаты. В. Н. Разумовой [1970, 1971] было установлено, что там за коры выветривания ошибочно принимали гидротермальные монтмориллонитовые глины, развитые по хлоритизированным базальтам и сопровождающим их гиалокластитам, которые позже явились субстратом настоящей, но более молодой коры выветривания. Этот факт был толчком к пересмотру ею обычных представлений о формировании кор выветривания вообще. В итоге В. Н. Разумовой [1977] была развита концепция, рассматривающая подавляющее большинство образований, которые принято считать древними корами выветривания, как глинистые метасоматиты, возникшие под воздействием восходящих термальных вод

глубинной циркуляции, имеющих в основном поверхностное происхождение, но обогащенных компонентами ювенильной природы. Эта вадозно-гидротермальная концепция обосновывается, с одной стороны, формами залегания многих подобных образований, нередко выполняющих «карманы», внедряющиеся на сотни метров в глубину по зонам разломов («линейные коры выветривания»), а с другой — некоторыми особенностями минералогии ряда из них (совершенная кристаллическая структура каолинитов, присутствие сульфидов никеля, меди, свинца, присутствие горного хрусталя, кристобалита и даже тридимита и пр.). В настоящее время эта концепция остается остро дискуссионной. Надо, однако, подчеркнуть, что она неплохо согласуется с особенностями упомянутых выше кор выветривания, тесно связанных с разломами. Гораздо больше сомнений вызывает ее приложимость к площадным корам выветривания. Хотя эта концепция и требует еще серьезной проверки на конкретном фактическом материале, в ней содержится немало заслуживающих внимания мыслей, позволяющих критически подходить к ряду прочно укоренившихся представлений.

Логическим развитием изложенных новых взглядов является выдвинутая в последнее время В. Н. Разумовой [1980] гипотеза гидротермально-осадочного происхождения бокситов. В отношении бокситовых месторождений геосинклинальных складчатых областей эта гипотеза созвучна с ранее высказывавшимися идеями их генетической связи с вулканизмом [Пейве, 1956]. Особенности многих бокситовых месторождений действительно могут рассматриваться как подтверждение гидротермального генезиса. Но В. Н. Разумова распространяет свою гипотезу на все промышленные залежи бокситов, полностью отрицая возможность их генетической связи с корами выветривания, как думает большинство исследователей. В этом отношении ее позиция представляется весьма сомнительной. Рассмотрение данного вопроса выходит, однако, за рамки настоящего изложения, поскольку не имеет прямого отношения к его основной теме.

Другим направлением исследований является изучение современного элювия, слагаемых им новейших кор выветривания и процессов их образования. В Геологическом институте такие исследования в течение многих лет проводятся А. Г. Черняховским, собравшим огромный сравнительный материал во время работы в Казахстане, Средней Азии, на Кольском полуострове, в Монголии, в различных ландшафтно-климатических зонах Кавказа, Закавказья и Кубы. Многие результаты исследований и ряд обобщающих выводов изложены им в специальной монографии [Черняховский, 1966б] и серии статей. Поскольку эти исследования непосредственно связаны с обсуждаемыми здесь вопросами, на них следует остановиться. Правда, здесь невозможно коснуться всех их сторон. В частности, придется исключить рассмотрение многих весьма интересных результатов, касающихся процессов образования характерных для элювия аутигенных глинистых минералов [Черняховский, 1974; Черняховский и др., 1975; Черняховский, Пеньяльвер, 1976; и др.]. Ниже будут кратко изложены только общие выводы по основным закономерностям формирования, типизации и географической зональности элювия. Используя положения, сформулированные А. Г. Черняховским [1980], мы позволим себе в некоторых деталях дополнить их и личными соображениями.

Главным фактором, определяющим ход элювиального процесса, является климат. Существенное значение имеют его термические характеристики, но особенно важную роль играет степень влажности, определяющая режим увлажнения формирующейся коры выветривания. От количества проникающей в нее воды зависит возможность выноса растворимых и коллоидальных компонентов материнской породы и продуктов гипергенного преобразования ее минерального вещества, чем обусловливаются самая возможность и интенсивность проявления химического выветривания — наиболее мощного агента элювиеобразования. Другой важный фактор — различие свойств материнских пород — также неодинаково сказывается в разных климатических обстановках. Там, где химическое выветривание почти или вовсе не протекает, элювий состоит преимущественно из продуктов механического дробления этих пород. Последние практически целиком наследуют минеральный состав родоначальной породы, но это относительно слабо сказывается на облике элювия, поскольку его разновидности отличаются в основном гранулометрией слагающего обломочного материала. Иначе обстоит дело в обстановках, благоприятствующих химическому выветриванию. Его течение и состав образующихся при этом продуктов в большой степени зависят от минерального состава материнских пород, в связи с чем разным их типам соответствуют литогенные разновидности элювия, иногда значительно отличающиеся друг от друга. Эти различия особенно значительны, если субстратом элювия являются породы, наиболее своеобразные по составу и физическим свойствам — чисто кварцевые, карбонатные, ультраосновные магматические, особенно серпентиниты, а также рыхлые песчано-глинистые отложения, состоящие преимущественно из переотложенных конечных продуктов выветривания. Но наиболее широко распространенные алюмосиликатные породы и в этих обстановках дают начало элювию, обладающему многими общими чертами, обусловленными особенностями климата. Именно элювий этих пород [ортоэлювий, по Б. Б. Полынову, 1934] можно принять за основу при выделении обобщенных климатогенных его типов. Эталоном является элювий тех из них, которые богаты слоистыми алюмосиликатами. За счет последних образуются особенно характерные глинистые минералы. Ниже, при перечислении этих обобщенных типов элювия, используется терминология, предложенная А. Г. Черняховским [1980], лишь с незначительными дополнениями.

Областям с аридным и семиаридным климатом свойствен тип элювия, названный примитивным невыщелоченным. Он образуется в условиях эпизодического, чисто поверхностного или неглубокого сезонного увлажнения, при котором проникающая в элювий вода целиком задерживается в его толще, не просачиваясь глубже, и затем возвращается в атмосферу путем прямого испарения или через транспирацию растительностью. Такой непромывной режим увлажнения препятствует химическому выветриванию, не проявляющемуся вовсе или протекающему лишь в зачаточных формах. Основными факторами формирования элювия являются физическое выветривание вследствии колебания температур и выделенное А. Г. Черняховским [1968] так называемое гидратационное выветривание. Последнее заключается в расклинивающем действии тонких пленок поверхностно связанной воды, периодически проникающей в тончайшие трещинки внутри минеральных зерен и по

контактам между ними. Там, где оно проявляется интенсивно, скальные породы превращаются в рыхлые дресвяники и образуется большое количество обломочных частиц алевритовой (пылеватой) размерности, тогда как температурное физическое выветривание дает преимущественно более грубый щебнистый материал. Роль гидратационного выветривания особенно велика в семиаридных обстановках; в аридных условиях оно проявляется слабо или вовсе не происходит. Соответственно выделяются два подтипа примитивного невыщелоченного элювия. Для пустынь и полупустынь характерен очень маломощный щебнистый или пылевато-щебнистый элювий, часто богатый растворимыми солями. С ним сходен элювий холодных высокоарктических и антарктических пустынь и нивального пояса высоких гор. В зоне степей, лесостепей, сухих редколесий и саванн субтропиков и тропиков образуется более мощный дресвяно-пылеватый элювий. Поскольку здесь сезонное промачивание проникает на глубину до 2—3 м, легко растворимые соли выщелачиваются из всей или большей части элювиальной толщи, и для нее характерно накопление карбонатов.

Другой тип примитивного элювия — слабо и лишь поверхностно выщелоченный криогенный — развивается в поясе тундр и лесотундр, где близко к поверхности залегает постоянная или долговременная сезонная мерзлота, играющая роль водоупора. Элювиальный процесс ограничен здесь только вышележащим слоем сезонного протаивания в течение короткого летнего сезона в связи с ничтожной величиной испарения, постоянно переувлажненного или даже пересыщенного влагой и целиком промерзающего зимой. Вертикальной миграции воды препятствует водонепроницаемая мерзлота, и в условиях такого мерзлотного типа увлажнения химическое выветривание подавлено. Главным фактором образования элювия является морозное выветривание в разных формах его проявления, частично сопровождаемое гидратационным. На твердых скальных породах под его влиянием образуется маломощный морозобойный элювий, отличающийся грубым щебнистым или глыбово-щебнистым составом. Своеобразным криотурбационным подтипом криогенного элювия следует считать сильно нарушенный мерзлотными деформациями слой сезонного протаивания на рыхлых песчано-глинистых отложениях и породах, дающих много мелкоземистых продуктов морозного и гидратационного выветривания. Его внешним выражением являются специфические формы мерзлотного полигонального микрорельефа, например каменные кольца и многоугольники.

В гумидном климате лесной полосы умеренного пояса и в ландшафтах сезонно влажных лесов и парковых саванн субтропиков и тропиков, где чередуются четко выраженные влажные и сухие сезоны года (субгумидный климат по А. Г. Черняховскому), в формировании элювия основную роль приобретает химическое выветривание. Однако оно проявляется здесь не очень интенсивно и лишь в поверхностной зоне мощностью в немногие метры, через которую только в течение какого-то периода года вода просачивается в количестве, достаточном для выноса не только всех растворимых солей и карбонатов, но и части образующихся полуторных окислов и других коллоидальных продуктов. В остальное время влага преимущественно теряется на испарение и транспирацию. В условиях такого сезонно-промывного режима увлажнения разложению подвергаются почти исключительно относи-

тельно малостойкие, главным образом слоистые силикаты, а из вторичных глинистых минералов образуются гидрослюды и некоторые другие смектиты. Подобный элювий назван А. Г. Черняховским слабо развитым неглубоко выщелоченным. В лесной полосе умеренного пояса на алюмосиликатных породах он представлен глинисто-дресвяным подтипом, глинистая составляющая которого состоит из гидрослюд и хлорит-смектитов. В сезонно влажных климатах субтропиков и тропиков развит другой его более глинистый подтип, содержащий смектиты гидрослюдисто-монтмориллонитового типа.

Тип полно развитого глубоко выщелоченного и мощного глинистого элювия формируется в гумидных и экстрагумидных климатах субтропиков, тропиков и экваториального пояса, где в течение большей части или всего года сохраняется промывной режим увлажнения коры выветривания. Наиболее распространенным его подтипом является пестроцветный или красноцветный глинисто-охристый элювий, в составе которого ведущую роль играют глинистые минералы каолинитовой группы, преимущественно каолинит-смектиты, и часто присутствует в том или ином количестве свободный глинозем в форме аллофаноидов и гиббсита. Другой его глиноземистый подтип, в составе которого гиббсит является одним из основных породообразующих минералов, пока может быть выделен лишь по литературным данным, основанным на изучении древних кор выветривания. Его образование можно связать с экстрагумидными климатами экваториальной и тропической зон, подобными современному климату дождевых лесов бассейна Амазонки и некоторых частей бассейна Конго. Однако ныне эти территории заняты обширными аллювиальными равнинами, сложенными новейшими рыхлыми отложениями, на которых элювиальный покров развит весьма слабо.

Формирование элювия является наиболее ярким проявлением гипергенного преобразования минерального вещества горных пород. Эти преобразования протекают, однако, и в ходе накопления осадочных континентальных отложений, играя роль своеобразного субаэрального диагенеза слагающих их осадков [Шанцер, 1966]. При этом не происходит образования характерного для кор выветривания элювиального профиля, разные вертикальные зоны которого сложены различными литологическими разновидностями элювия. Но в осадках появляются в том или ином количестве аутигенные минеральные новообразования. В зависимости от физико-химических особенностей среды осадкообразования, количества и типа содержащегося в осадках органического вещества они могут быть представлены исключительно или преимущественно вторичными глинистыми минералами, различными формами гидроокислов железа, а иногда и алюминия, карбонатами и т. п. Важнейшим фактором, определяющим эти различия, является климат, и некоторыми исследователями уже был предпринят опыт использования их изучения как показателей физико-географической обстановки накопления континентальных отложений, в связи с чем был введен даже термин «фациально-минералогический анализ» [Ренгартен, Константинова, 1965]. Палеоклиматическое толкование своеобразных черт минерального состава разновозрастных континентальных осадочных толщ мезозоя и кайнозоя Казахстана, основанное в первую очередь на содержащихся в них продуктах переотложения синхронных кор выветри-

вания и аутигенных новообразований, послужило в свое время одним из главных критериев выделения в их составе разнотипных формаций [Разумова, 1961; Никифорова, 1960]. Подобного рода различия, придающие континентальным отложениям, даже относящимся к разным генетическим типам, некоторую общность облика, уже давно принято рассматривать как свидетельство особенностей климата времени их накопления. Стало укоренившейся традицией противопоставлять с этой точки зрения сероцветные или зеленоцветные толщи красноцветным и т. п. Но если такие признаки, как значительное содержание карбонатов, особенно аутигенных, а тем более гипса и хлористых солей, действительно однозначно указывают на аридный или семиаридный климат, то этого нельзя сказать о ряде других. Так, еще не решена полностью проблема происхождения красноцветов, среди которых, по-видимому, имеются разнородные типы. Вообще надо сказать, что вопрос о роли гипергенного преобразования минерального вещества как фактора постседиментационного изменения континентальных отложений, его зависимости от климата, времени их накопления и критериях разграничения аутигенного минералообразования, происходящего в ходе образования осадков и при позднейших наложенных процессах катагенеза и выветривания, в целом разработан еще весьма недостаточно и его решение остается одной из важных задач дальнейших исследований. В этой связи представляется также необходимым устранение существующих разноречий в толковании понятий «кора выветривания», «элювий и почва», «элювиальный процесс», «выветривание и почвообразование», которые нередко фактически смешиваются, вызывая взаимное недопонимание. На этой проблеме здесь невозможно остановиться специально. Некоторые принципиальные соображения по этому поводу изложены в других работах [Шанцер, 1966, 1980].

ЛИТЕРАТУРА

Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР, 1954. (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 151. Угольн. сер., № 5).

Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 263).

Гептнер А. Р. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1, с. 27—39.

Гептнер А. Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.

Гептнер А. Р. Четвертичные тиллиты Исландии.— В кн.: Вещественный состав основных морен: Материалы Междунар. симпоз. М.: ГИН АН СССР, 1978, с. 27—32.

Гептнер А. Р. Континентальные отложения вулканических областей.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 350).

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1878, с. 50—59.

Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978.

Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 90. Угольн. сер., № 2, с. 7—18.

Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология / М. А. Ахметьев, А. Р. Гептнер, Ю. Б. Гладенков, Е. Е. Милановский, В. Г. Трифонов. М.: Наука, 1978.

Карташов И. П. О плотиковой фации аллювия.— Колыма, 1958, № 1, с. 37—45.

Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с. 77—90.

Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М.: Наука, 1972. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 245).

Краевая Т. С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1978.

Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965.

Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляционных областей материковых оледенений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 87).

Лаврушин Ю. А. Некоторые особенности механизма накопления ритмичнослоистых отложений склонов.— В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965а, с. 91—103.

Лаврушин Ю. А. Основные черты строения и закономерности образования аллювия равнинных рек степной зоны.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений. М.: Наука, 1965б, с. 20—33.

Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969.

Лаврушин Ю. А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1, с. 115—120.

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых отложений. М.: Наука, 1976. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 288).

Лаврушин Ю. А., Ренгартен Н. В. Основные черты ледового типа литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6, с. 21—32.

Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М.: Наука, 1964. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 120).

Лазаренко А. А. Особенности механической дифференциации современных пролювиальных осадков северо-западного Копет-Дага.— В кн.: Процессы дифференциации и методы исследования четвертичных терригенных отложений. Пермь: Пермск. ун-т, 1973, с. 57—58.

Лазаренко А. А. Литология лёссов и погребенных почв.— В кн.: Путеводитель экскурсий Международного симпозиума по проблеме «Границы неогена и четвертичной системы». М.: Наука, 1977, с. 19—21.

Лазаренко А. А., Пеньков Д. В., Пахомов М. Н., Шелкопляс В. Н., Гитерман Р. Е., Минина Е. А., Ранов В. А. О возможности климато-стратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии.— В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977, с. 70—133.

Ламакин В. В. О динамических особенностях аллювиальных отложений.— Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 1, с. 65—69.

Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений.— Землеведение, 1950, т. 3(43), с. 161—168.

Мавлянов Г. А. Материалы к характеристике эолового лёсса центральной и южной частей Средней Азии.— Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, № 4, с. 32—42.

Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958.

Малеев Е. Ф. Классификация некоторых типов вулканогенно-осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 125—128.

Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970.

Мирчинк Г. Ф. Современный аллювий равнин и его геологическая история.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1947, № 11, с. 5—16.

Мордвинов А. И. Строение поймы р. Тихвинки у д. Фишевицы.— Изв. Всесоюз. геол.-развед. объед., 1932, т. 51, вып. 64, с. 923—932.

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1960 (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 45).

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, т. 21, вып. 4, с. 25—64.

Ог Э. Геология / Под ред. и с доп. А. П. Павлова / Изд. 3-е. М.: Госиздат, 1924.

Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи.— Изв. Геол. ком., 1888, т. 7, № 9, с. 242—264.

Павлов А. П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений.— Вестн. естествозн., 1890, № 8, с. 343—350.

Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе.— Протокол годич. засед. МОИП, 1903, № 4/9, с. 4—11.

Павлов А. П. О туркестанском лёссе и близких к нему образованиях.— Почвоведение, 1909, т. II, № 3, с. 247—248.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3, с. 57—71.

Плюснин И. И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги как генетический тип геологических отложений.—

Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Сарат. ун-та, 1936, т. 1, с. 247—273.

Плюснин И. И. Почвы северо-западной части Волго-Ахтубинской поймы.— Учен. зап. Сарат. ун-та. Сер. геол., 1938, т. 1(14), вып. 2, с. 128—163.

Полынов Б. Б. Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. Ч. 1.

Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 216).

Разумова В. Н. Бейделлитовая верхнеолигоценовая кора выветривания на древнем нонтронитовом элювии серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива.— В кн.: В. Н. Разумова, Н. П. Херасков, А. Г. Черняховский. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 62—80. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 77).

Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М.: Наука, 1967. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 174).

Разумова В. Н. Кора выветривания и гидротермальные образования Батумского побережья Кавказа.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 424—426.

Разумова В. Н. Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 1, с. 86—100.

Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 303).

Разумова В. Н. К вопросу о происхождении бокситов.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 350).

Разумова В. Н., Херасков Н. П. Генетические типы кор выветривания и закономерности их размещения.— В кн.: В. Н. Разумова, Н. П. Херасков, А. Г. Черняховский. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1963а, с. 4—14. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 77).

Разумова В. Н., Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания.— Докл. АН СССР, 1963б, т. 148, № 6, с. 1378—1381.

Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Древняя кора выветривания Орь-Илекского междуречья и история ее развития.— В кн.: Геологические типы кор выветривания. М.: 1963, с. 81—102. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 77).

Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена. М.: Наука, 1965. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 137).

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1—3.

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

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 185).

Тимофеев П. П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений.— В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 12—25. (МГК, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 11).

Тимофеев П. П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 182—190.

Фролов В. Т. Опыт выделения и систематика генетических типов морских отложений.— Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 6, с. 29—41.

Фролов В. Т. Генетические типы морских отложений и их парагенетические ассоциации.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, с. 236—242.

Черняховский А. Г. О происхождении среднеазиатских лёссов.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1966а, № 31.

Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения. М.: Наука, 1966б. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 145).

Черняховский А. Г. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания.— В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10, с. 18—29.

Черняховский А. Г. Гиббсит в коре выветривания Приморской Аджарии.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1, с. 45—53.

Черняховский А. Г. Климатическая зональность элювиального процесса.— В кн.: процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 350).

Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В. Генезис каолинит-смектитов в корах выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4, с. 50—63.

Черняховский А. Г., Пеньяльвер Л. Некоторые закономерности возникновения и распространения гиббсита и бемита в корах выветривания и четвертичных отложениях Кубы.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1, с. 17—88.

Чистяков А. А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978.

Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 308).

Шанцер Е. В. Основные закономерности образования и строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и его положение среди других типов аллювиальных отложений.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950, вып. 2, с. 206—220.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. (Тр. / ИГН АН СССР; Вып. 135. Сер. геол., № 53).

Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений.— В кн.: Вопросы геологии антропогена. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 188—199.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 161).

Шанцер Е. В. Некоторые вопросы геологии антропогена центральной части Великих равнин США и сопредельных районов.— В кн.: VII Конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1967, с. 59—90.

Шанцер Е. В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 350).

Шанцер Е. В., Лазаренко А. А. Элювиальный мелкозем как исходный продукт для образования лёссов и лёссовидных пород Средней Азии.— В кн.: Труды Международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: Фан 1970, т. 1, с. 54—61.

Штеренберг Л. Е. О биогенных структурах в марганцевых рудах.— Микробиология, 1967, т. 36, вып. 4, с. 710—712.

Штеренберг Л. Е. О некоторых сторонах формирования железо-марганцевых конкреций в Рижском заливе.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2, с. 457—460.

Штеренберг Л. Е. Главные марганцевые минералы океанских железо-марганцевых конкреций.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1, с. 32—49.

Штеренберг Л. Е. Основные черты осадконакопления и диагенеза в озерах северной гумидной зоны.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 350).

Штеренберг Л. Е., Дмитрик А. Л., Нестеренко И. Н. О роли микроорганизмов в образовании железо-марганцевых конкреций (на примере озера Пуннус-Ярви).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1, с. 97—111.

Штеренберг Л. Е., Дубинина Г. А., Степанова К. А. Особенности образования Fe-M руд уплощенной формы.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 166—181.

Штеренберг Л. Е., Куприянова Т. А., Воронин Б. И. О строении железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2, с. 125—133.

Штеренберг Л. Е., Стравинская Е. А., Уранова О. В. Основные процессы, контролирующие рудообразование в озерах северной лесной зоны (на примере озера Пуннус-Ярви).— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1, с. 27—42.

П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ В ОБЛАСТИ ПОЗНАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Органическое вещество, являясь широко распространенным компонентом осадочных образований, обнаруживается в них как в концентрированном (угольные пласты), так и рассеянном состоянии, образуя ценнейшие полезные ископаемые — уголь, горючие сланцы, асфальты, озокерит, нефть, горючие газы и некоторые другие.

Первые более или менее систематические исследования растительного органического вещества были начаты в 1944 г. под руководством В. С. Яблокова еще в составе Института геологических наук АН СССР. В то время они были сосредоточены в отделе геологии угля, который возглавлял академик П. И. Степанов. Широкий размах углепетрографические исследования получили в 1945 г., т. е. с начала работы в институте члена-корреспондента АН СССР Ю. А. Жемчужникова. Ему и принадлежит заслуга в постановке и развитии генетического направления в познании не только растительного органического вещества, но и угленосных формаций в целом. После смерти академика П. И. Степанова (1947 г.) отделом геологии угля руководил В. С. Яблоков. В дальнейшем, после реорганизации института, они проводились в отделе литологии, возглавлявшимся академиком Н. М. Страховым, а с 1960 г.— под руководством и при непосредственном участии члена-корреспондента АН СССР П. П. Тимофеева.

С 1946 по 1955 г. в состав Института геологических наук АН СССР (до выделения из него Геологического института АН СССР) входила лаборатория геологии нефти (зав. член-корреспондент АН СССР К. Р. Чепиков). В ней до 1950 г. проводились исследования по выявлению закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений в Волго-Уральской области. С 1950 г. в связи с организацией в Академии наук СССР Восточной комплексной экспедиции исследования переместились в Сибирь. Наряду с геологическими исследованиями в лаборатории проводилось изучение битумов и рассеянного в осадках органического вещества. В 1955 г. по решению Президиума АН СССР лаборатория была передана в Институт нефти АН СССР — ныне Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ). Результаты исследований этой лаборатории в данной статье не рассматриваются.

Начало изучения вещественно-петрографического состава углей в нашей стране относится к концу прошлого и началу текущего столетия, когда Н. А. Гольдрингом [1898—1899], Ф. М. Женжуристом [1883] и С. О. Карчевским [1906] были выполнены микроскопические описания углей отдельных бассейнов и месторождений, однако без каких-либо существенных выводов и заключений.

Первые классические исследования по изучению вещественно-петрографического состава и генезиса углей связаны с именем известного

русского палеоботаника М. Д. Залесского [1910, 1928], который изложил общие представления об их исходном материале, характере его превращения в различных условиях увлажнения и аэрации среды, а также выделил три разновидности углей: блестящую, волокнистую и матовую.

В дальнейшем исследования в области изучения углей [1930—1945 гг.] характеризуются появлением научных школ: Ю. А. Жемчужникова (Ленинград, ВСЕГЕИ), развивавшего исследования вещественного состава углей в геологическом аспекте, и И. И. Аммосова (Москва, ИГиРГИ), которому принадлежала ведущая роль в разработке технологического направления в исследовании углей.

В лаборатории Ю. А. Жемчужникова в этот период проводились региональные исследования вещественно-петрографического состава углей Советского Союза, разрабатывались новые методики и совершенствовались старые. Одновременно ставились теоретические проблемы, касающиеся генезиса и степени метаморфизма углей. Однако решались они только в общем виде, так как исследования углей не сопровождались детальным изучением строения угольных пластов и литолого-фациальным анализом вмещающих угленосных толщ, которые являются полифациальными и характеризуются широким диапазоном фаций — от континентальных до типично морских.

Обобщая данные вещественно-петрографического состава углей, накопленные в этот период, Ю. А. Жемчужниковым [1939] была разработана первая схема вещественной классификации однородных гумусовых углей, основной таксономической единицей которой послужил петрографический тип угля, приравненный автором этой схемы к горной породе. Классификация основана на количественном соотношении четырех групп вещества (прозрачной основной массы, непрозрачной основной массы, фюзенизированных тканей и битуминозных тел) и изображена в виде треугольной диаграммы [Жемчужников, 1939]. Она построена по единому вещественно-петрографическому признаку, наиболее ярко проявляющемуся в микроструктуре углей. В ней отражены петрографические типы углей, которыми сложены слои, пачки и угольные пласты.

Создание классификации раскрыло широкие перспективы использования ее для объяснения химико-технологических свойств углей, а также применения для изучения строения угольных пластов. Классификация имела также большое теоретическое значение. Построенная по единому принципу, она открыла пути для изучения угля в широком генетическом аспекте. Она отличалась от искусственных и формальных классификаций углей М. Стопс [Stopes, 1919] и системы Стопс — Геерлен [Stopes, 1935], существовавших в то время в Западной Европе. Она также имела мало общего с классификацией углей системы Тиссена — Горного бюро [Thiessen, 1929, 1930], разработанной только для карбоновых углей США.

Последующие исследования (после 1945 г.) знаменуются широким кооперированием углепетрографических работ с исследованиями в области ряда смежных наук (химией, палеоботаникой, литологией, тектоникой) и выполнением крупных проблемных тем общесоюзного значения, результатом которых явились: атласы вещественного состава углей различных бассейнов и месторождений Советского Союза, работы

по истории угленакопления на территории СССР, углехимические карты и карты метаморфизма углей, генетическая классификация гумусовых углей СССР и многие другие работы, а также исследования по изучению рассеянного органического вещества осадочных формаций, включающие и вопросы минералообразования. Помимо сильно возросшей масштабности исследований органического вещества углей в это время изменилось и их направление. Если предыдущие исследования были направлены главным образом на изучение типов углей, слагающих угольные пласты, то с 1947 г. большое развитие получили комплексные углепетрографические и литолого-фациальные исследования не только углей, но и угольных пластов, а также формационный анализ угленосных отложений.

Под руководством Ю. А. Жемчужникова впервые было начато комплексное углепетрографическое и литолого-фациальное изучение угольных пластов и угленосных толщ на примере ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна, когда впервые угольный пласт стал рассматриваться как определенное геологическое и естественно-историческое тело, являющееся закономерным звеном в серии угленосных осадков [Яблоков и др., 1951]. Исследование угольных пластов ерунаковской свиты Кузбасса проводилось не только с точки зрения вещественно-петрографического состава участвующих в них типов углей, как это делалось ранее, но и с целью изучения их строения в целом, характеризующегося количеством, распределением и составом минеральных прослоев и включений, особенностями фациальных типов почв и кровли, условиями залегания среди вмещающих пород, а также изменением мощностей по вертикали и на площади, расщеплением и выклиниванием. Таким образом, выяснение формирования вещественного состава углей и строения угольных пластов ерунаковской свиты Кузбасса проводилось в литологическом аспекте, затрагивающем многие вопросы их геологии и генезиса. Хотя эти исследования и не вышли из рамок накопления и анализа собранного материала, однако они явились закономерным этапом развития генетических идей в познании вещественно-петрографического состава и генезиса углей, характеризующих первую стадию процесса углеобразования — седиментогенез.

Полное воплощение генетических идей в познание вещественно-петрографического состава углей и вообще в геологическую науку об угле связано с последующими работами Геологического института АН СССР, которые проводились в различных угольных бассейнах и месторождениях Советского Союза: Донбассе, Туве, на Урале, в Средней Азии, Казахстане, Сибири, на Кавказе и Украине и других регионах.

В результате углепетрографического изучения углей и угольных пластов среднего карбона Донбасса в комплексе с литолого-фациальным и формационным анализом вмещающих их отложений был открыт генетический признак классификации углей, который характеризует структуру вещества углеобразующих микрокомпонентов, несущую отпечаток связи с определенными палеогеографическими и палеотектоническими обстановками осадко- и торфонакопления.

Вначале были выделены два типа структур, относящиеся к гелефицированному веществу донецких углей: ксиловитрено-витреновая и однородная [Яблоков, Боголюбова, 1951; Боголюбова, 1955а, б, 1956а; Тимофеев, 1952, 1955, 1960], дальнейшая детализация которых, при

изучении многих других угольных бассейнов и месторождений СССР, привела к установлению четырех типов структур вещества углеобразующих микрокомпонентов: телинитовой, посттелинитовой (ранее объединяемые в ксиловитрено-витреновую), преколлинитовой и коллинитовой (соответствующие вместе однородной) [Тимофеев, 1961]. Эти типы структур оказались характерными не только для вещества гелифицированных, но и гелефюзенизированных и гелефюзенитоподобных микрокомпонентов.

Доказана закономерная приуроченность углей с телинитовой и посттелинитовой структурами к аллювиально-озерно-болотным, аллювиально-прибрежно-морским (бассейновым) и собственноморским (бассейновым) обстановкам осадконакопления, в то время как угли с колинитовой и преколлинитовой структурами явно тяготеют к озерно-болотным и прибрежно-морским (бассейновым) обстановкам осадконакопления [Тимофеев, 1952, 1955, 1960, 1961, 1969, 1970].

Первая группа обстановок осадконакопления, с которой связаны телинитовые угли в широком их понимании, характеризуется диапазоном фаций — от континентальных (аллювиальных) до типично морских (открытого моря) и резкой их сменой до и и после торфонакопления. Вторая группа обстановок, включающая преколлинитовые и коллинитовые угли, обнаруживает более однообразные фации с небольшим их диапазоном и близким составом до и после торфонакопления [Жемчужников, 1954]. Эти различия указывают на неодинаковые скорость опускания и тектоническую подвижность областей торфонакопления, а в связи с этим и на особенности формирования углей с различной структурой углеобразующего вещества. В ряде случаев различия в структуре органического вещества могут зависеть от скорости сингенетического накопления терригенного материала, например в окраинных частях болот, прилегающих к возвышенным участкам ландшафта.

Установление во всей гамме углефикации двух типов углей, различающихся по структуре углеобразующего вещества, Ю. А. Жемчужников [1954] рассматривал как новый факт в углепетрографии, который позволил окончательно разъяснить многие ранее не укладывающиеся в единую схему факты.

В связи с открытием этих типов углей в Донбассе получили петрографическое обоснование выделенные В. В. Видавским и Н. Я. Рябоконовой [1941] «более восстановленные» и «менее восстановленные» угли соответственно «в» и «а», различающиеся резко по химико-технологическим свойствам, но которые в представлении углепетрографов считались ранее однотипными [Ергольская, 1937, 1939, 1947].

Различные химико-технологические свойства донецких углей, имеющих неодинаковую структуру углеобразующего вещества, явились причиной отклонения их от грюнеровской классификации, основанной лишь на учете степени углефикации, а также причиной ранее не понятого факта, свидетельствующего о заходе по химическому составу некоторых марок углей, например длиннопламенных и газовых, а также спекающихся и тощих [Жемчужников, 1954].

Большое практическое значение для коксовой промышленности имел факт установления более широкой гаммы коксующихся углей среди углей с телинитовой и посттелинитовой структурами гелифицированного

вещества, характеризующимися большим запасом спекающейся способности в отличие от углей с прекоплинитовой и коллинитовой структурами гелефицированного вещества, у которых эти показатели ниже.

Установление связи между углями с той или иной структурой углеобразующего вещества и палеогеографическими обстановками осадконакопления явилось основой построения первой геологической генетической классификации гумусовых углей Советского Союза, в которой зафиксированы парагенезы генетических типов углей и их взаимоотношения друг с другом. Основной классификационной единицей в генетической классификации является генетическая группа, представленная вертикальными рядами [Тимофеев и др., 1962, 1973; Тимофеев, Боголюбова, 1965; Yablokov, Bogoliubova, 1960; Timofeev et al., 1962; Timofeev, Bogoliubova, 1964].

Генетические группы гумусовых углей установлены по структуре вещества углеобразующих микрокомпонентов независимо от его типа. Выделены пять генетических групп углей — телинитовые, посттелинитовые, прекоплинитовые, коллинитовые и лейптинитовые. Каждая группа соответствует определенной макрофации торфонакопления. Угли каждой последующей генетической группы по сравнению с предыдущей характеризуются все более сильным биохимическим разложением и механическим измельчением лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелификации, гелефюзенизации и фюзенизации до почти полного их исчезновения и накопления стойких форменных элементов в лейптинитовых углях.

Генетические группы гумусовых углей по типу вещества углеобразующих микрокомпонентов подразделяются на генетические подгруппы. Так, например, угли телинитовой группы включают шесть генетических подгрупп, прекоплинитовой — пять и т. д. Каждой генетической подгруппе углей соответствует та или иная фация торфонакопления. Так, гелинито-телинитовой подгруппе углей отвечает фация осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота, гелифюзинито-коллинитовой подгруппе — фация осадков устойчивого периодически обводненного застойного торфяного болота и т. д.

Генетические подгруппы углей по соотношению углеобразующих и второстепенных компонентов с учетом исходного материала (в случае возможного его определения) подразделяются на генетические типы. Так, например, гелинито-телинитовая подгруппа состоит из семи генетических типов углей (гелифюзинито-гелинито-телинитовый, гелинито-телинитовый крупнодревесинный с гелифюзинитом, гелинито-телинитовый крупнодревесинный, гелинито-телинитовый паренхимный и т. д.), гелинито-коллинитовая — из 15 генетических типов (гелинито-коллинитовый с гелифюзинитом, гелинито-коллинитовый со спорами и пыльцой, гелинито-коллинитовый с кутикулой, гелифюзинито-гелинито-коллинитовый и т. д.).

Таким образом, каждый генетический тип угля определяется комплексом признаков: структурой вещества углеобразующих микрокомпонентов, его типом, соотношением углеобразующих и второстепенных микрокомпонентов, исходным материалом.

Классы гумусовых углей в классификации представлены горизонтальными рядами и выделяются по типу вещества углеобразующих микрокомпонентов независимо от его структуры, например угли гели-

нитовые, семигелинитовые, гелифюзинитовые и т. д. Классы объединяют угли, возникшие в условиях болота, которое характеризуется определенной степенью обводненности и проточности, проявляющихся на фоне то более подвижной, то более устойчивой области торфонакопления. Номенклатура различных таксономических единиц в генетической классификации основывается на признаках структуры (телинитовая, посттелинитовая и т. д.), типа вещества (гелефицированное, гелефюзенизированное и т. д.) и исходного материала углеобразующих микрокомпонентов, а также на соотношении последних с второстепенными микрокомпонентами угля.

Предложенная генетическая классификация гумусовых углей Международным комитетом по петрологии углей была принята как Система Геологического института АН СССР, Москва (сокращенно ГИМ) наряду с системами Стопс — Геерлен (западноевропейской) и Тиссена — Горного бюро (американской). Она частично вошла во второе издание Международного словаря по петрологии углей и в более полном виде опубликована во втором дополненном издании в 1971 г. [Internationales..., 1963, 1971]. Классификация нашла отражение в работах ряда исследователей, решающих теоретические и практические задачи угольной геологии [Нестеров, 1962, 1965; Толубаева, 1966; Румянцева, 1965; и др.].

Из рассмотрения вещественно-петрографического состава генетических типов гумусовых углей, представленных в генетической классификации, их связи с палеогеографическими и палеотектоническими обстановками в различных угленосных формациях были установлены следующие основные факторы генезиса углей: а) быстрота погружения области торфонакопления, регулируемая геотектоническим режимом области торфонакопления[1], и б) степень обводненности и проточности (застойности) болота в пределах общих палеогеографических обстановок осадко- и торфонакопления.

Быстрота погружения области торфонакопления, отражением которой являются генетические группы углей, определяет макрофации отложений торфяных болот. Так, угли первой и второй генетических групп с телинитовой и посттелинитовой структурами вещества углеобразующих микрокомпонентов относятся соответственно к макрофациям отложений подвижных и относительно подвижных торфяных болот, а угли третьей и четвертой групп с преколлинитовой и коллинитовой структурами вещества углеобразующих микрокомпонентов относятся к макрофациям отложений относительно устойчивых и устойчивых торфяных болот. Угли пятой генетической группы — лейптинитовые связаны с макрофацией весьма устойчивых торфяных болот.

Сочетанием степени обводненности, проточности или застойности с учетом исходных растений торфообразователей, обусловлены фации торфяных болот, выделяемые в пределах каждой макрофации. Фациям торфонакопления соответствуют классы углей с определенной структурой вещества углеобразующих микрокомпонентов.

Разработанная генетическая классификация гумусовых углей СССР отличается от вещественно-петрографической классификации, предло-

[1] Как частный случай — быстрое перекрытие терригенным материалом торфяников окраинных частей торфяных болот озерных обстановок приводит к образованию коллинитовой, а не телинитовой структуры органического вещества.

женной Н. М. Крыловой и др. [1956], которая по принципам построения является дальнейшим развитием классификации Ю. А. Жемчужникова.

Основным классификационным параметром в ней является количественное соотношение трех типов вещества: гелефицированного, фюзенизированного и липоидного, как и в классификации Ю. А. Жемчужникова. Новая терминология таксономических единиц, включающая суть вещественного состава углей, является шагом вперед на пути к разработке более совершенных их классификаций. В ней использован и структурный признак при подразделении углей с преобладанием гелифицированного вещества, заимствованный из более ранних работ П. П. Тимофеева [1952, 1955], Л. И. Боголюбовой [1955а, б, 1956а, б] и В. С. Яблокова и Л. И. Боголюбовой [1951].

В свете дальнейшего развития идей относительно истории преобразования растительного материала в отложениях угленосных формаций исследования в ГИН АН СССР были распространены и на рассеянное в породах органическое вещество. При этом была поставлена задача, касающаяся выяснения влияния литологического и фациального типов осадка на характер изменения органического вещества после его захоронения. Эти исследования, проводимые впервые с учетом фациальных особенностей осадков, являются новой областью применения углепетрографических и химических методов в решении геологических задач.

Объектом исследования было выбрано наиболее широко распространенное и наиболее чуткое к изменению внешней среды фрагментарное бесструктурное, гелефицированное вещество, представленное остатками древесных растений. В результате было установлено, что при прочих равных условиях химические и физические свойства исследованного органического вещества являются функцией двух переменных: литологического типа породы, в котором оно было захоронено, и фациальных условий, где происходило накопление осадков. Исследования показали, что в начале углефикации влияние литологического и фациального типов осадка на изменение химических и физических свойств органического вещества значительны и определяются масштабом более одной стадии углефикации. Эта величина особенно существенна при прогнозе нефтеносности, так как последняя связана с очень узким диапазоном стадий катагенетического изменения пород.

Проведенные исследования и полученные результаты представляют в новом аспекте теорию изменения органического вещества в процессе его постседиментационного преобразования. Вместе с этим они вносят существенные коррективы в решение практических задач, связанных с прогнозом качества углей, стадий преобразования осадочных пород, палеотемператур и нефтеносности.

На фоне раскрытых закономерных зависимостей изменения рассеянного в породах органического вещества от литологических и фациальных типов осадков выявилась возможность постановки в ГИН АН СССР новых более тонких исследований, касающихся взаимного влияния органического и минерального вещества на разных этапах становления осадков в породы, а также выяснения механизма и сущности процессов аутигенного диагенетического минералообразования.

Для решения поставленных задач объектами исследования были выбраны современные и четвертичные субтропические торфяники Кол-

хиды, развитые на приморской аллювиально-дельтовой равнине Рионского межгорного прогиба, платформенные приморские голоценовые торфяники Прибалтики, приуроченные к зоне умеренного климата, и тропические торфяники шельфа Западной Кубы.

В литературе имеются только общие представления о направленности и возникающих количественных изменениях в составе органического вещества в стадию диагенеза, охарактеризованные морфологическими и физико-химическими данными. Почти совершенно не конкретизированы факты, влияющие на скорость течения процесса преобразования органического вещества в эту стадию.

На основании факта неуклонного и закономерного увеличения в компонентном составе органического вещества содержания битумоидов, увеличения низкомолекулярных (водорастворимых и легкогидролизуемых) соединений с одновременным уменьшением фульвовых и гуминовых кислот в ряду фациальных типов осадков от торфа до глины, содержащей рассеянное органическое вещество [Тимофеев, Боголюбова, Семенова, 1973], сделан вывод о меньшей преобразованности органического вещества, рассеянного в осадках. В связи с этим оно содержит довольно много низкомолекулярных соединений по сравнению с органическим веществом торфа, в компонентном составе которого преобладают гуминовые кислоты [1].

Данные изучения элементного состава и атомного отношения углерода к водороду в гуминовых кислотах подтверждают, что молекула гуминовых кислот органического вещества, концентрированного в торфе, состоит из большего числа сеток ароматического углерода, т. е. более преобразована, чем молекула гуминовых кислот, связанных с органическим веществом, рассеянным в осадках [2].

Проведенные исследования позволили сделать важный вывод о том, что минеральное вещество в осадках различных фаций замедляет процесс преобразования гумусового органического вещества в процессе диагенеза, т. е. является его ингибитором. Этот вывод имеет прямое отношение к прогнозам газоматеринского потенциала осадочных пород, который определяется степенью преобразованности гумусового вещества в начальном литогенезе.

Вместе с тем остаются еще не решенными в этой проблеме вопросы качественного влияния минерального вещества на скорость течения процессов постседиментационного преобразования гумусового органического материала. Эти вопросы освещены в литературе, как известно, в отношении сапропелевого органического материала, преобразование которого ускоряется под влиянием процесса гидрослюдизации монтмориллонита, присутствующего в глинистой составляющей осадка.

На качественно новом методическом уровне в ГИН АН СССР в последние годы начаты исследования процессов диагенетической перестройки минерального вещества, расшифровка которых решает часть еще до сих пор открытых кардинальных проблем литологии. Для исследований в этих целях выбрано глинистое вещество осадков ука-

[1] Предшественниками гуминовых кислот являются низкомолекулярные органические соединения и фульвокислоты [Пигулевская, Раковский, 1957; Раковский, 1971].

[2] Имеется в виду органическое вещество того же ботанического состава и той же степени разложения, что и в торфе.

занных выше областей торфонакопления, которое, так же как и органические включения, наиболее информативно вследствие своей необычно высокой чувствительности к физико-химическому изменению среды, его захоронившей.

Детальные исследования глинистого материала различных фациальных типов современных и древних осадков областей торфонакопления раскрыли особенности процессов трансформации первичных обломочных глинистых минералов, а также формирования новых фаз [Тимофеев, Боголюбова, 1972; Боголюбова, Тимофеев, 1969]. Установлено, что направленность и интенсивность этих процессов зависят от состава исходной глины и фациального типа осадка области седиментации, характеризующегося тем или иным количеством реакционноспособного растительного материала, степенью его разложения и ботаническим составом растущих болотных генераций. Было обнаружено, что по мере увеличения гумифицирующегося растительного материала в осадке данной фации происходит все большее преобразование и разрушение наименее устойчивых в условиях болотного режима минералов первичной тонкодисперсной мути, к числу которых относятся прежде всего монтмориллонит и хлорит. При этом разрушение монтмориллонита не сопровождается возникновением каких-либо смешанно-слойных фаз. Очевидно, его кристаллическая решетка в условиях торфяных болот разрушается сразу. Процесс разрушения хлорита обнаруживает стадийную трансформацию, выражающуюся в появлении целой гаммы смешанно-слойных фаз до полного его исчезновения и возникновения вермикулита.

Установлено влияние биогенного фактора на переработку глинистого вещества, выявлено интенсивное разрушение гидрослюд под действием живущих фитоценозов, потребляющих калий. Отмечено также влияние степени разложения растительного материала на скорость процесса преобразования глинистых минералов в областях торфонакопления, хотя этот фактор эффективнее проявляется в осадках со сравнительно небольшим содержанием реакционноспособного растительного материала, чем в случаях, когда последний преобладает.

Все три охарактеризованных фактора, влияющих на направленность и интенсивность переработки глинистых минералов (при прочих равных условиях), взаимодействуя между собой, в совокупности определяют парагенезы глинистых минералов, образующих определенные генетические комплексы, присущие каждому данному фациальному типу осадка. Вместе с тем состав комплексов глинистых минералов различных фациальных типов осадков в значительной мере зависит от минерального состава исходной глины и ее изменений, возникающих в процессе транспортировки. В связи с этим незрелый терригенный материал, представленный широким набором глинистых минералов (область торфонакопления Рионского межгорного прогиба), обеспечивает широкое развитие процессов разрушения, трансформации и образования новых минералов в соответствии с фациальным типом осадка. Благодаря этому обнаруживается отчетливая закономерность, выражающаяся вначале в обогащении, а затем в обеднении и обновлении минерального состава генетических комплексов глин в направлении от фаций алеврито-глинистых осадков поймы и озерных водоемов до фаций гумусовых осадков типичных торфяных болот. Выявляется также чет-

кое разграничение по минералогическому составу генетических комплексов глин «нейтральных» и «контрастных» фаций.

Поступление в бассейн седиментации достаточно переработанного глинистого материала отличается спецификой диагенетического глинообразования области торфонакопления шельфа Западной Кубы. Здесь широко развиты процессы синтеза каолинита в торфе за счет аморфного кремнезема и свободного глинозема и синтеза монтмориллонита в осадках прибрежных водоемов из этих же продуктов исходной мути.

Процессов разрушения и трансформации в «контрастных фациях» нет. Поэтому основной «костяк» обломочной первичной глины прослеживается во всех фациях осадко- и торфонакопления.

Проведенные исследования впервые раскрыли определяющую и направляющую роль фациального типа осадка в процессе диагенетического глинообразования и определили роль органического вещества как ускорителя минеральной перестройки обломочных глин в этих процессах. Этот вывод, совпадающий в общих чертах с существующими представлениями о характере диагенетических преобразований глинистого вещества, одновременно расшифровывает суть динамики и механизма аутигенного минералообразования и тем самым вносит новые дополнительные аспекты в теорию познания диагенеза осадочных пород.

Этот вывод имеет и практическое значение при прогнозе кларковых и рудных концентраций различных видов осадочных полезных ископаемых, а также изучении их перераспределения и накопления в земной коре.

С целью уточнения и дальнейшего совершенствования основных положений теории седиментогенеза и диагенеза органического и минерального вещества, сформулированных для континентальных блоков земной коры, и разработки их в глобальном масштабе в объект научно-исследовательских работ ГИН АН СССР включены современные и древние осадки шельфовых зон океанов, материал по которым в основном получен б/с «Гломар Челленджер».

Изучение осадков дна океанов проводится в институте, в отличие от других организаций, методами литолого-фациального и формационного анализа, включающими и углепетрографические исследования органического вещества, эффективность которых была подчеркнута при определении генезиса осадков и разработки теорий седименто- и диагенеза на континентах.

При изучении органического вещества древних отложений дна океана обращено внимание прежде всего на нижнемеловые «черные сланцы» Восточной Атлантики (котловина Зеленого мыса, скв. 367, 368; Бискайский залив, скв. 402 и 400). Они являются уникальным объектом исследования для решения проблем океанической седиментации и литогенеза осадков, так как содержат повышенное количество органического вещества, играющего руководящую роль в этих процессах. К изучению «черных сланцев» привлекла и практическая сторона вопроса, связанная с широким развитием нефтепоисковых работ на шельфе Атлантического океана.

В результате проведенных исследований органическое вещество «черных сланцев» расшифровано со стороны как петрографического

состава и генезиса, так и постседиментационного его преобразования [Боголюбова, Тимофеев, 1978].

В петрографическом составе органического вещества «черных сланцев» обнаружены гумусовые, лейптинитовые и сапропелевые, в том числе водорослевые микрокомпоненты, парагенез которых определяется, как выяснилось, положением «черных сланцев» в общем палеогеографическом плане осадков прибрежно-морской седиментации. Существенно гумусовый состав микрокомпонентов органического вещества характерен для «черных сланцев» зоны мелководной прибрежно-морской седиментации (Бискайский залив, скв. 402), а существенно сапропелевый — для зоны относительно более глубоководной прибрежно-морской седиментации (Бискайский залив, скв. 400; котловина Зеленого мыса, скв. 367, 368).

Установление этих двух зон прибрежно-морской седиментации по комплексу признаков, присущих составу органического и минерального вещества «черных сланцев» и закономерностям распределения фаций в разрезе и на площади последних, является одним из критериев, информирующих об отсутствии Атлантического океана в раннемеловое время в области накопления «черных сланцев» и несостоятельности существующей точки зрения на их глубоководное происхождение. Этот вывод имеет существенное значение также в развитии идей, касающихся геологической истории Атлантического океана в целом.

Далее было показано, что стадия седиментогенеза «черных сланцев» характеризуется изменением исходного органического материала в направлении развития процессов гелефикации, в результате которой возникла широкая гамма гелефицированных сингенных микрокомпонентов — от форменных элементов до различных видов основной массы включительно.

Постседиментационное преобразование органического вещества «черных сланцев» ограничилось стадией протокатагенеза (ПК1—ПК2) [Вассоевич, 1975], на которую надежно указывают низкие величины отражательной способности и показателей преломления вещества сингенных гумусовых гелефицированных микрокомпонентов.

Выяснение вещественно-петрографического состава органического вещества «черных сланцев», характера его первичного превращения и диагенетического изменения в условиях зарождения океанической седиментации открыло новый раздел органической геохимии.

В результате изучения вещественно-петрографического состава органического вещества и стадии его катагенеза сделан прогноз практической ценности «черных сланцев», характеризующий их газо- и нефтематеринский потенциал. Предложено «черные сланцы» с гумусовым составом микрокомпонентов органического вещества зоны мелководной прибрежно-морской седиментации, в сочетании с малой степенью катагенетической превращенности их вещества, рассматривать как потенциально газоматеринские (Бискайский залив, скв. 402). «Черные сланцы» зоны относительно более глубоководной седиментации, с существенно сапропелевым составом микрокомпонентов органического вещества, той же стадии катагена, считать потенциально нефтематеринскими (Бискайский залив, скв. 400; котловина Зеленого мыса, скв. 367, 368).

Данные физико-химического и битуминологического исследований

сапропелевого органического вещества «черных сланцев» более детально раскрыли эволюцию его в направлении развития процессов нефтеобразования. Это проявилось в изменении геохимических и физических параметров с глубиной погружения исследуемого материала, что достаточно четко фиксируется увеличением жидких н-алканов в маслах хлороформенного битумоида А, обогащением смолистых соединений углеводородными группировками, увеличением содержания масел, сопровождаемым уменьшением количества асфальтенов, уменьшением коэффициента нечетности.

Сделанные выводы позволяют утверждать, что «черные сланцы» с сапропелевым составом органического вещества при соответствующих геологических условиях (увеличение глубины погружения, температурного градиента, наличии коллекторов и покрышек) могут явиться источником месторождений нефти.

Охарактеризованные результаты исследования «черных сланцев» шельфа Восточной Атлантики послужат ключом для расшифровки генезиса подобных образований на континентах, а сравнительный анализ процессов седименто- и диагенеза осадков дна морей и океанов и отложений континентальных блоков выявит специфику тех и других.

Краткое ознакомление с развитием идей в области изучения рассеянного в осадках и породах и концентрированного в виде угольных пластов органического вещества показывает что в ГИН АН СССР благодаря работам Ю. А. Жемчужникова произошло становление новой отрасли геологии — петрологии углей. Это стало возможным потому, что органическое вещество угольных пластов и сами угольные пласты стали рассматривать как составную часть осадочных формаций, что органическое вещество стали изучать на фоне общего развития осадочного процесса и что в основу его изучения было положено выявление генезиса органического вещества как результат комплексного детального литолого-фациального и формационного анализов угленосных формаций в целом. Это было важно и необходимо потому, что именно особенности условий накопления органического вещества определяют все последующие его постседиментационные изменения от диагенеза до метаморфизма включительно.

Подобный комплексный подход к изучению органического вещества является составной частью развиваемого генетического направления в литологии в частности и в геологии в целом. Суть его заключается в следующем: чтобы познать постседиментационные процессы становления осадков в породы, включая преобразования их минерального состава, нужно детально изучать фациальные условия накопления осадков, выяснять все процессы минералообразования от водосборов до конечных водоемов стока. Зная генезис осадков (седиментогенез), можно переходить к познанию их литогенеза, т. е. постседиментационных процессов. Это очень важно и в тех случаях, когда нормальный литогенез осложняется гидротермальной и вулканической деятельностью, воздействием различной природы тепловых процессов и т. п. Только на такой основе могут быть поняты и научно решены проблемы формирования месторождений полезных осадочных ископаемых. И конечно, одна из главных задач ГИН АН СССР — дальнейшая разработка и совершенствование теории осадочного процесса — седиментогенеза и литогенеза минерального и органического вещества осадочной оболочки Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Боголюбова Л. И. Генетические типы клареновых углей среднего карбона Донбасса.— В кн.: Второе угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР: Тез. докл. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955а, с. 72—74.

Боголюбова Л. И. Типы гумусовых углей среднего карбона.— В кн.: Атлас микроструктур углей Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1955б, с. 22—34.

Боголюбова Л. И. Генетические типы клареновых углей среднего карбона Донбасса.— Тр. Лабор. геол. угля, АН СССР, 1956а, вып. 6, с. 226—241.

Боголюбова Л. И. Определение степени метаморфизма и марки клареновых углей петрографическим методом по тонким полированным шлифам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956б, № 7, с. 61—72.

Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5, с. 151—154.

Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 3—16.

Вассоевич Н. Б. Происхождение нефти.— Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 5, с. 5—23.

Видавский В. В., Рябоконева Н. Я. Органическая масса донецких углей в связи с их коксующимися свойствами.— В кн.: Геолого-химическая карта Донецкого бассейна. Харьков; Москва, 1941, т. 5, с. 432—514.

Гольдринг Н. А. Микроскопическое исследование каменных углей Голубовского и Карсуньского месторождений Донецкого бассейна.— Тр. О-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, 1898/1899, т. 32, с. 3—40.

Ергольская З. В. Донецкие угли.— В кн.: Атлас микроструктуры углей СССР. Л.; М.: Гл. ред. горно-топл. и геол.-развед. лит., 1937, с. 33—41.

Ергольская З. В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации.— Тр. ЦНИГРИ, 1939, вып. 128, с. 17—23.

Ергольская З. В. Методика петрографического исследования угольного пласта для определения качества угля.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1947, № 59, с. 21—69.

Жемчужников Ю. А. Петрографическая типизация гумусовых углей СССР.— В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса: СССР, 1937 г. М.: ГОНТИ, 1939, т. 1, с. 335—341.

Жемчужников Ю. А. Об особенностях углей Донецкого бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5, с. 21—35.

Женжурист Ф. М. Исследование микроскопического строения каменных углей Донецкого бассейна.— Тр. О-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, 1883, т. 17, с. 267—275; 1884, т. 18, с. 33—48.

Залесский М. Д. О донецких известковых почках (coal balles) в угольных пластах.— Изв. О-ва для исслед. природы Орлов. губ., 1910, вып. 2, с. 71—77.

Залесский М. Д. Угли и основания классификации по их строению и генезису.— Изв. Сапропел. ком., 1928, вып. 4, с. 153—164.

Карчевский С. О. О микроскопическом строении Домбровского каменного угля.— Изв. Варшав. ун-та, 1906, № 3/4, с. 1—34.

Крылова Н. М., Вальц И. Э., Любер А. А., Гинзбург А. И. Основные принципы вещественно-петрографической классификации и терминологии гумусовых углей.— Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6, с. 42—53.

Нестеров В. Н. Особенности витринита карагандинских углей.— Сб. тр. ВУХИН, 1962, вып. 3.

Нестеров В. Н. Свойства витренизированного вещества коксующихся углей Карагандинского бассейна в зависимости от основных факторов углеобразования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.

Пигулевская Л. В., Раковский Е. В. Химический состав торфообразователей и влияние его на состав торфов.— Тр. Ин-та торфа, 1957, т. 6, с. 96—110.

Раковский Е. В. Химическая сущность процессов диагенеза торфа.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971, с. 120—142.

Румянцева О. Г. Петрографические особенности высокосернистых углей Иркутского бассейна.— В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965, с. 45—54.

Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5, с. 60—73.

Тимофеев П. П. Об условиях формирования генетических типов углей и их связи с циклами — обстановками осадконакопления в Донбассе.— Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 4, с. 809—812.

Тимофеев П. П. Фации генетических типов углей среднего карбона Донбасса и их генетическая классификация.— Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1960, вып. 10, с. 220—242.

Тимофеев П. П. Генезис и генетическая классификация среднеюрских углей Тувинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 4, с. 959—962.

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 197).

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 198).

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций.— В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965, с. 21—44.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3, с. 48—75.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Вальц И. З., Гинзбург А. И., Крылова Н. М. Генезис гумусовых углей и их классификации.— В кн.: Угленосные формации и их генезис. М.: Наука, 1973, с. 139—161.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Семенова М. Г. Роль минерального вещества различных фациальных типов осадков в преобразовании растительного материала в раннем литогенезе.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 239—245.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2, с. 49—63.

Толеубаева Л. В. Качество и возможные пути использования углей дубовской свиты Карагандинского бассейна (по углепетрографическим признакам).— В кн.: Геология: Работы аспирантов и соискателей. Алма-Ата, 1966, вып. 1.

Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 6, с. 110—119.

Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Нефедьева Л. П. Строение угольных пластов и типы углей Ерунаковской свиты Кузбасса.— Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 136. Угольная сер., № 3.

Internationales Lexikon für Kohlenpetrologie. Paris, 1963, 1971.

Stopes M. S. On the four visible ingredients in banded bituminous coal.— Proc. Roy. Soc. London, 1919, vol. 90.

Stopes M. S. On the petrology of banded bituminous coal.— Fuel 1935, N 14.

Thiessen R. Terminology in coal research.— Fuel, 1929, N 8.

Thiessen R. Splint coal.— Bull. Amer. Inst. Mining and Metallurgy. Eng. Coal. Dic., 1930.

Timofeev P P., Bogolyubova L. I. The main factors of the formation of genetic types of humic coals and the specific features of their distribution in different coal-bearing formations of the USSR.— In: Compt. rend. V Congr. Intern. stratigr. et geol. carbonifere, vol. II. Paris, 1964, vol. III, p. 1031—1039.

Timofeev P. P., Jablokov V. S., Bogolyubova L. I. Die Entstehung und die genetische Klassifikation von Humuskohlen der Hauptbecken der UdSSR.— Brennst.-Chemie, 1962, Bd. 43, N 4, S. 15—23.

Jablokov V. S., Bogolyubova L. I. Einige neue Merkmale der Klassifikation von Humuskohlen.— Proc. Com. Coal Petrol., 1960, N 3.

А. Г. Коссовская

ПРОБЛЕМЫ ГЕОМИНЕРАЛОГИИ

СУЩНОСТЬ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОМИНЕРАЛОГИИ

ВВЕДЕНИЕ (СОСТОЯНИЕ МИНЕРАЛОГИИ КАК НАУКИ)

Геоминералогия, или геодинамическая минералогия, представляет собой новую геологическую науку, возникшую и развивающуюся за последние 20 лет как один из разделов литологии. Прежде чем перейти к содержанию этой дисциплины, нужно коротко остановиться на ее отличиях от классической минералогии, сформулировать ее сущность, равно как и сферу исследуемых явлений и процессов, определяющих предлагаемое новое название.

Классическая минералогия на протяжении своей долгой истории зародилась и развивалась на основе изучения крупнокристаллических минералов изверженных пород и порождающих их эндогенных процессов, связанных с глубинным теплом Земли. Геоминералогия — новая наука, выросшая на базе изучения осадочных пород, широкие и планомерные исследования которых начались только в 30-х годах нашего столетия.

В истории развития минералогии начиная с первой половины XIX в. четко разграничились два направления: описательно-морфологическое (кристаллографическое) и химико-генетическое. Первое вызвало к жизни в середине XIX в. кристаллографию (Е. С. Федоров и др.), второе — в начале XX века — геохимию (В. И. Вернадский). В разные периоды было ведущим то одно, то другое направление. По существу эти два направления сохранились и по сию пору, хотя методы изучения глубоко модифицировались. Гигантский скачок, происшедший в последние 25—30 лет в развитии точных физических методов (рентгеноструктурный анализ, электронография, электронная микроскопия, микрозондирование и др.), позволил подойти к изучению минералов на качественно новом — атомарном уровне и обусловил появление новой науки — кристаллохимии (Н. В. Белов, 1955—1977 гг.).

Заслуга создания генетической минералогии принадлежит замечательным исследованиям В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана.

В. И. Вернадский [1923, 1934] первый сформулировал задачи генетической минералогии, как изучение в пространстве и времени истории Земли, как истории соединения атомов — молекул — кристаллов. Впервые перед минералогией ставилась глобальная задача изучения истории земной коры как истории химических процессов, находящих свое воплощение в минералах. В. И. Вернадским создана новая наука — геохимия, задача которой — изучение в «тех же координатах», что и минералогия, истории химических элементов в развитии Земли. В 40-х годах генетическое направление в минералогии резко идет на убыль, сохранившись отчасти, пожалуй, только в изучении процессов минералообразования зоны гипергенеза [Чухров, 1936; Гинзбург, 1947]. Но основные работы по генетической минералогии утеряли свою масштабность, намеченную В. И. Вернадским, и сосредоточились глав-

ным образом на частных минералогических вопросах, далеких от крупных общегеологических проблем познания истории земной коры и оторванных от успехов геологии, достигнутых в результате развития таких фундаментальных дисциплин, как тектоника, стратиграфия, литология. Необходимость «геологизации» современной минералогии с применением всего комплекса современных физических методов подчеркивалась неоднократно А. В. Сидоренко [1977 и др.].

Глобальные проблемы, поставленные В. И. Вернадским как перед минералогией, так и перед геохимией — познание истории формирования земной коры в первом случае на уровне соединений элементов — минералов, во втором — самих элементов,— постепенно перешли только к геохимии, а классическая минералогия, как уже говорилось, в целом вернулась в ранг описательных наук. Размах геохимических исследований различных геологических явлений и процессов непрерывно расширялся, и сегодня геохимия наряду с геофизикой является одной из ведущих и наиболее информативных дисциплин в цикле геологических наук.

Однако от разрыва, образовавшегося между минералогией и геохимией, пострадала не только минералогия, утратившая свое значение фундаментальной геологической науки, но и сама геохимия. Представления о характере тех или иных геологических процессов, решающихся только на геохимическом уровне, т. е. уровне истории поведения элементов, лишает возможности представить реальный ход этих процессов в их вещественном воплощении — в минералах и минеральных ассоциациях — породах. Это, безусловно, обедняет результаты и выводы, получаемые при чисто геохимических исследованиях.

Необходимость объединения усилий геохимии и минералогии, ведущей свои исследования на структурно-кристаллохимическом уровне, естественно и необходимо, особенно сейчас, когда для решения глобальных проблем современной геологии, как никогда, требуется синтез различных геологических наук. Это проблемы, связанные с изучением океанов, глобальной тектоникой плит, учением об истории и стадиях преобразования океанической коры в кору континентального типа, сложный комплекс вопросов прогрессивного и ретроградного метаморфизма, история формирования древней кристаллической коры материков на ранних этапах геологического развития Земли и др.

Геоминералогия несомненно может сыграть важную роль в решении некоторых из стоящих проблем.

СОДЕРЖАНИЕ ГЕОМИНЕРАЛОГИИ

Геоминералогия на всех этапах ее развития глубоко отличалась от классической минералогии. В центре внимания классической минералогии всегда находился минерал: особенности его состава, свойств и строения. Вопросы изоморфизма, политипии, границ минерального вида, типоморфизма, поиски новых минералов являются основными проблемами современной минералогии.

Геоминералогия в своем развитии шла не от минералов (отдельных разобщенных объектов) и не от классов или групп минералов (например, сульфидов, галлоидов, окислов и т. д.), а от определенных минеральных парагенезов, сообществ минералов, слагающих определен-

ные генетические типы пород, которые в свою очередь образуют как бы последующие генетические иерархии — фации, фациальные комплексы, формации, формационные ряды — геологические тела, характеризующие этапы геологического развития тех или иных структурных элементов Земли.

Этот генетический подход к изучению геологических процессов осадочной оболочки Земли является характерной чертой литологических исследований ГИН АН СССР [Тимофеев, 1970, 1978 и др.]. Представляется закономерным, то, что геоминералогия зародилась и развивалась в ГИНе и на протяжении всей своей истории, в тесной связи с другими геологическими дисциплинами (учением о формациях, стратиграфией, тектоникой) участвовала в решении фундаментальных комплексных проблем, разработка которых определялась данным этапом развития геологической науки.

Исторически сложилось так, что с наибольшей детальностью геоминералогический подход был разработан применительно к глинистым минералам, слагающим около 70% состава осадочных отложений континентов и около 15% осадочного чехла океанов. Если индикаторные характеристики глинистых минералов океанов еще только начинают выявляться, главным образом на новом огромном материале глубоководного бурения, то для отложений континентальных блоков они разработаны достаточно подробно.

В определенных сериях геологических образований, например в угленосных или эвапоритовых формациях с гаммой переходов от нейтральных сред к контрастным резко кислым или к разнообразным высокоминерализованным средам, на многочисленных объектах была прослежена динамика кристаллохимических изменений различных слоистых силикатов (смектитов, слюдистых минералов, хлоритов и др.), в которой отражались детали последовательной смены фациально-ландшафтных обстановок в пространстве. Способность тонкодисперсных слоистых минералов образовывать не только кристаллохимические однородные и периодические структуры, но и разнообразные смешанно-слойные образования, представляющие собой как бы отдельные звенья, промежуточные между разными минеральными видами и заключающие в своих структурах фрагменты этих конечных минеральных членов, является важной особенностью, гарантирующей фиксацию динамики кристаллохимических превращений в процессе взаимодействия минерала с изменяющейся окружающей средой. Неудивительно, что глинистые минералы оказались, таким образом, выразительными индикаторами, способными характеризовать физико-химические параметры пространственно-фациальных сред в различных типах седиментационных бассейнов.

Не менее четко индикаторные свойства слоистых силикатов проявляются в вертикальных рядах осадочных и вулканогенно-осадочных формаций в условиях регионального эпигенеза и продолжающего его метаморфизма. На фоне определенных минеральных парагенезов пород выявляются «долгоживущие», или сквозные, минеральные виды, которые в силу своей кристаллохимической мобильности последовательно отражают изменения термодинамических обстановок при возрастающей интенсивности процессов эпигенеза и последующего метаморфизма. Такими минералами оказываются, в частности, минералы груп-

пы слюд и хлоритов, эволюция которых рассматривается в разделе «Минералы-индикаторы геологических процессов».

Принципы эволюционно-кристаллохимического подхода, разработанные впервые для слоистых силикатов, могут быть, безусловно, распространены и на минералы с цепочечными и ленточными структурами. Такое исследование кристаллохимических преобразований в рядах слоистых цепочечных и ленточных силикатов, выполненное на хорошо изученных объектах — сериях первично-осадочных и первично-магматических пород, позволит выявить не только критерии для диагностики пара- и ортопород, но и разобраться в общем механизме прогрессивного и ретроградного метаморфизма, а главное — понять его термодинамическую обусловленность. Совершенно очевидно, сколь важными могут быть эти результаты для разработки по крайней мере двух фундаментальных проблем современной литологии и геологии. Во-первых, это проблема «снятия» метаморфизма для распознавания первично-осадочных или первично-магматических пород в древних кристаллических комплексах [Сидоренко, 1969; Сидоренко и др., 1972]. Во-вторых, это новая проблема выявления специфики вторичного минералообразования (предметаморфизма) в основных магматических породах (офиолитовых комплексах) океанов и континентов (Коссовская, 1975).

Как уже говорилось, зарождение и развитие геоминералогии осуществилось при изучении процессов, протекающих в условиях верхней осадочной оболочки Земли, однако термин «осадочная минералогия», который казалось бы целесообразным применить, оказывается в настоящее время слишком узким. В сферу современной литологии вошли сейчас многие проблемы, имеющие как бы «пограничный» характер между экзогенной и эндогенной геологией. В первую очередь к ним относится изучение минералообразования при изменении осадочных и вулканогенных пород в процессе регионального эпигенеза и метаморфизма вплоть до ультраметаморфизма. Это, в частности, один из важнейших разделов проблемы истории формирования древних кристаллических комплексов Земли (А. В. Сидоренко).

Обширнейший круг вопросов возникает при изучении особенностей минералообразования при взаимодействии и сопряжении вулканических процессов и гидротермальной деятельности как регионального, так и локального плана, с различными типами и стадиями осадочного процесса. Комплекс этих явлений еще только начинают изучать с позиций геоминералогии, но такие исследования очень важны для познания истории формирования вещественного состава пород стратифицированных формаций современных (области островных дуг) и древних геосинклинальных систем. Не меньшее значение они имеют для понимания особенностей минерального формирования осадочного чехла океанов и областей рифтовых зон, где протекает современное рудообразование.

Наконец, совсем новой проблемой геоминералогии является изучение закономерностей формирования минеральных ассоциаций при преобразованиях основных магматических пород в зоне осадочной оболочки Земли после их кристаллизации из расплава, процессов, которые объединяются под названием постмагматических. При этих процессах широкое развитие получают минералы, относящиеся к числу высоководных силикатов — дисперсные слоистые силикаты или глинистые минералы, цеолиты, т. е. те, которые возникают и при нормальном осадоч-

ном процессе. Расплывчатость и неопределенность термина «постмагматический» очевидна. В то же время изучение таких широко распространенных и до сих пор малоизученных явлений, как серпентинизация ультрабазитов, анальцимизация габброидов (генезис тешенитов), приобретают сейчас первостепенный интерес с точки зрения проблем современной теоретической геологии. Известно, что изучение офиолитовых комплексов океанов и пути выявления их сходства и различия находится сейчас в центре внимания геологов всего мира (А. В. Пейве и др.).

Стадиальная история начальных минеральных преобразований основных магматических пород в условиях осадочной оболочки Земли, предшествующая их последующим изменением и метаморфизму, становится сейчас одной из новых проблем, которые могут быть решены с позиций геоминералогии. В самом деле, можно ли ожидать, что минералогические изменения базальтов окажутся идентичными, если излияние их происходило на океаническом дне в условиях огромных масс морской воды или на континентах? Могут ли сказаться ландшафтно-климатические обстановки, в которые попадают излившиеся континентальные базальты, на характере возникающих в них аутигенных низкотемпературных глинистых минералов и цеолитов? Каковы кристаллохимические типы серпентинитов, связанных с различными стадиями и типами серпентинизации, протекающими в разных геологических условиях? Словом, вопросов и проблем здесь множество. Путь к их решению, как мне представляется, это подход, разработанный геоминералогией на примере осадочных комплексов: на ясно установленном геологическом (геотектоническом) фоне, это детальное изучение пород методами стадиального анализа и далее детальное кристаллохимическое изучение важнейших «ключевых» минералов, установленных стадиальных парагенезов. Это, конечно, огромная работа будущих исследований, однако, несомненно, можно рассчитывать, что в особенностях состава и структуры низкотемпературных водных силикатов окажутся зафиксированными геологические обстановки их происхождения.

Таким образом, очерчивается круг проблем, которыми занимается или может заниматься геоминералогия. Она изучает разнообразные процессы минералообразования, которые протекают в осадочных, метаморфических и магматических породах в условиях верхней оболочки Земли, где способны образовываться и существовать минералы собственно осадочных и осадочно-метаморфогенных пород.

ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ГЕОМИНЕРАЛОГИИ

Основой для появления геоминералогии послужила осадочная петрография, бурное развитие которой началось в 30-х годах. Работы В. П. Батурина [1937], реконструировавшего палеогеографию бассейна накопления нефтеносных отложений продуктивной толщи Азербайджана, на длительное время сделались эталоном петростратиграфических и палеогеографических исследований терригенных отложений. Это направление сохранило свое значение и по сию пору, главным образом при необходимости стратиграфического расчленения мощных терригенных комплексов, лишенных фаунистических остатков.

Теоретическим фундаментом, обусловившим появление геоминералогии, была монография Л. В. Пустовалова [1940], во многом опередившая свое время. В ней, по существу, были сформулированы все основные положения, которые затем легли в основу геоминералогии, хотя в то время еще нельзя было помышлять о тех методах прецизионного физического изучения минералов, без которых оказалось бы невозможным развитие этой науки. Однако красной нитью по всей книге Л. В. Пустовалова проходят генетические основы геоминералогии: обязательность изучения процессов минералообразования на фоне геологической истории региона, тесная связь осадочного минералообразования с фациально-ландшафтными обстановками (геохимические фации), невозможность понять генезис тех или иных минеральных образований без рассмотрения их в динамике самого осадочного процесса — необходимость послойного изучения разрезов и, наконец, анализ взаимоотношений и взаимодействия всех составных компонентов осадка или породы. В этом подходе, примененном Л. В. Пустоваловым в его исследованиях тульских железных руд [1933] и ратовкита в карбоне Подмосковного бассейна [1937], были заложены, по существу, основы будущей разработки приемов стадиального анализа.

В Геологическом институте АН СССР (в то время Институт геологических наук АН СССР) в 1943 г. был организован отдел петрографии осадочных пород под руководством Л. В. Пустовалова, в котором начаты развернутые работы по осадочной минералогии и петрографии. В отделе была сосредоточена плеяда крупнейших советских литологов. Н. М. Страхов, изучавший тогда проблемы карбонатонакопления и доломитообразования в древних и современных водоемах; Л. В. Казаков, руководивший исследованиями по фосфоритоносным формациям: Г. И. Бушинский, давший классическое описание кремнисто-меловых формаций русской платформы; С. Г. Саркисян, продолжавший направление В. П. Батурина по изучению акцессорных минералов в пермских терригенных комплексах Приуралья; Л. Н. Формозова, изучавшая глауконититы и железорудные месторождения Приаралья, и др. Все эти разнообразные направления литологии военных и первых послевоенных лет объединяло одно — подчиненность всех проблем насущным или стоящим на очереди нуждам народного хозяйства страны и комплексный геологический подход к проводимым исследованиям.

В 1943—1945 гг. группа, руководимая Л. В. Пустоваловым, в которой участвовал и автор, занималась изучением нижнекарбоновых угленосных отложений Подмосковного бассейна в связи с освоением районов, перспективных для добычи угля. Интересен тот подход, который был предложен Л. В. Пустоваловым: нахождение минералого-петрографических критериев, которые позволили бы различать отдельные циклы осадконакопления в континентальных и морских обстановках.

Одновременно группа, возглавляемая А. В. Казаковым, на территориях Подмосковной синеклизы изучала юрские и меловые отложения в связи с их фосфоритоносностью. Эти работы представляют большой интерес и сейчас, в плане исключительной широты подхода, в котором сочетались геологические, минералогические и физико-химические исследования. А. В. Казаковым были установлены геотектонические закономерности в расположении месторождений фосфоритов Русской платформы, детально изучена минералогия фосфоритов и, что особенно

важно, широко поставлены физико-химические экспериментальные работы по изучению систем равновесий фосфатов для расшифровки их генезиса [Казаков, 1950]. Изучение систем равновесий при исследовании осадочных процессов, к сожалению, не нашло у нас дальнейшего развития; за рубежом же оно появилось значительно позднее и завоевало всеобщую популярность.

В работах Г. И. Бушинского [1954], связанных с изучением фосфоритоносности мела Русской платформы, было дано детальнейшее описание писчего мела и впервые установлено широкое развитие аутигенных цеолитов, являющихся сейчас, как известно, одним из актуальных объектов литологических исследований. Была детальна описана минералогия фосфоритов, прослежены различные стадии диагенетической кристаллизации фосфатных минералов, рассмотрены вопросы их генезиса.

Вплотную к принципам и методу парагенетических минеральных ассоциаций подошли результаты исследования нефтеносных отложений продуктивной толщи Азербайджана, поставленные Л. В. Пустоваловым и проводившиеся им и его учениками в 1945—1950 гг. Впервые центр внимания был сконцентрирован на комплексном изучении породообразующих минералов, слагающих породы: кварца [Лемлейн, Князев, 1951], полевых шпатов [Шутов, 1956], глинистых минералов [Коссовская, 1954]. Были разработаны новые специальные методики изучения типоморфных особенностей этих минералов, прослежено распространение выделенных типов в пространстве и времени, на основе чего были получены новые принципиальные выводы о геологических условиях формирования продуктивной толщи. Таким образом, очевидно, что работы по минералогии осадочных пород с самого начала развивались в плане не описательного, а историко-генетического направления, были тесно связаны с геологическими исследованиями и решали конкретные геологические задачи.

Однако появление принципов и метода геоминералогии как определенного оформившегося направления (которое именовалось тогда осадочной, или генетической, минералогией) оказалось связанным со следующим этапом исследования осадочных отложений, которые были поставлены Л. В. Пустоваловым по изучению минералогии и петрографии мезозойских и верхнепалеозойских отложений Вилюйской впадины и Верхоянской геосинклинали и в которых принимали участие А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. И. Муравьев [1960]. Работы проводились в тесном контакте со стратиграфическими (В. А. Вахрамеев) и тектоническими исследованиями (Ю. М. Пущаровский). Целью исследований было всестороннее комплексное геологическое изучение названного региона с позиций перспектив нефтегазоносности Восточной Сибири.

В оформлении осадочной минералогии как самостоятельной дисциплины определяющим было появление нового методологического подхода, получившего название метода стадиальных парагенетических минеральных ассоциаций. Впервые он был разработан и применен при изучении комплекса мезозойских терригенных формаций сопряженных платформенной структуры Вилюйской впадины и Верхоянской геосинклинали [Коссовская, 1962]. Породы рассматривались как определенные закономерные сочетания: а) обломочных породообразующих

минералов — кварца, полевых шпатов с сопровождающими их акцессориями; б) глинистых минералов, служащих как бы промежуточным звеном между обломочными компонентами — по их частому первичному происхождению в терригенных комплексах и аутигенными минералами — по их способности глубоко трансформироваться и давать новообразования, являющиеся индикаторами физико-химических и термодинамических условий седиментогенеза и постседиментационных преобразований, и в) аутигенных минералов, являющихся наряду с тонкодисперсными слоистыми силикатами чуткими индикаторами обстановки формирования и изменения пород. Целью этого подхода было установить генетические связи обломочных, трансформированных и новообразованных компонентов, равно как и их индикаторные характеристики, возникающие на разных стадиях формирования пород, начиная от разрушения источников сноса и кончая глубоким эпигенезом, исчезновением качеств осадочных пород и переходом их в метаморфические образования. Было показано, что только таким путем может быть установлена вся история формирования отложений, которые слагают определенные формационные комплексы, отражающие этапы развития данной геологической структуры.

На базе этого подхода были разработаны принципы стадиального анализа и начаты работы по проблеме эпигенеза, получившие быстрое и широкое распространение среди советских литологов (А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Н. В. Логвиненко).

В разработке методов стадиального анализа следует особенно подчеркнуть значимость работ А. В. Копелиовича [1958, 1965]. Великолепный петрограф школы В. Н. Лодочникова, он дал классические образцы применения стадиального анализа при исследовании эпигенетических преобразований песчаников рифейских и палеозойских отложений юго-западных районов Русской платформы. Вместе с атласом фотографий эти описания сделались своего рода эталонными схемами, которыми пользовались и пользуются литологи при описаниях постседиментационных изменений песчаных пород.

Стадиальный анализ, вначале применяемый только к изучению отложений определенных регионов, несколько позднее лег в основу исследований по проблеме основных типов минеральных парагенезов или минеральных семейств терригенных накоплений и связанных с ними полезных ископаемых. Цель проблемы — установить определенные закономерности в сочетаниях кластогенных глинистых и аутигенных минералов в основных петрографических семействах песчаных пород (граувакк, аркоз, олигомиктовых песчаников и др.) с сопровождающими их характерными минералогическими ассоциациями глин, в главнейших типах терригенных и вулканогенно-кластогенных формаций разных климатических и тектонических зон (например, угленосных и красноцветных формаций платформ и складчатых областей) или в формациях, содержащих разные полезные ископаемые (меденосных, хромоносных, фосфатоносных и др.). Особенно детально были изучены парагенезы граувакк — сложного семейства пород, являющегося как бы «мостиком», связывающим собственно терригенные и вулканогенные отложения [Граувакки, 1972; Шутов, 1975].

Особенности переработки различных минерально-петрографических семейств кластогенных пород на разных уровнях регионального эпи-

генеза и начального метаморфизма нашли свое выражение в установлении фаций регионального эпигенеза, которые позволили как бы сомкнуть главнейшие химико-петрографические семейства осадочных пород с родственными фациями регионального метаморфизма [Коссовская, Шутов, 1963].

Фации регионального эпигенеза широко применяются в работах советских и зарубежных литологов и петрологов-метаморфистов.

Весь комплекс названных исследований составлял проблему «Закономерности минералообразования на разных стадиях формирования и изменения осадочных пород, начиная от седиментогенеза и диагенеза и кончая глубоким эпигенезом и метаморфизмом» (1960—1970 гг.). Это направление работ, созданное и выросшее в лаборатории генетической минералогии ГИН АН СССР, организованной в 1959 г., сделалось одним из актуальных разделов науки об осадочных породах и получило распространение как в СССР, так и за рубежом. Интерес к данной проблеме был связан как с ее теоретической, так и практической значимостью.

Особенно большое значение метод стадиального анализа и общие работы по изучению эпигенетических преобразований осадочных пород приобрели в нефтяной геологии. Многие задачи, связанные с прогнозированием, поисками и разведкой нефтяных месторождений, решаются непосредственными исследованиями характера стадийно-минералогических преобразований пород (вмещающие толщи, коллекторы, покрышки) на разных уровнях эпигенетической переработки. Широчайшее распространение работы данного плана имели при освоении и разработке месторождений нефти и газа Западной Сибири.

Актуальность проблемы эпигенеза сохранилась и сейчас, хотя в связи с проблемами современной теоретической геологии в ней появился ряд совершенно новых аспектов, которые рассматриваются ниже.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОМИНЕРАЛОГИИ

В заключение рассмотрения истории возникновения и состояния геоминералогии можно сформулировать сущность рассматриваемого направления и характерный для него методический подход.

Геоминералогия — это наука о формировании, существовании и преобразовании стадиальных минеральных парагенезов и свойственных им ключевых минералов-индикаторов в важнейших геологических типах осадочных, магматических и метаморфических пород верхней оболочки литосферы при температурах и давлениях, допускающих образование и существование минеральных видов, свойственных осадочным образованиям. Для геоминералогии характерен системный подход, т. е. рассмотрение минерального состава пород как определенных типовых парагенетических ассоциаций (или систем) и выяснение истории существования и эволюции этих систем, сфокусированной в динамике поведения ее ключевых членов — минералов в определенных меняющихся параметрах физико-химических и термодинамических условий.

Возникновение и оформление геоминералогии стало возможным в результате разработанного в литологии школы ГИН АН СССР широкого комплексного подхода к исследованию минералогии определенных геологических объектов или систем, который включал следующую сово-

купность методических приемов или уровней раскрытия закономерностей их формирования.

1. Геолого-формационный и фациальный анализы, выявляющие парагенезы пород, характеризующие определенные физико-географические и тектонические обстановки, свойственные различным геотектоническим структурам на разных этапах их развития. Эти исследования создают необходимый «геологический фон», без которого минералогические исследования лишаются надежного генетического фундамента и возможности рассмотрения процессов минералообразования в определенной динамике последующих событий (П. П. Тимофеев).

2. Стадиально-минералогический анализ, позволяющий установить минеральные парагенезы и выделять среди них минералы-индикаторы, характерные для определенных типов или стадий формирования и изменения осадочных, метаморфических и магматических пород, входящих в состав верхней осадочно-метаморфической оболочки Земли.

3. Прецизионный структурно-кристаллохимический анализ и детальное изучение типоморфной гетерогенности минералов-индикаторов определенных физико-химических и термодинамических условий, характерных для конкретных геологических обстановок и процессов.

Исследования, связанные с изучением тонких типоморфных и структурных минералов, потребовали не только широкого привлечения комплекса современных непрерывно развивающихся физических методов исследования минералов, но и разработку новых методов и приборов. Эти работы были начаты в ГИН АН СССР с 1959 г. в тесном научном содружестве минералогов и физиков. Были разработаны методы ультразвуковой дезинтеграции пород для извлечения из них минералов и ряд специальных приборов, позволяющих с высокой точностью разделять минералы по их магнитным и плотностным свойствам и определить их магнитные и плотностные характеристики [Кац, 1966, 1977]. Разработка этих методов сыграла огромную роль в развитии возможностей геоминералогии.

Решающая роль в развитии геоминералогии и геокристаллохимии принадлежала исследованиям, связанным с изучением структурных особенностей высокодисперсных минералов, со всем комплексом непрерывно совершенствующихся методов рентгеновского анализа, электронографии, электронной микроскопии, ИК-спектроскопии и др. Были получены важные общие заключения о закономерностях структуры слоистых и цепочечных силикатов, которые использовались для решения минералого-генетических вопросов [Дриц, 1975; Дриц, Сахаров, 1976].

Большую роль в организации и развитии работ «по сращиванию» интересов физиков и минералогов, благодаря которым сформировалась геоминералогия, сыграли организуемые секцией минералогии и физических методов Междуведомственного литологического комитета АН СССР и лабораторией генетической минералогии ГИН АН СССР, систематически проводившиеся начиная с 1962 г. всесоюзные совещания по применению физических методов изучения минералов осадочных пород для решения геологических проблем. На этих совещаниях рассматривались состояние и перспективы развития различных физических методов изучения кристаллохимических структур и физических констант минералов для решения генетических вопросов, обсуждались результаты экспери-

ментальных работ, моделирующих процессы минералообразования, намечались пути и направления дальнейших исследований как в области развития самих физических методов, так и изучения новых объектов, наиболее актуальных для данного этапа развития геологии (Труды совещаний по физическим методам изучения минералов осадочных пород, 1962, 1966, 1975, 1980 гг.).

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ВВЕДЕНИЕ

Совершенно естественно, что во всех проводившихся исследованиях на первом месте стояло изучение минералов — «документов, в которых фиксировалась геологическая история пород» [Пустовалов, 1940]. Проблема минералов-индикаторов не нова. Она широко использовалась и используется в минералогии и петрографии, часто параллелизуется с изучением типоморфизма минералов и охватывает широкий спектр вопросов, связанных с поисками воплощения в тех или иных характеристиках минерала условий его генезиса. А. Е. Ферсман придавал изучению типоморфизма минералов огромное значение и считал, что определенные минералы способны «подобно руководящим ископаемым организмам» отражать условия и время геологического процесса.

Для пород верхней осадочной оболочки литосферы проблема минералов-индикаторов, возникшая в последние 15 лет, привлекает все большее внимание для изучения самых разнообразных геологических процессов и явлений, протекающих в условиях как континентальных блоков, так и океанов. Особенно большой интерес вызывают вопросы, связанные с изучением океанов по данным глубоководного бурения.

К числу проблем, для решения которых нахождение и исследование определенных минералов-индикаторов является особенно перспективным, относятся: а) установление источников сноса и судьбы первичного материала, поступающего разными путями в бассейны седиментации; б) отражение в составе минералов разных физико-химических сред осадконакопления; в) изучение и нахождение «свидетелей» проявлений вулканогенной и гидротермальной деятельности, участвующих в явной и камуфлированной форме в минералообразовании на разных стадиях осадочного процесса; г) выявление минералов-индикаторов разных геотектонических типов регионального эпигенеза и метаморфизма на континентах и в океанах; д) установление специфики аутигенных минералов, формирующихся при преобразовании магматических пород в разных обстановках континентов и в условиях океанического дна, или изучение особенностей «предметаморфизма» магматических пород; е) изучение эволюционно-кристаллохимической истории ведущих породообразующих минералов при метаморфизме начиная от зеленосланцевой фации, где еще сохраняются унаследованные особенности первично-осадочных или первично-магматических пород до фаций глубокого метаморфизма.

Последняя задача особенно важна для изучения геологии древних метаморфических комплексов докембрия.

Несмотря на кажущуюся разнородность перечисленных проблем и объектов, их объединяет одна общая черта — необходимость выявления минеральных индикаторов, кристаллохимические или структурные особенности которых, так же как и кристаллохимические парагенезы (сочетания) двух или более минеральных видов, будут нести ясную информацию о характере того или другого процесса. При этом обычно от них ожидается информация как бы двоякого характера. С одной стороны, требуется найти их устойчивые «статичные» характеристики, в основе которых могут лежать определенные физические константы, кристаллохимические особенности или другие признаки, которые позволили бы минералу играть роль индикатора-наследника конкретных геологических обстановок первичного происхождения пород. С другой стороны, необходимо найти пути к выявлению и изучению динамики кристаллохимических и (или) полиморфных преобразований лабильных минералов, в которых запечатлевались бы характер и последовательный ход гидродинамических физико-химических и термодинамических обстановок, существовавших на протяжении всей «биографии» пород от источников поступления питающего материала, условий седиментогенеза, сингенеза, диагенеза, эпигенеза вплоть до глубокого метаморфизма.

Естественно, что рамки настоящей работы не могут вместить весь накопленный материал по геодинамической, или «индикаторной», минералогии, рассеянный во многих статьях, сборниках и монографиях. Сошлемся лишь на некоторые работы общего характера, выполненные в ГИН АН СССР. Это сборники «Эпигенез и его минеральные индикаторы» [1971], «Кристаллохимия минералов и геологические проблемы» [1975], монография «Граувакки» [1972], работы, В. Д. Шутова [1975], М. Я. Каца [1977], И. М. Симановича [1978], О. С. Ломовой [1979].

Обобщения всего имеющегося материала по индикаторной минералогии геологических процессов являются задачей специальной книги. Здесь мы остановимся только на некоторых широко распространенных минералах, чтобы на их примере показать возможности использования геологической информации, которую можно получить при прецизионном изучении минералов, фокусирующих в особенностях своего состава и структуры различные стороны геологических явлений и процессов.

Рассмотрим следующие аспекты: 1) наследование первичных характеристик материнских пород — наиболее ярко проявляющееся и детально изученное на примере обломочного кварца; постепенное исчезновение первичных характеристик, проявляющихся даже в этом минерале — общепринятом эталоне устойчивости в различных обстановках верхней осадочно-метаморфогенной оболочки Земли; 2) «антиподами» кварца являются, как известно, дисперсные слоистые силикаты, типичные лабильные минералы, способные в наибольшей степени фиксировать в своих легко изменяющихся подвижных структурах как различные физико-химические условия, свойственные разным фациальным обстановкам, так и меняющиеся значения температур и давлений, характерные для определенных уровней регионального эпигенеза и метаморфизма или воздействия гидротермальных растворов. В качестве примеров рассмотрим наиболее распространенные слоистые силикаты — смектиты, слюды и хлориты.

КВАРЦ (ОБЛОМОЧНЫЙ КВАРЦ КАК ИНДИКАТОР ИСТОЧНИКОВ СНОСА)

В осадочных и метаморфических породах существуют две крупные генетические группы минералов кремнезема: обломочный кварц — основной компонент песчаных пород и различные полиморфные модификации SiO_2 — опал, кристобалит, иногда тридимит, «вторичный» кварц (в том числе халцедон), слагающие в качестве породообразующих компонентов обширные массы хемогенно-биогенных и хемогенных пород, объединяемых под наименованием силицитов.

Важные результаты по изучению литологии, химизма, некоторым минералогическим особенностям силицитов были получены и исследованиями, ведущимися в ГИНе [Хворова, 1968; Хворова, Дмитрик, 1972; Муравьев, 1973, 1976; Гречин, 1976]. Однако в настоящей статье минералогия силицитов не рассматривается. Это связано с тем, что изучение вещественного состава и генезиса силицитов находится еще на стадии накопления фактического материала и осмысливания полученных данных. Точки зрения исследователей на происхождение различных типов силицитов очень разноречивы, и предстоят еще последующие работы, в том числе детальные кристаллохимические исследования, сопровождаемые изотопным анализом, для того, чтобы прийти к однозначному решению проблемы генезиса аутигенных минералов кремнезема и нахождению их специфических характеристик, которые позволят в будущем использовать минералы этой группы в качестве генетических индикаторов определенных условий.

Таким образом, здесь будет рассмотрена только история обломочного кварца, начиная с его генетической типизации в материнских кристаллических и осадочных породах и кончая постепенным «обезличиванием» и потерей первичных признаков при эпигенезе и метаморфизме.

Методический подход к изучению кварца. Изучение кварца имеет длинную историю, останавливаться на которой здесь не имеет смысла. Наиболее популярной в СССР была классификация обломочного кварца Г. Г. Лемлейна и В. С. Князева [1951], в основу которой, впрочем, как и в большинстве других классификаций, было положено выделение кварца по какому-либо одному наиболее выразительному типоморфному признаку.

Новая универсальная методика изучения обломочного кварца, разработанная в ГИН АН СССР, базируется на огромной, совместно проделанной работе М. Я. Каца и И. М. Симановича. В основе ее лежит сопряженное массовое изучение плотностных характеристик кварца, микроскопические исследования характера включений, структурных дефектов и деформаций, определяющих колебания плотностей, разработка классификации оптически определимых типоморфных признаков с широким применением методов статистического анализа к результатам полученных наблюдений [Кац, 1966; Кац, Симанович, 1974; Симанович, 1978].

Кратко остановимся на основных положениях этой работы. Работы М. Я. Каца положили начало новому направлению в минералогии — количественному анализу гетерогенности минералов. Для проведения данного анализа были разработаны новые приборы и технология эксперимента.

Методы и приборы, разработанные в ГИНе (гравитационные градиентные трубки, методы ступенчатого изменения плотности, комплекты калиброванных реперов плотности и электромагнитный изодинамический сепаратор «СИМ-1»), позволяют наиболее точно выделять фракции зерен в узких пределах плотности, а также выделять мономинеральные образцы по плотности и магнитной восприимчивости [Кац, 1962, 1966, 1977]. Методы широко внедрены в ряд ведущих организаций геологического профиля АН СССР и МГ СССР, а сепаратор «СИМ-1» с 1964 г. поступил в серийное производство.

Типоморфные особенности кварца материнских (кристаллических) пород (рис. 1). Начальным приемом изучения кварца являлось фракционное деление на гравитационной градиентной трубке, что позволяло дать «плотностную характеристику» каждого образца кварца, определить пределы плотности и вес каждой выделяемой фракции. Первый этап работы — изучение кварца кристаллических пород. В эталонную коллекцию вошли следующие типы наиболее распространенных кварцсодержащих кристаллических пород: 1) метаморфические породы высоких ступеней метаморфизма; 2) древние архейские гранитоиды, ассоциирующие с кристаллическими сланцами высоких ступеней метаморфизма; 3) молодые гранитоиды интрузивного генезиса; 4) жильный гидротермальный кварц; 5) пегматиты; 6) кислые эффузивы. Так как кварцевые и олигомиктовые песчаники наиболее широко распространены на древних платформах, то, очевидно, их основными материнскими породами являлись гнейсы, гранитоиды и другие кристаллические породы древних комплексов щитов и выступов фундамента. Ввиду этого в эталонной коллекции наиболее широко представлены образцы кварцсодержащих пород древних метаморфических комплексов. При составлении эталонной коллекции использован оригинальный прием — значительная часть образцов отобрана из валунов морены Русской платформы, которые можно, по существу, рассматривать как «среднюю природную пробу» кристаллических пород Балтийского щита, служивших источником питания терригенным материалам для Русской платформы в течение всего фанерозоя.

Была разработана схема учета оптически опредяемых типоморфных признаков породообразующего кварца, на основе которой проводилось статистическое изучение образцов эталонной коллекции и предложена первая генетическая классификация кварца кристаллических пород, в которой каждая группа пород характеризовалась достаточно выразительным и многообразным набором типоморфных признаков.

Изучались и подсчитывались три группы типоморфных признаков: а) типы и разновидности структурных дефектов, связанные с несовершенствами кристаллической решетки кварца; б) типы включений минеральной среды (ВМС); в) твердые включения минералов, характеристика их морфологии и насыщенности.

Обломочный кварц песчаных пород. На основе предложенной классификации И. М. Симанович [1978] разработал вероятностную методику полуколичественного определения содержания разных первичных генетических типов кварца в составе обломочных пород. На примере изучения кварца песчаников, принадлежащих к разным петрографическим семействам из пород разного возраста и разных регионов, им была показана возможность давать как бы «биографическую справку»

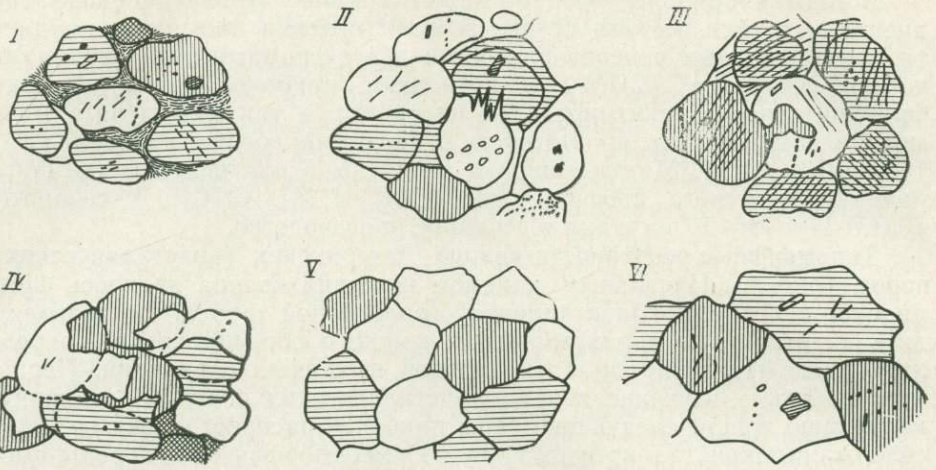


Рис. 1
Преобразование обломочного кварца в эпигенезе и метаморфизме (по И. М. Симановичу)

I — начальный эпигенез: обломочная структура, в кварце — первичные включения;
II — глубинный эпигенез: структура растворения под давлением, регенерация кварца;
III — ранний метагенез: пластическая деформация кварца, начальный рекристаллизационный бластез;
IV — поздний метагенез: метаморфизм (отжиг) кварца, рекристаллизационный бластез;
V — метаморфизм средних ступеней: полнобластические структуры, кварц метаморфизован, включения в кварце практически отсутствуют;
VI — метаморфизм высоких ступеней: полнобластические структуры, в кварце появляются включения метаморфогенных минералов

о материнских породах источников сноса. Так, например, кварц олигомиктовых песчаников Русской платформы вне зависимости от возраста и местоположения изученных пород достаточно четко отражал происхождение в результате разрушения древних метаморфических комплексов Балтийского и Украинского щитов. Для граувакк Карагандинской депрессии характерно разное соотношение кварца кислых эффузивов, молодых гранитоидов, других кислых пород, при очень небольшой роли кварца древних гранитоидов, и метаморфитов, хорошо отражающее разнообразие палеозойских пород, окружавших депрессию и служивших источниками сноса при формировании отложений угленосной формации.

В последние годы появились многочисленные работы по изучению обломочного кварца, выполненные по методикам, разработанным в лаборатории генетической минералогии ГИН АН СССР. Они дали хорошие результаты для детализации палеогеографии седиментационных бассейнов, уточнения разнообразия и специфики источников сноса, особенно при крупномасштабном минералогическом картировании.

Есть все основания считать, что разработанные методы внедрены в широкую практику литологических исследований. Можно ожидать, что они окажутся особенно важными и перспективными при исследованиях россыпных месторождений.

История преобразования кварца на разных стадиях осадочного и метаморфического процессов. Кварц как устойчивый индикатор — наследник первичного состава материнских пород, не остается безразличным к тем новым условиям, в которые он попадает на разных стадиях осадочного процесса, начиная от выветривания материнских пород и кончая метаморфизмом осадочных толщ.

Выветривание, транспортировка, диагенез. Существенное видоизменение кварца — растворение, коррозия, замещение глинистыми минералами и гидроокислами железа фиксировались многими исследователями при выветривании в довольно широком диапазоне климатических обстановок [Лисицына, 1959; Цеховский, 1973; и др.]. Представляет большой интерес подмеченное И. М. Симановичем [1978] исчезновение в кварце песчаных пород дымчатой окраски, обычной для кварца, гранитов и гранито-гнейсов. Интенсивность дымчатой окраски определяется концентрацией Al^{3+}, замещающего Si, и щелочных элементов (Li, Na), компенсирующих отрицательный избыток заряда. В случае замены щелочных катионов атомами водорода происходит обесцвечивание кварца. Автор предположил, что именно это явление — диффузионная замена Na, Li и других элементов на водород в кислых условиях выветривания и переноса обусловливает отсутствие дымчатых кварцев в песчаных породах. Если это действительно так, то среди кварцев аркозовых песчаников аридных областей должны были бы хотя бы частично присутствовать дымчатые зерна. Вообще процесс изменения кварца при выветривании остается, пожалуй, наименее изученным. Особенности его преобразования на последующих стадиях охарактеризованы более полно.

Многочисленные работы посвящены изучению разрушения, истирания и окатывания кварца при транспортировке водным и эоловым путем. Среди них особенный интерес вызывают исследования последних лет, связанные с применением сканирующего электронного микроскопа и получившие наименование «экзоскопия кварца». Здесь открылся совершенно новый мир явлений; характер поверхности зерен позволил не только отличать особенности транспортировки, но и восстанавливать условия отложения, что оказалось исключительно перспективным для палеофациальных реконструкций.

Особенно подробно явление вызревания обломочного кварца было изучено М. Я. Кацем [1977]. На основании как экспериментальных работ по механическому и химическому разрушению кварца, так и данных, полученных на природных объектах, они показали качественный и количественный характер процесса вызревания кварца. Сущность его заключается в тенденции накопления зерен оптически чистого кварца с постепенным уменьшением содержания зерен с любыми проявлениями неоднородности — поликристалличностью, дефектами кристаллической решетки, включениями минералов и минералообразующей среды.

Постседиментационные изменения, эпигенез, метаморфизм. Особенностям постседиментационного преобразования кварца посвящено очень много работ как у нас, так и за рубежом. Работы А. В. Копелиовича [1958, 1960, 1965] по структурам регенерации и растворения кварца под давлением давно приобрели заслуженную известность и используются литологами в практике массовых описаний эпигенетических изменений песчаных пород. Последующее изуче-

ние преобразования кварца в эпигенезе и метаморфизме нашло глубокое развитие в исследованиях И. М. Симановича [1966, 1978], широко применившего к разнообразным геологическим объектам детальные исследования минералогии и кристаллографии кварца с использованием ряда положений теории дефектов в кристаллах. Впервые в кварце песчаной размерности были открыты и изучены различные явления пластической и хрупкой деформации (деформационное пластинкование, иррациональное двойникование, деформационные пояса, структуры дифференциального скольжения, дофинейское двойникование и др.). До этого все особенности деформаций структуры кварца изучались главным образом экспериментальным путем или в природных объектах — на крупных монокристаллах.

Разработанная методика изучения структурных деформаций в породообразующем кварце и проведенные многочисленные исследования поведения кварца в породах, находящихся на разных стадиях постседиментационных преобразований, начиная от рыхлых песков и кончая глубоко метаморфизованными породами эпидот-амфиболитовой фации, позволили проследить все особенности эволюции кварца на разных ступенях эпигенеза и метаморфизма [Симанович, 1978]. Приводимые в книге этого автора описания особенностей изменения кварца на разных термодинамических уровнях сопровождаются атласом великолепных микрофотографий и позволяют сейчас исследователям широко использовать кварц в качестве индикатора стадий регионального эпигенеза и метаморфизма.

На протяжении глубинного эпигенеза основные изменения выражаются в растворении и регенерации кварцевых зерен и еще не затрагивают внутренних особенностей строения кварца. Меняется не кварц, а породы — в олигомиктовых и мономинеральных песчаниках появляются сливные конформно-регенерационные структуры, резко уменьшается пористость, и на дальнейшее воздействие возрастающих давлений и температур при метагенезе и метаморфизме порода реагирует не как агрегат разрозненных зерен, а как поликристаллическое твердое тело. Таким образом, в процессе преобразований, включая глубинный эпигенез, кварц полностью сохраняет типоморфные признаки, унаследованные от материнских пород.

На дальнейших стадиях изменения кварца протекают два тесно взаимосвязанных процесса. Первый — это уничтожение внутренних первичных типоморфных признаков индивидуальных зерен и проявление в них некоторых новых общих особенностей, типичных для каждой стадии; второй — сложный процесс взаимодействия на внешних границах сопряженных зерен, приводящий к уничтожению индивидуальности и замене обломочных структур пород на метаморфические.

Процесс интенсивного изменения внутренней структуры кварца начинается в метагенезе и завершается в породах верхней ступени амфиболитовой фации. Он проявляется в «метаморфическом очищении» кварца. В метагенезе резко уменьшается частота встречаемости зерен с различными включениями и происходит изменение характера последних. Исчезают зерна с высокой насыщенностью мелкими цепочкообразными включениями минералообразующей среды, вместо них появляются крупные полуограненные и ограненные включения типа отрицательных кристаллов, что определяется началом диффузионного перераспреде-

ления в зернах кварца газово-жидких растворов. Наблюдается исчезновение первичных дофинейских двойников и развитие вторичного дофинейского двойникования. Начинается формирование структур начального бластеза, т. е. «замещение кварца кварцем», осуществляющееся в результате движения границ зерен.

При метаморфизме, на уровне, соответствующем высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям, происходит полное обеднение кварца всеми минеральными включениями, кроме рутила и мусковита. Однотипность игольчатого рутила, фиксирующаяся в кварцито-песчаниках, позволяет предположить возможность его формирования за счет кристаллизации из изоморфной примеси TiO_2 и первичных субмикроскопических включений рутила. Резко уменьшается количество, а затем исчезают включения минеральной среды и кристаллические дефекты обломочных зерен. Широкое развитие приобретают различные структуры бластеза, постепенно полностью «съедающие» в первоначально бесцементных песчаниках их первичную обломочную структуру.

Комплекс этих явлений связан с повышением температур и с началом явлений перекристаллизации кварца, при которой идет самоочищение минерала — диффузия и передвижение к границам зерен — «дренаж» всевозможных дислокаций, изоморфных примесей, твердофазных включений микронного порядка и др. Известно, что в кварце существует объемная сетка «дефект-каналов», параллельная оси «с», по которым, вероятно, наиболее интенсивно осуществляется объемная диффузия различных инородных компонентов. Последовательное нарастание процесса самоочищения при росте температур объясняется, по-видимому, увеличением энергии кварца по мере приближения к температуре α—β превращений [Симанович, 1978].

Таким образом, на уровне верхней половины амфиболитовой фации заканчивается история обломочного кварца и начинается новая история кварца высокометаморфизованных и изверженных пород. Обломочный кварц как бы поступает в общий резерв кремнекислоты «гранитного» слоя Земли.

На любую стадию или этап в истории существования кварца могут накладываться специфические деформирующие изменения, запечатлевающиеся в определенных типах дислокаций и отражающие различные типы тектонических нарушений. Этому вопросу посвящены многочисленные специальные исследования, на которых мы здесь не останавливаемся.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ (МИНЕРАЛЫ — ИНДИКАТОРЫ СРЕДЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ)

Основные направления в изучении глинистых минералов. Если кварц в осадочном породообразовании играет роль минерала-наследника первичного состава материнских пород, то глинистым минералам свойственна противоположная роль — это «минералы-приспособленцы», отражающие в своих кристаллохимических характеристиках условия геологической среды и ее изменения.

Минералогия глин как самостоятельная наука возникла около 35 лет назад. Примерно этот срок насчитывают исследования глинистых минералов в ГИН АН СССР.

В процессе исследований выкристаллизовались три направления. Первое — которое можно назвать сравнительно-литологическим, появилось почти с самого начала работ по глинам и предусматривало широкое региональное изучение глинистых минералов с применением массового рентгеновского анализа (вначале использовался метод окрашивания) в современных и древних водоемах различных климатических зон. Наиболее полное выражение данное направление находит в работах Н. И. Страхова [1960—1962, 1963, 1972; Образование..., 1954], М. А. Ратеева [1964] и др. Заслугой исследователей данного направления является установление роли терригенного сноса и доказательство существования обломочного «фона» в распределении глинистых минералов в современных и древних бассейнах с терригенным осадконакоплением. Было также показано, что в условиях гумидного литогенеза преобладает обломочное глинообразование, а в аридном климате превалируют аутигенные минералы.

Естественно, что массовое изучение глинистых минералов на обширных геологических площадях с использованием только стандартного фазового рентгеновского анализа не позволило уловить тонкие кристаллохимические оттенки, особенности преобразования минералов и появление новообразований, особенно в тех случаях, когда аутигенное глинообразование подавлено, как это часто имеет место в нейтральных фациях терригенных отложений, особенно в условиях быстрой седиментации.

Второе направление, которое можно назвать фациально-кристаллохимическим, ставило задачей изучение определенных моделей — выяснение кристаллохимических характеристик глинистых минералов в зависимости от состава первичного обломочного материала и фациальных обстановок. Здесь, по существу, уже был заложен геокристаллохимический подход — выяснилась не только особенность состава глинистых минералов, но и динамика изменения их структуры в меняющихся геологических обстановках. Задача была сформулирована следующим образом: установить характерные парагенетические ассоциации глинистых минералов и присущие им кристаллохимические характеристики в главнейших петрографических типах обломочного вещества (основных семействах терригенных пород: кварц-каолинитовых разностях, кислых и средних аркозах, различных типах граувакк и т. д.) в разных фациально-климатических обстановках и на разных уровнях эпигенеза. В работах данного направления накоплен огромный фактический материал, позволяющий сделать общие заключения о закономерностях формирования глинистых минералов в осадочных формациях [Коссовская, 1962; Коссовская, Шутов, 1963; Коссовская, Шутов, Дриц, 1963, 1975; Копорулин, 1966, 1978; Шутов и др., 1966, 1971; Тимофеев, Боголюбова, 1969, 1972; Тимофеев, 1970; Карпова, 1972; Тимофеев и др., 1974; Шутов, 1975; Соколова, Дриц, 1976; Соколова и др., 1976; Соколова, 1979; и др.).

Наиболее удачным объектом для решения поставленных задач оказались на континентах «контрастные» терригенные формации гумидного климата, угленосные формации и ряды терригенно-хемогенных и хемогенных формаций аридной зоны с широким диапазоном колебаний от нормально-морских осадков до отложений высоких стадий осолонения. Особенно многочисленные и детальные результаты накоплены по

угленосным формациям. Результаты этих исследований изложены на стр. 142.

Третье направление — это геокристаллохимия слоистых силикатов, в задачу которого входит на основе применения комплекса современных прецизионных физических методов исследования (рентгеновская дифракция, электронография, просвечивающая и растровая электронная микроскопия, микродифракция электронов, мессбауеровская и ИК-спектроскопия и др.) установление взаимозависимостей между кристаллохимическими и политипными модификациями минералов, свойственных определенным физико-химическим параметрам среды разных геологических обстановок. Основной целью направления является установление на кристаллохимическом уровне истории определенных минеральных видов в земной коре [Коссовская, Дриц, 1970, 1975, 1980; Шутов и др., 1966, 1971, 1975; Дриц, 1975; и др.].

Из приведенного краткого введения видно, что возникновение геокристаллохимии глинистых минералов диктовалось с самого начала потребностью в решении общих литологических и геологических проблем. Ниже будет рассмотрена история формирования и существования в осадочных и метаморфических обстановках трех главнейших представителей дисперсных слоистых силикатов; смектитов, слюдистых минералов и хлоритов. Для каждой из групп предложена геокристаллохимическая классификация, базирующаяся на взаимосвязях структурных особенностей минералов и условий их образования и распространения.

СМЕКТИТЫ

Смектиты представляют собой обширную группу минералов со сложными изоморфными замещениями во всех структурных элементах: Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg в октаэдрах, Si, Al, Fe^{3+} в тетраэдрах и разнообразными катионами и водой в межслоевых промежутках. Они характеризуются легкостью трансформаций, неопределенностью, эфемерностью структуры.

Смектиты легко образуются в очень широком диапазоне физико-химических и термодинамических условий поверхностной оболочки Земли. Они широко распространены в почвах, корах выветривания, в самых разнообразных типах осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в рудоносных отложениях, часто являются основным компонентом в различных образованиях, связанных с гидротермальной деятельностью. Как показали результаты исследований последних лет, полученные при изучении современных осадков и образцов из кернов глубоководного бурения, смектиты являются породообразующими минералами, присутствующими во всех типах пород осадочного чехла океанов (пелагические глины, карбонатные и кремнистые отложения, железомарганцевые конкреции и рудоносные осадки). Смектиты широко развиты среди продуктов изменения всех типов магматических пород — от кислых до ультраосновных. Смектиты интересны также в том отношении, что в ряде процессов минералообразования они являются как бы «эмбрионами» исходной фазы, с которой начинается формирование многих слоистых силикатов: слюд разного состава (иллиты, глаукониты, селадониты), хлоритов и различных смешанно-слойных минералов. При ретроградном или деградационном типе процессов минералообразования, напротив, в смектитах завершается история существования

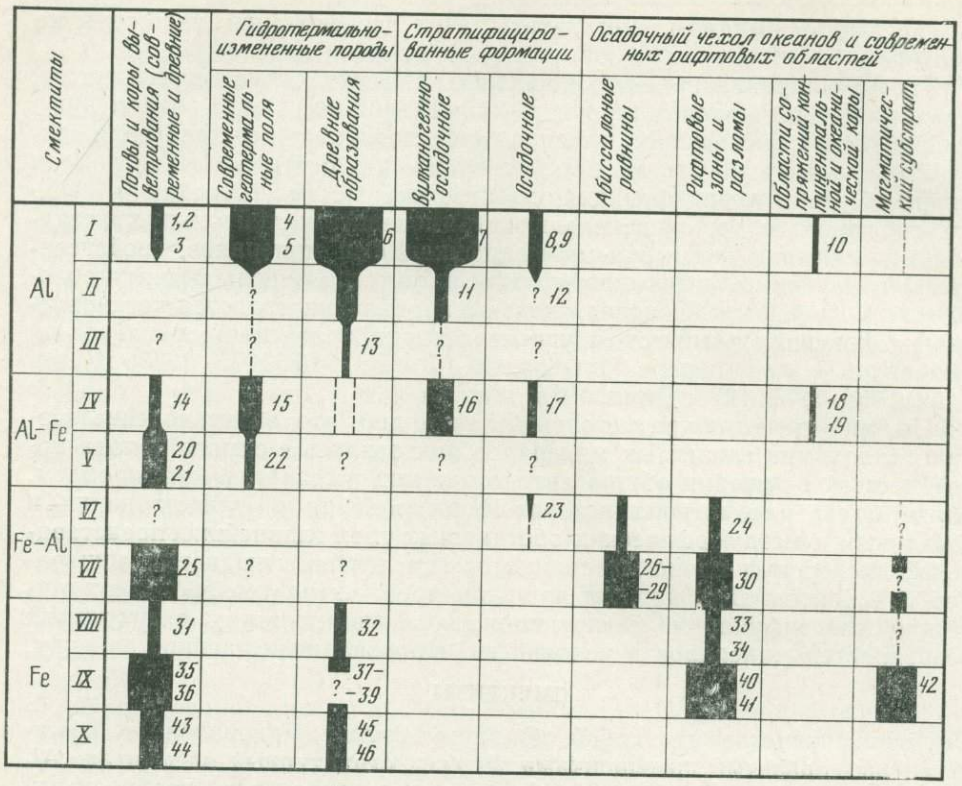


Рис. 2

Геокристаллохимическая классификация диоктаэдрических смектитов и их распространение в различных геологических обстановках

Al — **смектиты**, $z \leqslant 0{,}25$. *I.* Тетракремниевые Al-монтмориллониты:

1 — ископаемая почва на осадочных породах, Казахстан [Цеховский, 1973], $Si_{3,83}Al_{0,17}(Al_{1,47}Fe_{0,18}Mg_{0,35})Ca_{0,13}Na_{0,26}$;

2 — кора выветривания гнейсов, Ольхон [Чекин, 1975], псевдоморфоза по плагиоклазу. $Si_{3,83}Al_{0,17}(Al_{1,7}Fe_{0,04}^{3+}Fe^{2+}{}_{0,01}Mg_{0,25})Na_{0,05} \cdot Ca_{0,017}$;

3 — синтетический в прожилках, $Si_{4,02}(Al_{1,51} \cdot Fe_{0,15}^{3+}Mg_{0,29})K_{0,01}Ca_{0,18}$;

4 — глина геотермального поля Паужетки, $Si_{4,02}(Al_{1,46}Fe^{3+}{}_{0,09}Fe_{0,01}^{2+}Mg_{0,36})K_{0,27}Na_{0,02} \cdot Ca_{0,03}$;

5 — глинистые включения дацито-андезитового туфа геотермального месторождения о-ва Кунашир, $Si_{3,83}Al_{0,15}(Al_{1,39} \cdot Fe^{3+}{}_{0,28}Fe^{2+}{}_{0,03}Mg_{0,34})Ca_{0,18}$;

6 — бентониты в кислых вулканических породах, Вайоминг [Grim, Kulbicki, 1961], $Si_{3,96}Al_{0,04}(Al_{1,72}Fe^{3+}{}_{0,06}Fe^{2+}{}_{0,02}Mg_{0,15})$;

7 — бентониты; прослои пепла в угленосной формации Аляски [Reinolds, Anderson, 1967], $Si_{3,92}Al_{0,08}(Al_{1,48}Fe_{0,18}^{3+}Mg_{0,32})Na_{0,42}$;

8 — глина угленосной толщи, Якутия (Коссовская, Дриц, 1963], $Si_{3,98}Al_{0,12}(Al_{1,50} \cdot Fe_{0,18}^{3+}Fe_{0,07}^{2+}Mg_{0,25})K_{0,08}Na_{0,06}Ca_{0,03} \cdot Mg_{0,02}$;

9 — осадочная глина в терригенных отложениях продуктивной толщи Азербайджана [Коссовская, 1954], $Si_{3,94}Al_{0,06}(Al_{1,66}Fe_{0,06}^{3+}Mg_{0,30}) \cdot Na_{0,24}$;

10 — глина Норвежского моря, рейс 38, скв. 345, $Si_{3,83}Al_{0,17}(Al_{1,36}Fe_{0,23}^{3+}Fe_{0,05}^{2+}Mg_{0,28}) \cdot K_{0,15}Na_{0,33}Ca_{0,13}$.

II. Высокозарядные Al-Mg-монтмориллониты:

11 — бентониты в вулканогенных толщах ардиных обстановок(?), Аризона, тип Чето [Grim, Kulbicki, 1961], $Si_{3,93}Al_{0,07}(Al_{1,28} \cdot Fe_{0,99}^{3+}Mg_{0,71})$;

12 — прослои пепла в загипсованных терригенных породах, продуктивная толща Азербайджана [Коссовская, 1952], $Si_{3,90}Al_{0,10}(Al_{1,19}Fe_{0,03}^{3+}Mg_{0,71})$.

III. Al-бейделлиты:

13 — прожилки и синтетические образования, рудник Блэк Джек, Айдахо [Weir, Green Kelly, 1962], $Si_{3,48}Al_{0,52}(Al_{1,98}Fe_{0,02}^{3+}Mg_{0,01})$.

Al,Fe-смектиты, $0{,}25 < z < 0{,}5$.

IV. Тетракремниевые Al,Fe-монтмориллониты:

14 — тропические почвы на осадочных и кислых магматических породах, Африка [Paque, 1970], бурая эутрофная почва, $Si_{3,87}Al_{0,13}\cdot(Al_{1,45}Fe_{0,42}^{3+}Mg_{0,16})$;

15 — глинистые включения в дацито-андезитовом туфе, о-в Кунашир, $Si_{3,91}Al_{0,09}(Al_{1,36}Fe^{3+}_{0,40}Fe^{2+}_{0,02}\cdot Mg_{0,25})K_{0,04}Na_{0,02}$;

16 — бентониты [Кирсанов, 1972], $Si_{3,95}Al_{0,05}\cdot(Al_{1,43}Fe_{0,36}Mg_{0,12})K_{0,13}Na_{0,11}Ca_{0,10}$;

17 — глина в терригенных отложениях продуктивной толщи Азербайджана [Коссовская, 1952], $Si_{3,90}Al_{0,10}(A_{1,39}Fe_{0,36}^{2+}Mg_{0,30})$;

18 — олигоценовая глина Норвежского моря, рейс 38, скв. 345, $Si_{3,79}Al_{0,21}(Al_{1,31}Fe_{0,38}^{3+}\cdot Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,24})K_{0,08}Na_{0,29}Ca_{0,10}$;

19 — миоценовая глина Панамской котловины, рейс 38, скв. 155, $Si_{4,00}(Al_{1,25}Fe_{0,30}^{3+}Fe_{0,01}^{2+}\cdot Mg_{0,44})K_{0,05}Na_{0,04}$.

V. Al-Fe-бейделлиты:

20 — тропические почвы; вертисоль на граните [Paque, 1970], $Si_{3,59}Al_{0,42}(Al_{1,33}Fe_{0,49}^{3+}Mg_{0,21}$;

21 — солодизированные солонцы на мергеле [Paque, 1970], $Si_{3,41}Al_{0,59}(Al_{1,36}Fe_{0,48}^{3+}\cdot Mg_{0,19})$;

22 — глина геотермального поля хр. Камбального, Камчатка, $Si_{3,41}Al_{0,59}(Al_{1,51}Fe_{0,37}^{3+}\cdot Fe_{0,01}^{2+}Mg_{0,06})$.

Fe,Al-смектиты. $0,5 < z < 1,2$.

VI. Тетракремниевые Fe,Al-монтмориллониты:

23 — глина Керченского месторождения железных руд [Юрк и др, 1960], $Si_{3,79}Al_{0,21}(Al_{1,07}Fe_{0,77}^{3+}Mg_{0,15})K_{0,14}Na_{0,09}\cdot Ca_{0,07}$;

24 — современные осадки ВТП [Aoki et al., 1974], $Si_{3,99}(Al_{1,60}Fe_{0,84}^{3+}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,46})K_{0,06}\cdot Na_{0,21}Ca_{0,07}$.

VII. Fe-Al-бейделлиты:

25 — тропические почвы на основных породах [Paque, 1970], вертисоль на амфиболите, $Si_{3,67}Al_{0,33}(Al_{1,07}Fe_{0,53}^{3+}Mg_{0,47})$; вертисоль на базальте, $Si_{3,11}Al_{0,89}(Al_{0,95}Fe_{0,81}^{3+}Mg_{0,28})$;

26 — современная красная глина Тихого океана [Муравьев, 1972], $Si_{3,53}Al_{0,47}(Al_{0,96}Fe_{0,83}^{3+}\cdot Fe_{0,22}^{2+}Mg_{0,16})K_{0,16}Na_{0,03}Ca_{0,11}$;

27 — меловая глина Атлантического океана, рейс 2, скв. 9 [Коссовская и др., 1975], $Si_{3,54}Al_{0,46}(Al_{0,90}Fe_{0,80}Mg_{0,34})K_{0,23}Na_{0,03}\cdot Ca_{0,06}$;

28 — меловая глина Индийского океана, рейс 27, скв. 259 $Si_{3,69}Al_{0,31}(Al_{0,5}Fe_{0,63}\cdot Mg_{0,32})K_{0,21}Na_{0,04}Ca_{0,05}Mg_{0,06}$;

29 — меловая глина Тихого океана, рейс 20, скв. 196, $Si_{3,50}Al_{0,50}(Al_{1,20}Fe_{0,59}^{3+}Mg_{0,21})K_{0,24}\cdot Na_{0,06}Ca_{0,01}Mg_{0,11}$;

30 — современные осадки ВТП [Бутузова, Лисицына, 1976], $Si_{3,36}Al_{0,64}(Al_{0,38}Fe_{1,13}^{3+}\cdot Mg_{0,50})K_{0,24}Na_{0,48}Ca_{0,10}$.

Fe-смектиты, $1,2 < z < 3,0$.

VIII. Тетракремниевые нонтрониты:

31 — никеленосная кора выветривания ультрабазитов Урала [Манаева, 1975], $Si_{3,71}(Al_{0,29}\cdot Fe_{1,48}^{3+}Mg_{0,46})Ca_{0,20}$;

32 — прожилки и синтетические образования, магматический комплекс, Венесуэла [Isphording, 1975], $Si_4(Al_{0,02}Fe_{1,78}Mg_{0,21})Na_{0,02}\cdot Ca_{0,07}$;

33 — рудоносные осадки Красного моря [Бутузова и др., 1979], $Si_4(Al_{0,20}Fe_{0,38}^{2+}Fe_{1,91}^{3+}\cdot Mg_{0,29})K_{0,30}Na_{0,04}Ca_{0,16}$;

34 — гидротермальные осадки островов Галапагос [Hekinian et al., 1978], $(Si_{3,89}Al_{0,07}\cdot Fe_{0,0}^{3+})(Fe_{1,55}^{3+}Mg_{0,39})Ca_{0,03}Na_{0,35}K_{0,27}$.

IX. Нонтрониты:

35 — тропические почвы Африки [Paque, 1970], вертисоль на долерите, $Si_{3,41}Al_{0,59}(Al_{0,57}\cdot Fe_{1,26}^{3+}Mg_{0,27})$;

36 — почва на базальте [Ross, Hendrix, 1945], $Si_{3,38}Al_{0,62}(Al_{0,47}Fe_{1,37}^{3+}Mg_{0,27})$;

37 — прожилки в гранито-гнейсах Ольхона [Чекин, 1975], $Si_{3,37}Al_{0,63}(Al_{0,09}Fe_{1,87}^{3+}Fe_{0,01}^{2+}\cdot Mg_{0,02})Na_{0,02}Ca_{0,11}$;

38 — синтетические выделения на выветренных Fe-сапонитах Японии [Kohyama et al., 1973], $(Si_{3,52}Al_{0,48}Fe_{0,03}^{3+})(Fe_{1,81}^{3+}Fe_{0,01}^{2+}\cdot Mg_{0,24})K_{0,04}Na_{0,25}Ca_{0,13}$;

39 — замещение стивенсита в выветренных скарнах Урала [Коржинский, 1970], $Si_{3,39}\cdot Al_{0,61}(Al_{0,01}Fe_{1,84}^{3+}Fe_{0,03}^{2+}Mg_{0,12})Ca_{0,19}Mg_{0,07}$;

40 — рудоносные осадки Красного моря [Bischoff, 1972], $(Si_{3,58}Al_{0,26}Fe_{0,14}^{3+})(Fe_{1,45}^{3+}Fe_{0,45}^{2+}\cdot Mg_{0,80})K_{0,16}Na_{0,48}Ca_{0,05}$, $(Si_{3,20}Al_{0,26}Fe_{0,54}^{3+})\cdot(Fe_{1,69}^{3+}Fe_{0,25}^{2+}Mg_{0,19})K_{0,10}Na_{0,57}Ca_{0,05}$;

41 — рудоносные осадки оз. Малави [Müller, Forster, 1972], $Si_{3,59}Al_{0,41}(Al_{0,06}Fe_{1,89}^{3+}Mg_{0,11})\cdot K_{0,06}Na_{0,07}Ca_{0,11}$;

42 — подводное изменение базальтов, рейс 37, DSDP, $(Si_{3,60}Al_{0,39}Fe_{1,77}^{3+})(Fe_{1,77}^{3+}Mg_{0,28})K_{0,46}\cdot Na_{0,08}Ca_{0,02}$; $(Si_{3,57}Al_{0,08}Fe_{0,35}^{3+})(Fe_{1,63}^{3+}\cdot Mg_{0,46})K_{0,53}Na_{0,02}Ca_{0,03}$.

X. Тетраферринонтрониты:

43 — замещение амфибола в гнейсах Ольхона [Чекин, 1975], $Si_{3,42}Fe_{0,58}^{3+}(Fe_{1,82}^{3+}Fe_{0,17}^{2+})Na_{0,02}Ca_{0,23}$;

44 — синтетические образования в рудоносном теле Саксаганского месторождения, Кривой Рог [Никольский, 1953], $Si_{3,33}Fe_{0,67}^{3+}\cdot(Fe_{1,48}^{3+}Fe_{1,38}^{2+}Mg_{0,19})$;

45 — синтетические образования на Fe—Cu-сульфидах, $Si_{3,16}Fe_{0,84}^{3+}(Fe_{2,07}^{3+}Fe_{0,05}^{2+})Ca_{0,28}$;

46 — синтетические образования Дашкесанского месторождения [Груздев, Ротнин, 1958], $(Si_{2,98}Fe_{1,02}^{3+})Fe_{0,11}^{2+}Ca_{0,30}$. Толщина залитых столбиков соответствует масштабу распространения смектитов

многих, главным образом фемических минералов — биотитов, амфиболов, пироксенов.

В свете сказанного очевидно, насколько актуальными были всестороннее исследование смектитов и разработка их геокристаллохимической классификации (рис. 2) (В. А. Дриц, А. Г. Коссовская). Благоприятными обстоятельствами для этого является не только распространенность данной группы минералов, но и их потенциальная возможность фиксировать в своих тонких кристаллохимических особенностях разнообразие физико-химических и термодинамических обстановок, в которых они возникают. В кристаллохимии смектитов могут находить отражение самые различные стороны их генетической истории: 1) особенности породы и (или) минерала-хозяина; 2) среда осадкообразования; 3) механизм образования, например метасоматическое замещение или синтез из растворов; 4) приспособленность и стабильность существования в определенных диапазонах природных физико-химических обстановок и др.

Известно, что одним из наиболее важных параметров, по которому подразделяются различные смектиты, является степень их железистости, определяемая величиной z, т. е. содержанием Fe^{3+} в октаэдрических позициях структуры. В зависимости от z все диоктаэдрические смектиты делятся на четыре группы: алюминиевые ($z<0{,}25$), алюминиево-железистые ($0{,}25>z<0{,}5$) железисто-алюминиевые ($0{,}5>z<1{,}2$) и железистые (нонтрониты, $z>1{,}2$). Каждая из групп по величине и локализации заряда разделяется на тетракремниевую — с локализацией заряда преимущественно в октаэдрах и бейделлитовую — с локализацией заряда в тетраэдрах. Анализ материала показал, что химический состав минерала определяется в основном составом породы или минерала-хозяина или, в случае синтеза минерала из растворов, составом присутствующих растворенных компонентов, а распределение заряда диктуется условиями среды минералообразования (pH, Eh, концентрация «строительных» компонентов и др.). Оказалось, что определенные кристаллохимические группы и подгруппы смектитов широко развиты в одних геологических обстановках и очень редки, а иногда практически «запрещены» в других. На рис. 2 показано разнообразие основных типов геологических обстановок континентов и океанов, в которых встречаются смектиты.

Для каждого типа приведена типовая кристаллохимическая формула и дана конкретная геологическая ситуация распространения минерала. Коротко охарактеризуем некоторые генетически важные особенности основных кристаллохимических групп смектитов.

В группе Al-смектитов наибольшее распространение имеют обычные тетракремниевые монтмориллониты, отличающиеся исключительным постоянством состава в пределах различных месторождений бентонитов земного шара. Это легко объясняется тем, что Al-смектиты бентонитов образуются при видоизменении кислых вулканических пород при воздействии на них слабощелочных или нейтральных натриево-хлоридных вод, широко распространенных в областях кислого вулканизма. Любопытно отметить определенное влияние среды минералообразования на величину и распределение заряда среди Al-монтмориллонитов. В этом отношении весьма показательно присутствие монтмориллонитов, содержащих в тетраэдрах исключительно катионы кремния и имею-

щих близкий октаэдрический катионный состав. Монтмориллониты образовались в максимально кислых условиях, допускающих синтез 2 : 1 минералов (как бы предшествующих синтезу каолинитов) в совершенно различных геологических обстановках.

Примером чисто осадочного генезиса Al-монтмориллонитов могут служить полиминеральные глины, встреченные в составе пород верхнеюрской угленосной формации Якутского бассейна (см. рис. 2, 8). Было установлено, что первичным материалом формирования глинистого вещества являлись триоктаэдрические слюды. Удалось проследить динамику кристаллохимического преобразования гидрослюд, подчиненную фациальным обстановкам и зависящую от «агрессивности» среды осадконакопления. Она выражается в следующем ряде: триоктаэдрическая гидрослюда → хлорит-вермикулиты → монтмориллонит → каолинит. Среди многообразия поликомпонентных глин с перечисленными составляющими мономинеральные монтмориллонитовые глины оказались приуроченными к озерным осадкам с низкими скоростями седиментации, а каолинитовые — к отложениям болот и зарастающих водоемов, нередко перекрывающих озерные отложения [Коссовская, 1962; Коссовская, Дриц, Александрова, 1963].

В совершенно другом генетическом типе, а именно в пачке глин современного гидротермального поля Камчатки (Восточная Паужетка) наблюдается такое же близкое соотношение в разрезе монтмориллонитовых (см. рис. 2, 4) и перекрывающих их каолинитовых глин. В данном случае вся глинистая пачка образовалась при метасоматической глинизации агломератового дацито-андезитового туфа. Вертикальная зональность в составе глин определяется изменением pH гидротермальных растворов, меняющихся от слабощелочных в глубинных зонах до резко кислых на поверхности.

Таким образом, парагенетическая сопряженность низкозарядных Al-монтмориллонитов и каолинитов, возникающая в столь различных геологических обстановках, отражает, с одной стороны, конвергентность этого процесса глинообразования, а с другой — определяющую в нем роль pH. Как известно, в растворах с pH<6 алюминий присутствует в форме Al^{3+} и способен фиксироваться только в октаэдрической координации [Франк-Каменецкий и др., 1973; Тимошенко и др., 1975]. Таким образом, низкоразрядные монтмориллониты являются как бы крайним «кислым» членом ряда Al-смектитов; при дальнейшем понижении pH растворов идет образование каолинитов.

В породах осадочного чехла и продуктах изменения пород магматического субстрата океанов Al-смектиты практически не встречаются (рис. 2). Редким, но очень интересным и важным исключением являются Al- и Al-Fe-монтмориллониты, обнаруженные в скважинах DSDP Норвежского моря и Панамской котловины (см. рис. 2, *10*, *18*, *19*). Обе эти океанические структуры сопряжены с континентами, характеризуются субконтинентальным типом земной коры и проявлениями специфического приуроченного обычно только к окраинам океанических бассейнов щелочного кислого и среднего вулканизма. Появление Al- и Al—Fe-смектитов среди океанических пород может рассматриваться, по-видимому, как один из важных индикаторов проявлений трахитоандезито-дацитового вулканизма и присутствия «останцев» блоков коры континентального типа.

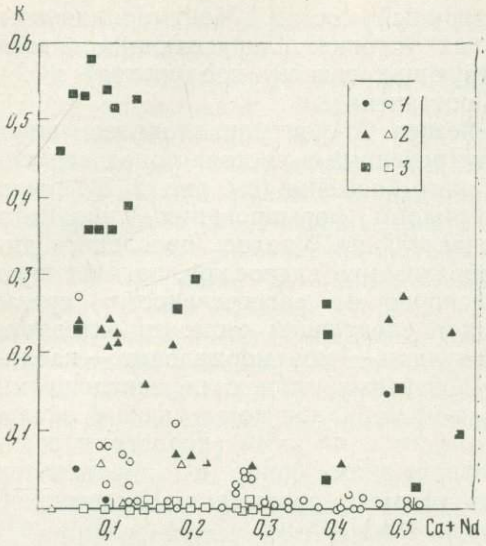


Рис. 3
Состав обменных катионов в смектитах континентов и океанов (по В. А. Дрицу, А. Г. Коссовской)

1,2 — смектиты: *1* — Al и Al=Fe, *2* — Fe=Al; *3* — нонтроиты. Залитые знаки — для океанов не залитые — для континентов.

В группе Al-Fe- и Fe-Al-смектитов особенно ясно проявляется зависимость величин тетраэдрического заряда от физико-химических условий на примере тропических почв разных ландшафтных зон. Степень замещения Si на Al в смектитах увеличивается по мере перехода от относительно интенсивно промываемых бурых эотрофных почв к слабо промываемым вертисолям и застойным солодизированным солончакам.

В следующей группе Fe-смектитов — тетракремниевые монтмориллониты очень редки. Чем больше Fe занимает октаэдрические позиции, тем сильнее проявляется «бейделлитовость» смектитов. Можно предположить, что искажение октаэдрических сеток при вхождении крупных катионов Fe^{3+} облегчает фиксацию Al в тетраэдрах, уменьшая латеральное несоответствие размеров, сочленяющихся в 2 : 1 слои тетраэдрических и октаэдрических сеток.

Помимо тропических почв, Fe-Al-смектиты широко распространены в красных глубоководных глинах — от современных до меловых в пределах абиссальных равнин океанов (см. рис. 2 и 3). Характерной особенностью океанических смектитов, отличающей их от сходных по составу континентальных смектитов тропических почв и кор выветривания, является необычно высокое содержание обменного K (до 0,50) при очень небольших значениях Ca и Na, являющихся основными обменными катионами смектитов континентов.

Среди генетических типов нонтронитов наибольшее значение имеют три: а) нонтроиты, образующиеся в почвах по основным и ультраосновным породам; б) нонтроиты кор выветривания или низкотемпературного гидротермального изменения самых различных изверженных, метаморфических и магматических пород, от кислых до ультраосновных, содержащих фемические минералы, а также пород железорудных и колчеданных месторождений (в последних нонтроиты часто связаны со скарнами и описывались под наименованием «гезенгериты»); в) нонтроиты рудоносных осадков современных седиментационных бассейнов рифтовых областей океанов и континентов.

Наиболее ярким и генетически ясным примером нонтронитов из современных рифтовых областей могут служить образцы смектитов, изученные Г. Ю. Бутузовой, В. А. Дрицем и др. [1979] из рудоносных осадков впадины Атлантис II Красного моря. Хотя эти образования описаны многими исследователями [Bischoff, 1972; Miller et al., 1966;

и др.], понять механизм образования смектитов и причины своеобразия отдельных разновидностей удалось только благодаря комплексному исследованию с применением всего арсенала новых методов структурного анализа. Этими авторами установлены две разновидности нонтронитов. В поверхностном образце, представляющем собой железокремниевый гель, смектит характеризуется плохой ориентировкой, под электронным микроскопом имеет неправильно-лепешкообразную форму, электронографическое изучение показывает беспорядочную ориентировку мелких кристаллитов. Это как бы начальная фаза синтеза смектита. Отсутствие данных химического анализа не позволяет дать кристаллохимическую типизацию минерала, однако значение $d_{(060)}=1{,}53$Å позволяет предположить, что катионы Fe^{3+} занимают не только октаэдрические, но и тетраэдрические позиции, т. е. минерал может быть отнесен к группе тетраферринонтронитов. Значение pH раствора поверхностного образца, равное 6, было достаточным, чтобы не препятствовать вхождению Fe в тетраэдрические слои.

Тетракремниевый нонтронит представлен образцом (см. рис. 2, *33*), взятым из той же колонки, но с глубины 4 м, где значение pH= =5,4—5,5. Более высокая кислотность среды предопределила присутствие в тетраэдрическом слое только атомов Si, т. е. здесь наблюдается та же закономерность, что во всех других группах смектитов, начиная от тетракремниевых Al-монтмориллонитов. Нонтрониты в нижней части колонки отличаются прекрасной раскристаллизованностью с типичными игольчатыми формами и характеризуются высокой степенью трехмерной упорядоченности. Для образцов, взятых из нижней части колонки, характерно присутствие высокого содержания K, который фиксируется в некоторой части слоев, придавая им «слюдоподобную» структуру. Способность железистых смектитов концентрировать в межслоях K из морской воды является их очень важной и характерной особенностью. Этим отличаются многие железистые смектиты современных и древних красных глубоководных глин океанов, так же как и смектиты, образующиеся при гальмиролитическом разложении базальтов (см. рис. 2, *26—29*, *33*, *42*).

Кристаллохимические особенности железистых смектитов рудоносных осадков седиментационных бассейнов современных рифтовых зон — оз. Малави [Muller et al., 1972], Красного моря [Bischoff, 1972; Miller et al., 1966; Бутузова и др., 1979], Галапагосской рифтовой зоны (рейс 54 DSDP) [Hekeinien et al., 1978] наиболее интересны, так как, по-видимому, являются «родоначальниками» обширной группы железистых хлоритов древних железорудных формаций. Возможности проследить кристаллохимическую эволюцию от ранних стадий синтеза Fe-смектитов до Fe-хлоритов древних железорудных формаций — одна из интересных задач геоминералогии. Нельзя исключить и потенциальную возможность решения обратной задачи — нахождение в особенностях структур Fe-хлоритов специфики первичной структуры их родоначальников — Fe-смектитов.

Разработанная геокристаллохимическая классификация смектитов является первой попыткой установления взаимосвязей между кристаллохимией и условиями образования этого сложного семейства минералов. Она должна помочь в систематизации обширного семейства смектитов и открывает возможности их использования как индикаторов

определенных геологических условий при исследованиях самых разнообразных и многочисленных объектов, в которых смектитам принадлежит важнейшая роль. Это особенно относится к изучению океанических осадков и продуктов подводного изменения пород магматического субстрата океанов, к измененным породам офиолитовых комплексов континентов, где специальные работы по изучению минералов со слоистыми структурами только начинаются, а также к ряду других объектов, привлекающих сейчас особенное внимание геологов. Предстоит очень большая работа по изучению не только диоктаэдрических, но и триоктаэдрических смектитов в продукатах низкотемпературных изменений основных магматических пород с позиций выявления истории их предметаморфизма. Уже сейчас очевидно, что многие ранее только оптически идентифицированные минералы (хлорофеиты, гидрохлориты, иддингситы и др.) являются различными модификациями смектитов.

СЛЮДЫ

Слюды распространены не менее широко, чем смектиты, но в отличие от последних встречаются не только в осадочных, но и в метаморфических породах, включая амфиболитовую фацию метаморфизма. Здесь рассматривается история только диоктаэдрических слюд; триоктаэдрические слюдистые минералы затрагиваются только в отношении их выветривания и видоизменения в осадочной оболочке Земли.

Выветривание, седиментогенез, диагенез. Широко известным минералом осадочных пород являются гидрослюды. Если аутигенный генезис глауконита никогда не вызывал сомнений, то вопрос о том, являются ли осадочные гидрослюды обломочными или новообразованными, до сих пор остается спорным.

В основу правильных представлений о генезисе гидрослюд, естественно, должны быть положены прежде всего данные об эволюции на начальных стадиях осадочного процесса двух главнейших слюдистых минералов кристаллических пород — мусковита и биотита. С этой целью было предпринято специальное изучение этих двух минералов при выветривании в гумидном типе диагенеза [Коссовская, Дриц, 1971]. Оказалось, что история развития их существенно различна. Биотит при разложении дает характерный ряд смешанно-слойных образований: триоктаэдрическая слюда → вермикулит и (или) подвижные хлориты → монтмориллонит. Помимо того, в качестве самостоятельного компонента образуется диоктаэдрическая гидрослюда типа 1Md.

Изменение мусковита при гумидном типе разложения происходит совершенно иначе. При его разложении не возникают промежуточные фазы, связанные с гидратацией минерала, т. е. предполагавшийся ряд мусковит → гидрослюда → монтмориллонит не существует. С начальных этапов разложения идет постепенное разрушение трехэтажных слоев слюды и образование двухэтажных слоев каолинита. Полученные результаты позволили сделать заключение, что слюды кристаллических пород не могут служить основным источником обломочных осадочных гидрослюд, хотя продукты видоизменения биотита, вероятно, вносят свой вклад в общий фонд формирования осадочных гидрослюд.

А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем [1971] была разработана геокристаллохимическая классификация семейства диоктаэдрических слюди-

стых минералов. Важной константой генетической типизации гидрослюд оказалась, так же как для смектитов, степень их железистости, определяемая коэффициентом $K_{Fe}=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al_{VI})$. Среди гидрослюд, образующихся в диагенезе, выделяются три группы: 1) Al-гидрослюды с K_{Fe} не выше 0,2; 2) Fe-иллиты, приуроченные к доломито-сульфатным фациям эвапоритовых формаций с K_{Fe}=0,2—0,2 и 3) глауконiты с $K_{Fe}=0,5$.

Существенный вклад в решение проблемы глауконита был внесен исследованиями, проведенными В. Д. Шутовым, М. Я. Кацем, В. А. Дрицем и др. [1975 г. и др.]. Этими авторами был применен новый метод изучения кристаллохимической гетерогенности глауконита с помощью разделения на градиентной трубке и последующим применением структурного анализа полученных фракций. Была изучена серия опорных образцов глобулярных глауконитов из отложений различного возраста, начиная от современных океанических осадков и кончая докембрийскими (вендскими) отложениями Русской и Сибирской платформ, а также обобщен большой литературный материал.

Полученные результаты показали, что исходным материалом для формирования глауконита служили смектиты. Глауконiты в известной степени наследовали первичный состав смектитов, варьировавший от нонтронитов до Al-Fe-смектитов.

Последующие стадии постседиментационного преобразования глауконита заключаются, с одной стороны, в его «созревании», т. е. в увеличении Al_{IV} по мере «удревнения» глауконита. Помимо того, по мере увеличения геологического возраста происходит иллитизация глауконита, связанная с его перекристаллизацией, в процессе которой из структуры выносятся катионы Fe^{3+} и октаэдрические позиции заполняются катионами Al. Этот процесс, как мы увидим дальше, типичен для всех слюдистых минералов.

Не исключено, однако, что в самые древние эпохи (рифей, палеозой) происходило, как считает И. В. Николаева [1977], также формирование глауконитов, первоначально обогащенных Al_{IV}.

Железистые иллиты представляют собой новую группу, образующую как бы «мостик» между глауконитами и иллитами. Все находки, которые были сделаны за последние 15 лет рядом исследователей, связаны с эвапоритовыми формациями.

Группа алюминиевых слюдистых минералов, наиболее широко распространенная среди осадочных отложений, генетически труднее всего диагностируется, особенно в породах, не переработанных процессами глубинного эпигенеза. Редкость мономинеральных образований усугубляет сложность их расшифровки. Тем не менее удается установить ряд родственных черт, которые обнаруживают Al-гидрослюды с заведомо аутигенными глауконитами и Fe-иллитами. Поля распространения иллитов и Al-гидрослюд — пород, не измененных эпигенезом, ограничиваются теми значениями тетраэдрического и октаэдрического зарядов, что и поля железистых иллитов и глауконитов (рис. 4). При переходе к иллитам пород зоны глубинного эпигенеза наблюдается отчетливое смещение к большим значениям тетраэдрического заряда и соответственно к меньшим октаэдрического. В породах, не измененных эпигенезом, иллиты и Al-гидрослюды, так же как глауконiты и железистые иллиты, имеют политипную модификацию 1Md или 1M.

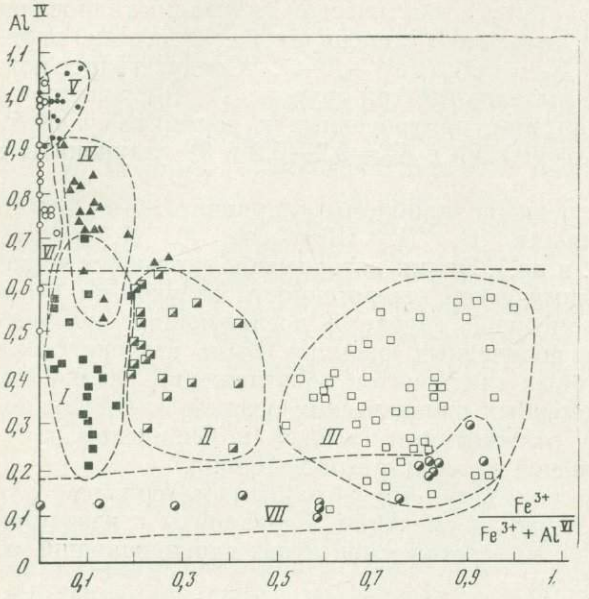


Рис. 4

Кристаллохимическая характеристика диоктаэдрических слюд различного генезиса

Поля осадочных слюдистых минералов политипа 1Md—1M, зона диагенеза — начального эпигенеза:

I — Al- иллитов;
II — Fe-иллитов эвапоритовых формаций;
III — глауконитов;
IV — поле слюдистых минералов политипов 1M и $2M_1$ зоны глубинного эпигенеза;
V — поле слюдистых минералов политипа $2M_1$ зоны метаморфизма;
VI — поле гидротермальных Al-слюд политипов 1Md, 1M $2M_1$, $2M_2$, 3T;
VII — поле селадонитов. Разными знаками показаны изученные образцы пород

Таким образом, общими особенностями всех гидрослюд, образующихся в диагенезе, являются: 1) низкий тетраэдрический заряд (0,2—0,6), т. е. высокое содержание Si в тетраэдрах; 2) политипные структуры 1Md, отличающиеся слабой упорядоченностью; 3) присутствие разбухающих слоев в структуре; 4) высокое содержание двухвалентных катионов; 5) относительно высокая железистость даже Al-группы. Все эти особенности являются унаследованными от первичной фазы монтмориллонита, которую, по-видимому, проходят все гидрослюды при своем формировании в диагенезе и раннем эпигенезе.

Глубинный эпигенез — метаморфизм. Гидрослюды пород, измененных глубинным эпигенезом — метагенезом, занимают как бы промежуточное положение между метаморфическими мусковитовыми слюдами и гидрослюдами типа 1M и 1Md пород, не измененных процессами эпигенеза. Они занимают вполне определенное поле на графике зависимости величины тетраэдрического заряда от степени железистости от 0,05 до 0,20. При переходе к зоне глубинного эпигенеза наблюдается постепенное увеличение тетраэдрического заряда (0,55—0,9), появление упорядоченных структур 1M и далее $2M_1$, исчезновение разбухающих промежутков, уменьшение содержания двухвалентных катионов.

В метаморфических породах мусковиты всегда относятся только к политипу $2M_1$, отличаются высоким зарядом (не менее 0,8) и существенной «очисткой» октаэдров от окисного железа и двухвалентных катионов. Интересный материал, позволяющий проследить историю мусковита в метаморфических породах, получен группой итальянских исследователей [Capriani e. a., 1971]. Полученные результаты позволяют проследить кристаллохимическую эволюцию мусковита, являющегося, как известно, «проходным» минералом, свойственным всем стадиям регионального метаморфизма. Самым важным является то,

что изменения, начавшиеся еще в собственно осадочном процессе, продолжаются на всех стадиях метаморфизма. Сущность этих изменений заключается в том, что по мере возрастания температур уменьшается содержание Si и Fe, увеличивается тетраэдрический заряд, уменьшается количество двухвалентных катионов. В силлиманит-альмандиновой фации мусковит приближается к идеальной формуле перед своим исчезновением и появлением ортоклаза. Мусковиты гранитов и пегматитов существенно отличаются от мусковитов метаморфических пород и имеют собственные поля распространения. Авторы предлагают использовать определенные пределы степени «чистоты» мусковитов для картирования фаций регионального метаморфизма.

Весьма примечательно, что тенденция приобретения Al четвертой координации (т. е. увеличения тетраэдрического заряда), столь обычная для минералов высокотемпературного метаморфизма, начинается на самых ранних этапах эпигенеза не только в перестройке характера гидрослюд (иллитов), но и при гидрослюдизации монтмориллонита в зоне начального эпигенеза. Это подчеркивает наследование метаморфизмом процессов раннего постседиментационного преобразования пород и важность знания их для понимания сущности метаморфизма.

ХЛОРИТЫ

Это обширное и кристаллохимически очень разнообразное семейство минералов, так же как и диоктаэдрические слюды, развито в породах самого различного генезиса. Хлориты постоянно присутствуют в осадочных породах, испытавших эпигенетические преобразования, очень широко развиты в породах фации зеленых сланцев, возникших как за счет первично-осадочных, так и первично-магматических образований, являются постоянными компонентами продуктов изменения основных и ультраосновных пород, повсеместно связаны с различными типами железных руд, широкое распространение имеют среди различных гидротермальных образований.

Этой сложной группой минералов занимались многие исследователи, предложившие несколько классификаций, в которых были сделаны попытки выявления коррелятивных зависимостей между составом хлоритов и условиями их образования [Сердюченко, 1953; Кепежинскас, 1965].

Подробное рассмотрение хлоритов, связанных с породами, принадлежащими к определенным генетическим типам, показало, что кристаллохимические особенности этих минералов содержат еще много индикаторных возможностей, отражающих условия их возникновения [Коссовская, Дриц, 1975].

Многие исследователи считали, что для осадочных пород типичны только Fe-хлориты, богатые трехвалентным железом. Mg-хлориты связывали обычно с продуктами разрушения ультрабазитов, серпентинитов. Оказалось, что эти данные неверны. Удалось установить, что чисто магнезиальные аутигенные хлориты являются типичными минералами совершенно не измененных эпигенезом осадочных пород терригенно-эвапоритовых формаций. Они распространены в широком диапазоне хемогенных и хемогенно-терригенных пород, начиная от гипсов и кончая галитами и калийно-магниевыми солями. Mg-хлориты эвапоритовых

формаций встречаются очень часто в тесном парагенезе с высокожелезистыми гидрослюдами — Fe-иллитами [Коссовская и др., 1975; Шутов, 1975; Соколова, 1979; Соколова, Дриц, 1976].

Кристаллохимическая характеристика Mg-хлоритов эвапоритов существенно отлична от таковой минералов этой же группы, формирующихся по ультрабазитам. Основное отличие — суммарное содержание Al (локализующегося как в октаэдрах, так и в тетраэдрах), которое в хлоритах осадочных пород всегда превышает 2,2, что позволяет весьма четко разграничивать эти два генетически различных типа чисто магнезиальных хлоритов.

Группа Fe-Mg-хлоритов чрезвычайно широко распространена среди различных осадочных и осадочно-метаморфических пород. Достаточно широко эти минералы встречаются также как продукты зеленокаменного изменения диабазов, спилитов, андезитов и базальтов. Однако Fe-Mg-хлориты, связанные с осадочными и осадочно-метаморфическими породами, отличаются более высоким содержанием Al по сравнению с хлоритами этой же группы, образующимися по магматическим породам.

По-видимому, высокое содержание Al в хлоритах может служить четким индикаторным признаком их происхождения за счет первично-осадочных пород. В этом случае оно обеспечивается глинистыми минералами, за счет преобразования которых образуются хлориты.

В магматических породах «сырьем» для образования хлоритов служат прежде всего фемические компоненты и стекловатый базис, в которых содержание Al, естественно, меньше, чем в глинистых минералах.

Таким образом, если рассмотрение динамики кристаллохимических преобразований диоктаэдрических слюд при метаморфизме позволило очень детально проследить все нюансы эволюции от монтмориллонита через гидрослюду к мусковитам метаморфических пород и далее к гранитоидам, то изучение хлоритов показало, что ими в метаморфических породах можно пользоваться как индикаторами пара- и ортопород и даже климатических обстановок формирования первично-осадочных пород.

Одним из характерных процессов, начинающихся в эпигенезе и развивающихся в метаморфизме, является переход в минералах окисных форм железа в закисные. Эта закономерность очень наглядно проявляется на примере Fe-хлоритов, часто связанных с рудоносными формациями от современных до докембрийских. Можно проследить ряды постепенной трансформации от нонтронитов и Fe-сапонитов современных рудоносных отложений Красного моря и Восточно-Тихоокеанского поднятия к «гидроферрихлоритам» с Fe^{3+} и F^{2+} в октаэдрах третичных железорудных месторождений (в частности, Керченского месторождения) до железистых Fe^{2+}-хлоритов докембрийских джеспилитов. Эти наследственные черты, сохраняющиеся от Fe-смектитов до Fe-хлоритов рудоносных формаций чрезвычайно интересны для разработки новой концепции генезиса джеспилитов. Возможность генетического сходства современных процессов рудообразования в рифтовых зонах с процессами эксгаляционного поступления железо-кремниевых растворов позволяет по-новому интерпретировать происхождение железорудных формаций докембрия, образование которых происходило в обширных седиментационных бассейнах с повышенной проницаемостью дна и активным поступлением эксгаляций [Boström, 1972].

Приведенные материалы для диоктаэдрических слюд и хлоритов, конечно, далеко не исчерпывают всех возможностей, которые содержит исследование кристаллохимии отдельных минералов или их сочетаний с целью использования как индикаторов типов и стадий метаморфизма, а также восстановления первично-осадочного или первично-магматического происхождения пород.

Динамика кристаллохимической трансформации и сущность происходящих преобразований подробно прослежены только для дисперсных слоистых силикатов, начиная от осадочных пород вплоть до ступеней регионального метаморфизма, охватывающих фацию зеленых сланцев и верхи амфиболитовой фации. Постепенная смена при метаморфизме структур слоистых силикатов ленточными, свойственными амфиболам, и далее цепочечными, свойственными пироксенам, кристаллохимически пока не исследована. Это несомненно очень перспективное направление, требующее постановки специальных исследований.

Специфика хлоритов в первично-осадочных и первично-магматических породах дает основание предположить, что кристаллохимия минералов и возможных смешанно-структурных образований в ряду: хлорит → амфибол → пироксен при прогрессивном метаморфизме осадочных пород будет отличаться от обратного регрессивного ряда пироксен → амфибол → хлорит видоизменения основных магматических пород.

Вполне очевидно, сколь важным критерием могут оказаться такие образования для снятия метаморфизма и диагностики пара- и ортопород. Большая перспективность этого направления подтверждается полученными недавно экспериментальными результатами и природными наблюдениями, показавшими существование нового структурного типа силикатов, представляющего как бы промежуточное звено между слоистыми и цепочечными структурами. Если пироксены образованы отдельными цепочками Si-тетраэдров, а амфиболы — лентами из двух пироксеновых цепочек, то основу этой структуры составляют ленты, состоящие из трех, пяти и большего числа цепочек Si-тетраэдров, соединенных между собой атомами кислорода. По-видимому, могут существовать разнообразные смешанно-цепочечно-ленточные силикаты, образующие такую же гамму промежуточных минералов между пироксенами и амфиболами, как это существует у слоистых силикатов [Дриц и др., 1973; Розанова и др., 1978].

ХАРАКТЕРНЫЕ ТИПЫ ПАРАГЕНЕЗОВ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

В предыдущих разделах была дана геокристаллохимическая типизация и рассмотрена история формирования и существования трех важнейших минералов со слоистыми структурами осадочных и метаморфических пород. Однако этим, как известно, не ограничиваются задачи геоминералогии. Цель — это установление на кристаллохимическом уровне истории формирования важнейших парагенезов минералов пород определенных геологических комплексов, типичных для разных геологических обстановок. Поэтому в настоящем разделе в качестве примеров рассмотрим особенности и историю формирования парагенезов глинистых минералов, типичных для осадочных отложений конти-

нентов, вулканогенно-осадочных комплексов островных дуг — областей, переходных от континентов к океанам, и, наконец, пелагических областей океанов. В породах каждого из этих крупнейших структурных элементов земной коры они отличаются глубоким своеобразием.

Остановимся на главнейших особенностях каждого парагенеза глинистых образований. Наиболее полно изложены новые материалы, мало или почти не освещенные в литературе. Давно и хорошо известные данные, например по очень детально изученным глинистым минералам угленосных формаций, ссылки на которые даны выше, представлены очень сжато с концентрацией внимания главным образом на основных принципиальных положениях и новых результатах.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ГЛИН КОНТРАСТНЫХ ФАЦИЙ ГУМИДНЫХ И АРИДНЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ

Для континентальных блоков рассмотрим особенности формирования глинистых минералов на примере двух контрастных геологических ситуаций, свойственных платформенным и миогеосинклинальным областям резко различных климатических областей: гумидной — на примере угленосных формаций и аридной — на примере эвапоритовых комплексов разных стадий осолонения от доломит-сульфатной до бишофитовой.

Глинистые минералы угленосных формаций. Материалы, полученные на основании детальных исследований многих угленосных бассейнов (Якутия, Иркутский бассейн, Печорский, Карагандинский, современные торфяники Колхиды, Кубы и др.), показали глубокую зависимость состава и особенностей глинистых минералов от фациальных обстановок, которые наиболее ярко проявляются в контрастных фациях и затушеваны в нейтральных, где превалирующее значение, особенно при быстром осадконакоплении, имеет обломочный фон глинистого вещества. Было сделано заключение об основных факторах, определяющих интенсивность аутигенного глинообразования. К ним в первую очередь относятся: 1) скорость осадконакопления, т. е. длительность пребывания осадка в зоне активного водообмена в диагенезе; 2) количество и реакционноспособность органического вещества; 3) степень «приспособляемости» данных глинистых минералов к условиям окружающей среды и др. Важным объектом этих исследований являлись смешанно-слойные минералы, которые часто бывают представлены сочетаниями различных фаз, отражающих определенные этапы переработки первичных глинистых минералов. Примером пород, где подробное кристаллохимическое исследование позволяет установить целую гамму изменений в составе глинистого вещества в зависимости от различных фациальных условий, могут служить глины мезозойских угленосных формаций Вилюйской впадины, Иркутского, Карагандинского, Воркутинского и других бассейнов [Коссовская, 1962, 1975; Коссовская, Дриц, Александрова, 1963; Копорулин, 1966; Коссовская и др., 1964; Шутов, 1975].

Очень важная и принципиальная работа для понимания истории развития глинистых минералов в типичных гумидных обстановках была выполнена П. П. Тимофеевым и Л. Н. Боголюбовой [Боголюбова, Ти-

мофеев, 1969; Тимофеев, Боголюбова 1971, 1972; Тимофеев и др., 1974] на примере изучения современных торфяников Колхиды, Кубы и Флориды. С исключительной детальностью авторами были исследованы типы микрофаций, первичный характер и особенности преобразования органического вещества, а также изменения глинистого материала, начиная от первичной обломочной мути и кончая трансформацией различных глинистых минералов в разных генетических обстановках. Было установлено, что интенсивность аутигенного минералообразования определяется составом исходного вещества терригенной глины и фациальным типом осадка области осадко- и торфонакопления, характеризующегося количеством реакционноспособного растительного материала, степенью его разложения и, что особенно примечательно, ботаническим составом болотных генераций. По мере увеличения количества гумифицирующегося растительного материала в осадке наблюдается все большее преобразование и разрушение наименее устойчивых монтмориллонита и хлорита. Так, например, фиксируется направленное изменение монтмориллонита в ряду: алеврито-глинистые осадки пойм и озер → отложения зарастающих водоемов → гумусовые осадки торфяных болот.

П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой [1972; Тимофеев и др., 1974] установлено совершенно новое и очень важное явление. Оказалось, что интенсивность переработки первичного глинистого материала может непосредственно определяться характером растительности. Так, было обнаружено особенно интенсивное разрушение гидрослюды под влиянием растущего на болоте тростника, «высасывающего» межслоевой калий. В результате минеральная часть тростниковых торфов оказалась обедненной гидрослюдой по сравнению с минеральной частью древесного торфа и исходной глиной, поступавшей в торфяник.

Последний пример с удивительной наглядностью иллюстрирует, сколь глубокое влияние оказывает специфика биогенного компонента даже еще при его жизни на судьбу глинистых минералов. Несомненно, это может иметь очень большое значение для расшифровки деталей эволюции глинистых минералов при выветривании и позволит раскрыть такие не поддававшиеся раньше объяснению явления, когда в одном разрезе при прочих равных условиях в некоторых глинах, подстилающих угольные пласты, гидрослюдистые минералы отсутствовали или имели деградированный характер, в других — отличались хорошей сохранностью.

Глинистые минералы эвапоритовых формаций. Не менее интересный материал был получен в последние годы Т. Н. Соколовой (1975—1979 гг.) при изучении глинистых минералов эвапоритовых формаций как индикаторов определенных стадий и обстановок галогенеза.

Для создания единой картины, иллюстрирующей особенности состава и условий образования глинистых минералов при хемогенном или терригенно-хемогенном осадконакоплении в осолоняющихся водоемах, необходимо проследить состав глинистых минералов в породах различных этапов осолонения водоема от терригенно-карбонатной седиментации до накопления галита и калийно-магниевых солей при однообразии состава первичного исходного терригенного материала. Последнее позволило бы судить, на каком этапе осолонения бассейна особенности исходной обломочной мути исчезают и она начинает служить только

«сырьем» для ассоциации аутигенных силикатных минералов, находящейся в соответствии с собственно хемогенным парагенезом [Коссовская, Соколова и др., 1975; Соколова и др., 1976; Соколова, 1979].

В качестве объекта исследований были выбраны: 1) верхнепермские отложения Оренбургского Приуралья, в разрезе которых присутствуют породы широкого гранулометрического и фациального спектров, что позволило проследить характер преобразования петрографически однотипного исходного материала от нормально-морских условий и начальных этапов осолонения (доломито-сульфатная стадия, соленость вод — 7—20%) до стадии садки галита (соленость вод до 28%); 2) нижнепермская (кунгурская) соленосная формация Прикаспийской впадины (купол Индер), в строении которой принимают участие горизонты калийно-магниевых солей, отражающие следующую после галитовой стадию осолонения бассейна — стадию садки калийно-магниевых солей (соленость вод 28—36%); 3) нижнепермская (кунгурская) соленосная формация Приволжской моноклинали. В разрезе формации наряду с калийно-магниевыми солями присутствуют линзы — пласты бишофита, образование которого возможно только в условиях предельной солености вод бассейна — 36—38% (эвтоника). Этот уникальный, пока единственный в мире разрез позволил изучить специфику глинообразования в экстремальных условиях эвтонической рапы.

Глинистые минералы доломито-сульфатной стадии осолонения. Верхнепермские отложения Приуралья делятся на четыре крупных литологических комплекса: нижний лагунный — уфимский, морской — нижнеказанский, верхний лагунный — нижнетатарский и аллювиально-дельтовый — верхнеказанский. Песчаники относятся к группе граувакк: в нижней половине диабазо-спилитовых, в верхней — фельзито-альбитофировых.

Важнейшей особенностью отложений является отсутствие зависимости между типом обломочного материала и ассоциациями глинистых минералов — она полностью затушевана и подчинена контролю физико-химических условий различных фациальных обстановок. При идентичном первичном составе обломочного материала ассоциации глинистых минералов в нижнем лагунном и морском комплексах совершенно различны, и, наоборот, несмотря на различный петрографический состав обломочного вещества в породах верхней и нижней частей верхнего лагунного комплекса, ассоциации глинистых минералов как в диабазо-спилитовых, так и в фельзито-альбитофировых одинаковы.

Изучение глинистых минералов показало их ярко выраженную кристаллохимическую специфику и аутигенное происхождение. Монтмориллонит, хлорит и смешанно-слойные образования хлорит — монтмориллонит, среди которых встречаются полностью упорядоченные типы корренсита, являются триоктаэдрическими магнезиальными силикатами. Слюдистые минералы отличаются высокой железистостью и принадлежат к группе железистых иллитов. Преимущественное развитие того или иного компонента (магнезиальных хлорит-монтмориллонитовых минералов или Fe-иллита) в породах фации осолоненных лагун определяется в первую очередь физико-химическими условиями осадконакопления, в частности степенью осолонения и катионно-анионным составом придонных и иловых вод.

Полученные результаты, а также литературные данные по составу глинистых минералов в соответствующих отложениях позволяют сделать вывод о том, что ассоциация смешанно-слойных магнезиальных хлорит-монтмориллонитовых минералов +Fe-иллит в целом может рассматриваться как индикаторная для доломито-сульфатной стадии осолонения бассейна при хемогенно-терригенном типе седиментации.

Глинистые минералы галитовой стадии осолонения. Верхнеказанские соленосные отложения, завершающие пермский этап соленакопления, приурочены к восточной окраине Русской платформы и изучены по материалам скважин Бугуруслан-Сорочинской впадины.

Постоянными компонентами тонкодисперсных фракций являются триоктаэдрический хлорит, существенно магнезиальный, хорошо окристаллизованный, не содержащий разбухающих пакетов, и железистый иллит, относящийся к политипу 1М, в структуре которого также отсутствуют разбухающие межслои. Смешанно-слойные хлорит-смектитовые образования различных типов, столь характерные для пород доломито-сульфатной стадии, полностью отсутствуют.

Таким образом, в условиях устойчивой химической садки галита при солености вод свыше 28% происходит формирование глинистых минералов со стабильной структурой. Это связано с тем, что рапа, насыщенная NaCl, характеризуется низкой степенью обводненности. Литификация галита, в процессе которой «отжимаются» все водные излишки, происходит чрезвычайно быстро, что способствует обезвоживанию межслоевых промежутков глинистых минералов.

Глинистые минералы стадий садки калийно-магниевых солей изучены на примере соляного купола-гиганта Индер, расположенного в зоне Центрально-Прикаспийской депрессии. Автором установлено среди соленосных отложений присутствие галопелитов, оказавшихся прослоями вулканических пеплов от трахит-липаритового до трахит-андезитового состава. Выявлена специфика глинистых минералов в солях и пепловых прослоях.

В калийно-магниевых солях наряду с незначительным количеством Mg-хлорита появляется новая ассоциация: серпентин, талькоподобные минералы и очень редкий минерал-гидроталькит. На основании данных химических анализов рассчитана формула, отражающая средний состав содержащихся в образце модификаций гидроталькита: $Mg_{5,3}Al_{2,7}(OH)_{16}(CO_3)_{1,1}(SO_4)_{0,25} \cdot 6{,}4H_2O$.

Появление ассоциации контролируется общей высокой магнезиальностью и соленостью вод (до 36%), отражающей определенные этапы развития солеродного бассейна.

Серпентин, гидратированный талькоподобный минерал и гидроталькит купола Индер можно рассматривать как минералы-индикаторы стадии садки калийно-магниевых солей. Два последних минерала установлены в соленосных отложениях впервые, до этого они были встречены только в продуктах изменения гипербазитов.

С преобразованием щелочного вулкано-пирокластического материала в условиях солеродного бассейна связаны синтез и появление своеобразной ассоциации весьма редких магнезиальных слюдистых минералов: это Mg-Al-слюда лейкофиллит (описанная ранее только дважды в виде единичных находок в вулканических породах) и также ранее не-

известный в осадочных породах смешанно-слойный минерал типа флогопит-вермикулит [Соколова и др., 1976].

Аутигенное минералообразование эвтонической стадии. Нижнепермская (кунгурская) галогенная формация на территории Приволжской моноклинали представлена мощной, циклически построенной толщей каменной соли с подчиненными прослоями ангидрита и калийно-магниевых солей. Каждый цикл начинается ангидритом и завершается калийно-магниевыми солями, перекрытыми в ряде случаев мощными (до 30—45 м) пластами бишофита.

Характерной особенностью всех нерастворимых остатков бишофитовых и карналлит-бишофитовых пород является чрезвычайно высокое содержание в них аутигенного кварца, достигающее в общем 30%, а во фракциях 0,001 мм — 16—20%. Кроме того, присутствуют тальк, гидроталькит и ранее неизвестный разбухающий минерал группы гидроталькита. Постоянный парагенез этих минералов и определяет специфику аутигенного минералообразования в условиях эвтонической рапы.

Трансформация поступавшего в бассейн седиментации алюмосиликатного вещества шла как бы по двум самостоятельным ветвям: с одной стороны, синтез несиликатного минерала — гидроталькита, а с другой — тонкокристаллического и дисперсного кварца, Al в специфических обстановках с низкими pH и высоким потенциалом Mg отличался высокой подвижностью и вместе с Mg образовывал октаэдрическую сетку метастабильного гидроталькита. Параллельно кремнезем, формируясь в виде тетраэдрических сеток, образовывал кристаллическую структуру кварца. Возможно, этот процесс протекал стадийно, показать это должны дальнейшие исследования. Таким образом, в условиях эвтонических хлормагниевых рассолов с концентрацией солей 36—38% не создаются условия для активного синтеза алюмосиликатов, а происходит как бы разобщение Al и Si в процессе аутигенного минералообразования.

Выполненная работа позволила дать полную модель алюмосиликатного минералообразования на разных стадиях осолонения, показала, что его ведущим фактором является физико-химическая обстановка, изменение которой направляет процесс аутигенного минералообразования и обусловливает его ярко выраженную кристаллохимическую специфику. Каждая стадия осолонения охарактеризована определенным парагенезом и определенными кристаллохимическими особенностями свойственных ей индикаторных минералов (рис. 5).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ГЛИН ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОБЛАСТЕЙ, ПЕРЕХОДНЫХ ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНАМ (ОСТРОВНЫЕ ДУГИ)

Глинистые образования вулканогенно-осадочных комплексов окраин континентов изучены далеко не полно. Систематическое изучение началось только в самые последние годы. Наиболее информативные материалы содержатся в работе О. В. Чудаева [1978], изучившего кристаллохимические особенности и парагенезы глинистых минералов в мощных третично-меловых граувакково-глинистых флишоидных комплексах Восточной Камчатки, в работе С. И. Набоко и С. И. Берхин [1970],

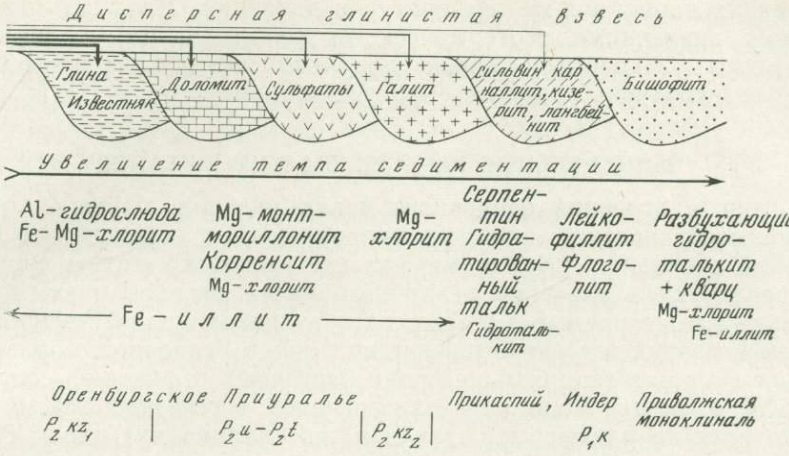


Рис. 5
Парагенезы аутигенных минералов разных стадий осолонения (на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы) [по Т. Н. Соколовой, 1979]

посвященной глинистым минералам плиоцен-миоценовых вулканогенных пород Курильских островов (о-в Кунашир), и материалах ряда японских исследователей [Iljima, Utada, 1971; Shimazu et al., 1971; Kimbara, Sudo, 1973; и др.]. Материалы разреза третичных отложений о-ва Кунашир изучались также детально по личным сборам в лаборатории генетической минералогии автором, Б. А. Сахаровым и Д. И. Кудрявцевым.

Ассоциация глинистых минералов достаточно типична и своеобразна. Преобладают разнообразные триоктаэдрические смешанно-слойные хлорит-монтмориллонитовые минералы, в том числе нередко упорядоченные типы корренситов, хлориты (дефектные или хорошо окристаллизованные), иногда, обычно в верхах разрезов, встречаются три- и дитриоктаэдрические монтмориллониты. Гидрослюды встречаются только спорадически и их содержание редко превышает 10—20%.

На первый взгляд ассоциация глинистых минералов вулканогенных пород дацито-андезито-базальтового ряда кажется сходной с глинистыми минералами хемогенных эвапоритовых серий. Однако это только кажущееся сходство. Хлориты и хлорит-монтмориллонитовые минералы сильно отличаются по кристаллохимическим особенностям; в эвапоритах они являются почти чисто магнезиальными, в вулканогенных породах — относятся к железистому или магнезиально-железистому ряду, причем их триоктаэдрический характер определяется высоким содержанием закисного железа. Характерна также очень небольшая роль гидрослюд. Материалы О. В. Чудаева [1978], изучившего 8-километровый разрез палеоген-меловых вулканогенных отложений Восточной Камчатки, а также данные японских исследователей показывают последовательную смену в разрезах Fe-Mg-смектитов смешанно-слойными корренситоподобными минералами и далее Fe-Mg-хлоритами. Эти минералы являются индикаторами определенных зон регионального эпигенеза в процессе начальных зеленокаменных изменений вулканогенных пород

в условиях нарастающих температур и давлений. Мощность зон определяется значениями геотермического градиента, но последовательность смены минералов может локально нарушаться воздействием высокотемпературных гидротермальных растворов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ГЛИН ОКЕАНОВ

Роль глин в строении осадочного чехла океанов. Прежде чем перейти к особенностям глинистых минералов и их парагенетических ассоциаций в океанах, необходимо сказать несколько слов о существенных различиях в строении осадочного чехла океанов и континентов. Оно выражается прежде всего в резко различном количественном соотношении главнейших петрографических типов осадочных образований, а также в значительно большей роли биогенных отложений, составляющих 80% от общей мощности чехла океанов, в то время как на континентах (как на платформах, так и в геосинклиналях) около 80% составляют кластогенные песчано-глинистые алюмосиликатные породы.

Неудивительно, что изучение истории минералообразования на разных стадиях — от седиментации и диагенеза до эпигенеза и метаморфизма базировалось на континентах главным образом на исследовании терригенных комплексов. В океанах изучению алюмосиликатных кластогенных отложений с позиций геоминералогического анализа не уделялось до последнего времени должного внимания.

Естественно, что при минералогических исследованиях пелагических алюмосиликатных пород океанов основное внимание должно быть сосредоточено на глинах, так как доля песчаных пород среди собственно океанических отложений крайне невелика. Именно глинистые породы могут нести наиболее полную информацию для решения ряда важнейших вопросов, связанных с формированием осадочного слоя океанов. К ним в первую очередь относится выяснение роли и путей поступления в океанический бассейн терригенного материала с континентов и ареалов его распространения в пределах разных геологических структур океана — шельфа, континентального склона, желобов и абиссальных равнин. При этом особенное внимание необходимо уделить изучению эолового приноса материала в пелагиали океанов. В течение длительного времени считалось, что в глубоководных океанических осадках довлеет седиментация, связанная с поступлением водным путем терригенного материала с континентов (Н. М. Страхов). Недавно А. П. Лисицыным [1977] показано, что роль терригенного материала в пелагиали ничтожна, так как 92% терригенного вещества, связанного с речным стоком, осаждается по периферии континентов. Кроме того, осадочный материал, поступающий с берега, должен испытывать глубокую трансформацию, многократно проходя через пищевые цепи аккумулирующих его организмов. Эта точка зрения существенно поколебала концепцию механического фракционирования и разноса поступающего в океан терригенного вещества. Однако это относится только к предполагавшемуся речному стоку. Роль эолового поступления вулканогенного и терригенного материала непосредственно в пелагиальные области может, по-видимому, оказаться очень важным фактором океанического алюмосиликатного минералообразования. Это показано в ряде исследований А. П. Лисицына [1974] и особенно наглядно выявлено в недавней ра-

боте Н. В. Логвиненко и др. [1978], детально изучившего минералогический состав красных глубоководных глин в поверхностной оболочке (верхние 4 м) северной части Тихоокеанского профиля. Не менее важным является установление индикаторных характеристик «собственно океанического» материала, поступающего за счет разложения магматических пород океанического субстрата и подтока гидротермальных растворов.

Глины шельфов и внутренних морей. Глинисто-алевритовые и глинистые породы пассивных окраин изучены по материалам рейса 38 в северной части Атлантического океана. Их характерной чертой является четкое наследование характера питающих провинций континента. Так, в Норвежской котловине обломочный материал, слагающий однообразные плохо сортированные сильноглинистые алевролиты, представлен переотложенной с платформы полевошпат-кварцевой ассоциацией в сочетании с большим количеством обломков кремней и биотита. Принадлежность кварца по генетической классификации И. М. Симановича [1978] к метаморфическим сланцам и комплексу древних гранитоидов позволяет рассматривать всю совокупность обломочного материала в качестве унаследованной щитовой ассоциации.

Глинистое вещество состоит почти нацело из кластогенных продуктов разложения триоктаэдрических слюд, в составе которых отчетливо фиксируется стадийно-переходная хлорит-монтмориллонитовая фаза. Генетически продукты преобразования биотитовых слюд связаны в своей основной массе с разрушением и переотложением древних кварц-биотитовых сланцев и гнейсов Гренландии.

Характер преобразования биотита, хотя и воплощается в широко известном ряду трансформации биотит → хлорит → вермикулит → монтмориллонит, но носит специфический характер по сравнению с этим же рядом стадийного изменения, изученным на континентах. Это своеобразие выражается в сохранении высокого содержания K_2O в структуре слоистых силикатов, которое могло иметь место только в морских условиях. В обстановках континентального выветривания калий является одним из первых элементов, выносящихся из решетки биотита.

Другая особенность — относительно низкое содержание хлорита, главнейшего компонента глин, связанных с разложением биотитовых слюд на континентах, и довольно высокое содержание каолинита. Любопытно подчеркнуть, что максимальное содержание каолинита отмечается в пиритизированных породах изобилующих текстурами биотурбации. Очень интересные данные, наглядно иллюстрирующие роль биоса на самых ранних фазах накопления океанических осадков, приведены в недавней работе В. Прийора [Pryor, 1975]. Этот автор, изучавший минералогию взвеси Миссисипи и поверхностный слой осадков побережья Мексиканского залива, показал большую недооценку роли биоса, который уже на первых этапах существования осадка существенно меняет минералогию глинистого вещества. В. Прийором показано, что только одни разнообразные роды Onuphis и Calianassa перерабатывают до 40 т глинистого вещества в год, при этом в кислых условиях пищеварительного тракта разрушаются бруситовые слои хлорита, уничтожаются смешанно-слойные минералы, деградирует структура иллита и увеличивается роль каолинита. Таким образом «лицо» глинистого осадка оказывается видоизмененным практически еще до диагенеза.

Данные В. Прийора объясняют, в частности, по-видимому, очень маленькую роль хлорита в Норвежском море. Воздействием биоса, возможно, обусловлено также очень небольшое (не больше 10%) количество хлорита в современных глинистых осадках Охотского и Японского морей [Курносов, Мурдмаа, 1976]. Хотя, казалось бы, хлорит и хлорит-смектиты, являющиеся абсолютно доминирующими глинистыми минералами «водосборов» вулканогенных комплексов Камчатки, Японии и Курильских островов, должны были бы присутствовать в значительном количестве и в осадках окраинных морей.

Таким образом, биогенный «отрыв» глинистой минералогии шельфов и внутренних морей, не говоря уже о пелагиали океанов, от таковой берегов осуществляется на самом раннем этапе осадочного процесса. Этот пример наглядно показывает, как велика роль органического вещества в трансформации первичного глинистого материала не только в наземных обстановках под воздействием растительности [Тимофеев, Боголюбова, 1972], но и в морских — при участии животных организмов.

Примером парагенезов глинистых минералов активных окраин могут служить плейстоцен-плиоценовые глины, изученные в Северо-Западной котловине Тихого океана и на плато Шатского по материалам скважин DSDP рейсов 6 и 20. Установлено, что толща глин с рядом хорошо сохранившихся пепловых прослоев имеет ритмичное строение, обусловленное как последовательностью эксплозий, так и различной степенью преобразованности вулканических стекол разного состава. Степень разложенности и глинизации стекол неодинакова, в некоторых прослоях стекла глинизированы почти нацело. Это определяется, по-видимому, длительностью перерыва между эксплозиями и продолжительностью непосредственного контакта пепловых прослоев с морской водой. Несмотря на ритмичный характер, во всех скважинах наблюдаются резкая поликомпонентность состава и обилие аморфной фазы в глинах самого верхнего слоя, а также быстрое нарастание содержания смектитового компонента вниз по разрезу.

Было очень важно установить особенности монтмориллонита и выяснить: поступал ли он с континента или образовался на месте. Ответ на этот вопрос был получен при изучении измененных в различной степени стекол под сканирующим электронным микроскопом. Переработка стекол в характерные «океанические» смектиты с «оборчатыми» или «капустовидными» агрегатными структурами устанавливается под сканирующим микроскопом однозначно. Не менее любопытным оказался тест на устойчивость к кислотной обработке. Все океанические смектиты характеризовались крайней нестойкостью, что несомненно существенно отличает их даже от наименее стойких Fe-Mg-смектитов континентальных пород.

Поликомпонентность верхнего слоя глин, относящихся обычно к современным плейстоценовым осадкам, является, по-видимому, характерной чертой не только для областей, прилегающих к континентам, но и для типичных пелагических глин. Эта закономерность была установлена [Лисицина, Дворецкая, 1972; Бутузова и др., 1977; Логвиненко и др., 1978] для поверхностного слоя красных глин профиля в северной части Тихого океана. Очень вероятно, что это — следствие нераскристаллизованности глинистого вещества в поверхностном слое. Отме-

ченная закономерность была проиллюстрирована В. И. Муравьевым [1974], показавшим, что основными компонентами современных пелагических глин Тихого океана являются палагонит и вулканические стекла, а содержание глинистых минералов составляет менее 10%. Близкие результаты получил Ф. Френлих [Fronlich, 1977—1978], установивший, что в Индийском океане современные глины состоят в основном из аморфных окислов Fe и Mn, а окристаллизованные смектитоподобные минералы появляются только со среднего плиоцена.

Глины пелагиали. Пелагические ферримонтмориллонитовые глины (Fe-Al и Al-Fe-смектиты) не только широко распространены среди собственно глинистых осадков, но и являются основной составляющей частью глинисто-биогенных карбонатных и кремнистых отложений. Под электронным микроскопом в верхней части разрезов смектиты имеют вид неправильных «сгустковых» частиц, оказывающихся при увеличениях в 10 000 и 30 000 раз состоящими из тончайших войлокоподобных спутанных игольчатых агрегатов. При движении вниз по разрезам всегда наблюдается улучшение раскристаллизованности смектита, появляются специфические игольчатые или лентовидные формы. Глубины, на которых наблюдается игольчатая раскристаллизация смектитов, существенно различаются: от нескольких метров до десятков и даже первых сотен метров. Так, например, в скв. 9 в Атлантическом океане массовая раскристаллизация ферримонтмориллонитов началась только на глубинах 250—300 м, в Панамской котловине (скв. 155) — на глубине около 35 м, а в Красном море, как уже упоминалось, игольчатые формы нонтронитов появились всего на глубине 4 м от поверхности осадка.

Появление игольчатой раскристаллизации, по-видимому, связано с длительностью океанического эпигенеза, протекающего в условиях сохранения высокой пористости и водонасыщенности глин, несвойственных континентальным глинистым отложениям [Коссовская, Гущина и др., 1975; Коссовская, Шутов, 1976]. Вероятно, другим фактором, интенсифицирующим раскристаллизацию, является повышенное значение теплового потока.

Изучение химического состава ферримонтмориллонитовых глин показало близость их состава в мезозойско-кайнозойских отложениях океанов, хотя при этом отчетливо выявляется существование различных групп: собственно ферримонтмориллонитовых, Fe-Mn-ферримонтмориллонитовых и высокожелезистых нонтронитовых глин, связанных, как было сказано выше, с современными рифтовыми зонами.

Интересные сведения дало сравнение по химико-минералогическому составу пелагических глин и продуктов подводного преобразования океанических базальтов. В последние годы появился ряд исследований, в которых освещается характер подводных преобразований образцов базальтов, полученных как при драгировании, главным образом, в Атлантике, так и при глубоководном бурении в Тихом океане [Метьюз, 1973; Melson, Thompson, 1973; Hart, 1973; Melson, 1973; Thompson, 1973]. Изменения базальтов выражаются в резком окислении железа, увеличении содержания O^{18}, воды и K_2O, уменьшении — CaO и MgO. Особенно интересным является то, что в процессе вторичных изменений резко возрастает содержание K_2O, достигающее 2,5—3,5%. Присутствие калия, элемента, чуждого обычным толеитовым базальтам, по мнению

всех исследователей, является результатом абсорбции его из морской воды глинистыми минералами. В последнее время появились данные, что очень энергичными концентраторами калия в измененных базальтах являются также новообразованные калиевые полевые шпаты [Симанович, 1979] и цеолиты. Установленное химико-минералогическое сходство продуктов подводного разложения базальтов и пелагических глин привело к заключению, что химическая и минералогическая однородность последних — следствие их образования за счет разложения однородных океанических базальтов. Очень любопытен факт, что в континентальных условиях геохимический процесс разложения базальтов протекает сходно (окисление железа, увеличение содержания H_2O, потеря Ca и Mg), и итогом этого является также появление смектитов, однако фиксации калия при этом не происходит [Коссовская, 1975; Коссовская, Шутов, 1976].

Помимо фоновых глин, близких к продуктам разложения базальтов, среди пелагических глин широко известны железисто-марганцовистые ферримонтмориллонитовые глины с содержанием Fe_2O_3 больше 8—10% и более, MnO больше 0,5—2%. Как было показано выше, имеется целая гамма переходов от Fe-Al-смектитовых глин с содержанием 1—3% до нонтронитов, связанных с рудоносными осадками областей интенсивного спрединга. По-видимому, образование ферримонтмориллонитовых глин с высокими содержаниями Fe и Mn происходит при суммировании материала палагонитизированной гиалокластики и гидротермального привноса дополнительных порций Fe, Mn (а также Cu, Ni, Zn, Pb и других микроэлементов), осуществляющегося в условиях высокой проницаемости океанической коры.

Большой интерес представляют палыгорскитовые глинистые осадки океанов. Изучение уникальной толщи палыгорскитовых глин эоценового возраста, мощностью свыше 180 м, вскрытых в Восточной Атлантике на площади от островов Зеленого Мыса до о-ва Мадейра (скв. 12, рейс 2 и скв. 137—141 рейса 14), позволило сделать ряд новых геологических выводов [Ломова, 1975, 1979; Коссовская, 1975; Коссовская, Гущина и др., 1975]. Область распространения глин пространственно совпадает с активной тектонической зоной — предполагаемым меридиональным разломом, параллельным Атлантическому хребту, и рядом пересекающих его глубинных разломов. В течение позднего мела и эоцена эта площадь служила ареной бурного проявления щелочно-базальтового вулканизма. На вулканических архипелагах и в ближайших районах континента был также интенсивно проявлен щелочно-базальтовый вулканизм с отчетливой дифференциацией пород по составу от трахитов до мелилитсодержащих нефелиновых базальтов. «Матрицей» для образования палыгорскита служили крайне нестойкие дисперсные продукты щелочно-базальтового вулканизма, «свидетели» которого обнаружены О. С. Ломовой в фракции $<0{,}01$ мм. К ним относятся имеющие разную степень разложения вулканические стекла, в том числе основного ряда, а также санидин, апатит, магнетит и, что особенно важно, единичные зерна таких редких и специфических для щелочного магматизма минералов, как мелилит, гельвин и почковидные образования гарниерита. Мелилит является характерным минералом нефелиновых базальтов, распространенных в этом районе, а гарниерит — минерал, обычно связанный с выветриванием никельсодержащих

основных пород, мог образовываться при высвобождении рассеянного в основных стеклах никеля. Под сканирующим электронным микроскопом четко видны особенности замещения палыгорскитом вулканических стекол (Ломова, 1979).

Высокая щелочность среды, являющаяся одним из необходимых условий палыгорскитообразования, обусловливалась характером исходного тефрового материала. Преобразование нестойкого щелочного витрокластического материала происходило в стадию диагенеза — начального эпигенеза, возможно с участием термальных Mg-растворов, приводящих к глубокому разложению стекла. Известно, что глубинные разломы, связанные с процессами атлантического рифтогенеза и контролирующие эманационно-гидротермальную деятельность, периодически активизировались с позднего мела до настоящих дней (геотермальная система в районе Азорских островов), что позволило предположить участие термальных растворов, обогащенных Mg, в формировании палыгорскитовых глин. Палыгорскиты охарактеризованных глин выделены О. С. Ломовой [1979] в особый генетический тип — камуфлированный вулканогенно-гидротермальный.

Мощные толщи практически мономинеральных палыгорскитовых глин обнаружены в осадочном слое океанов только в Восточной Атлантике. Возможно, это связано с тем, что этот район является площадью необыкновенно мощного развития щелочно-ультраосновного вулканизма в коре океанического типа [Gunn, Watkins, 1976; и др.].

В то же время проявления палыгорскитовой, а иногда и сепиолитовой минерализации в виде прожилков, включений или одной из составляющих компонент глинистых или часто глинисто-клиноптилолит-кристобалитовых пород распространены в океанах достаточно широко. Повсеместное развитие палыгорскитовой минерализации такого типа связано с породами всего мелового бассейна Тихого океана, изученного по материалам скважин DSDP рейсов 16, 17, 20 [Ломова, 1980]. Формирование палыгорскитов связано с гидротермальным преобразованием пирокластового, цеолитового или глинистого материала под воздействием гидротермальных Mg-растворов. Часто поздняя, явно наложенная палыгорскит-сепиолитовая минерализация обнаруживается в осадках, связанных с разломными зонами. Она описана на Срединно-Атлантическом хребте [Hathawy, Sachs, 1965] и, по-видимому, достаточно широко развита в разломных зонах хребтов Индийского океана [Скорнякова и др., 1978].

Резюмируя сказанное выше, уже сейчас можно сказать, что в океанах на основном общем фоне ферримонтмориллонитовых глин, связанных главным образом с продуктами разложения толеитовых базальтов, присутствуют специфические глины, которые могут рассматриваться как определенные индикаторы, способные фиксировать различные типы активных геологических обстановок. Довольно широко распространенные железистые и железисто-магнезиальные глины связаны с областями быстрого расширения океанического дна и, кроме того, вероятно, с региональными областями его повышенной проницаемости. Магнезиальные глины являются, видимо, индикаторами глубинных разломов, областей проявления основного щелочного вулканизма и поступления магнезиальных растворов, возможно, в участках пересечения глубоких разломных зон.

Продолжение работ по изучению минералого-генетических типов глин в океанах, картирование временного и пространственного распространения различных генетических типов глин может сыграть важную роль в реконструкции истории геологического развития океанов.

В заключение подчеркнем еще одно очень важное обстоятельство. Процесс стабильной фиксации калия из морской воды глинистыми минералами как в осадках, так и в продуктах гальмиролитического преобразования базальтов является как бы начальным этапом переработки материала океанической коры и приспособления его к накоплению качеств пород континентальной коры. Этому способствует также возрастание в осадочном слое содержания SiO_2 за счет биогенных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Москва; Баку: АзОНТИ, 1937.

Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5, с. 151—154.

Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицина Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис II.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 30—42.

Бутузова Г. Ю., Лисицина Н. А., Градусов Б. П. Аутигенный монтмориллонит в донных осадках станций № 655 к югу от Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 460—463.

Бутузова Г. Ю., Лисицина Н. А., Градусов Б. П. Глинистые минералы в осадках на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4, с. 3—17.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 156. Геол. сер., № 67).

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Пг.: Науч. хим.-техн. изд-во 1923. Т. 1, вып. 1.

Вернадский В. И. Очерки геохимии / Изд. 4-е. М.: ОНТИ, 1934.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале.— Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 81. Сер. Урал. комплекс. экспед. АН СССР, № 2.

Грауваккн. М.: Наука, 1972. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 238).

Гречин В. И. Миоценовые отложения Западной Камчатки: (Седиментация и катагенез). М.: Наука, 1976. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 282).

Дриц В. А. Структурные и кристаллохимические индикаторы слоистых силикатов.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 35—51.

Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Дмитрик А. А., Хаджи В. Е., Александрова В. А. О новом типе ленточных силикатов.— Кристаллография, 1973, т. 19, вып. 6.

Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Хаджи И. П. Условия образования и физико-химические свойства трехрядного ленточного силиката с радикалом Si_6O_{16}.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 32—41.

Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 295).

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5, с. 42—68.

Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965.

Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Наука, 1972.

Кац М. Я. Новые методы исследования минералов по их удельным весам.— В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 151—163.

Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. М.: Наука, 1966. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 158).

Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 306).

Кац М. Я., Симанович И. М. Кварц кристаллических пород. М.: Наука, 1974. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 259).

Кирсанов В. Н. Генетическая классификация и закономерности размещения бен-

тонитовых глин.— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972.

Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ним связанные.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11, с. 28—43.

Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4, с. 48—57.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ Русской платформы. М.: Наука, 1965. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 121).

Копорулин В. И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. М.: Наука, 1966. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 160).

Копорулин В. И. Генетические и кристаллохимические аспекты литогенеза терригенных пород некоторых районов Сибири и северо-востока СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 67—77.

Коржинский А. Ф. Стивенсит и нонтронит из скарновой зоны Балканского рудника на Урале.— Зап. ВМО. Сер. 2, 1970, ч. 99, вып. 5, с. 614—619.

Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 153. Геол. сер., № 64.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верховья. М.: Изд-во АН СССР, 1962, (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 63).

Коссовская А. Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 7—18.

Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Ломова О. С., Серебренникова Н. Д. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6, с. 12—34.

Коссовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород.— В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970, с. 51—58.

Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород.— Тр. / ГИН АН СССР, 1971, вып. 221, с. 71—95.

Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60—69.

Коссовская А. Г., Дриц В. А. Геокристаллохимия диоктаэдрических смектитов континентов и океанов.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1, с. 84—114.

Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2, с. 178—196.

Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках.— Тр. / ГИН АН СССР, 1971, вып. 221, с. 35—53.

Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов на начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 278—296.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 3—18.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и океанах.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 15—30.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2, с. 20—38.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований: М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 120—130.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Кристаллохимические особенности слоистых силикатов как индикаторы перехода осадочных пород в метаморфические.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 105—110.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 34).

Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975.

Курносов В. Б., Мурдмаа И. О. Глинистые минералы в современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5, с. 22—34.

Лемлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4, с. 99—101.

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

Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность (ответ на статью Н. М. Страхова «К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли»).— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 3—24.

Лисицына Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1959. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 11).

Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 3—25.

Логвиненко Н. В., Лазуркин В. М., Герасимов В. Н., Шуменко С. И. Красные глубоководные глины северной части Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 117—127.

Ломова О. С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики: (Материалы рейсов 2, 14 «Гломар Челленджер»).— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 105—115.

Ломова О. С. Генетические типы палыгорскитов и сепиолитов как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 336).

Ломова О. С., Дмитрик А. Л., Соколова А. Л. Клиноптилолит-палыгорскитовая ассоциация в океанских осадках.— В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980,

Манаева А. В. Контронит в коре выветривания Бельнинского гипербазитового массива.— Тр. Зап.-Сиб. отд-ния ВМО, 1974, вып. 1, с. 71—77.

Метьюз Д. Х. Измененные базальты банки Соуоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103—124.

Муравьев В. И. О генезисе опок.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4, с. 94—106.

Муравьев В. И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4, с. 24—38.

Муравьев В. И. Об образовании трепелов.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3, с. 93—107.

Набоко С. И., Берхин С. И. Состав и структура современных гидротермальных зеленых минералов месторождения Горячий Пляж (о. Кунашир).— В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, с. 71—78.

Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977.

Никольский А. П. Новые данные о докембрии Кривого рога.— Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2, с. 72—97.

Образование осадков в современных водоемах / Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, М. И. Князева, А. Н. Разживина, М. А. Ратеев, Д. Г. Сапожников, Е. С. Шишова. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Пробл. сов. геол., 1933, т. 1, № 1, с. 57—80.

Пустовалов Л. В. Ратовкит Верхнего Поволжья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. 1—2.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 112).

Розанова Т. В., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. Гидротермальная пироксен-амфибол-асбестовая порода из впадины Хессе (Восточно-Тихоокеанское поднятие).— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3, с. 3—16.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конструкция и классификация.— Тр. ИГН АН СССР, 1953, вып. 140. Минерал.-геохим. сер., № 14.

Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.

Сидоренко А. В. О значении физических методов для исследования минерального вещества.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 5—8.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972.

Симанович И. М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. М.: Наука, 1966. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 153).

Симанович И. М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 314).

Симанович И. М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 52—63.

Скорнякова Н. С., Курносов В. Б., Свальнов В. Н., Туранская Н. В., Цейтлин Н. Ю., Шевченко А. Я. Сепиолиты и палыгорскиты Индийского океана.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 29—45.

Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Русской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1979.

Соколова Т. Н., Дриц В. А. Своеобразные глинистые минералы эвапоритовой седиментации.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., 1976, с. 33—35.

Соколова Т. Н., Дриц В. А., Соколова А. Л., Степанова К. А. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6, с. 80—95.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1—3.

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

Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 65—92.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 198).

Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Междуведомственного комитета.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 3—15.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971, с. 169—190.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Фации и изменения глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3, с. 48—75.

Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Боголюбова Л. И., Дриц В. А. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3, с. 58—82.

Тимошенко А. А., Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В. Эпигенетическая зональность и координационное положение Al в диоктаэдрических минералах глин.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 161—164.

Ферсман А. Е. Геохимия. Л.: Госхимиздат, 1934. Т. 2.

Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 2, с. 129—142.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— Тр. / ГИН АН СССР, 1968, вып. 195, с. 9—202.

Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 246).

Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации. М.: Наука, 1973. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 242).

Чекин С. С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1973.

Чудаев О. В. Распределение глинистых минералов в флишоидных отложениях Восточной Камчатки.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1, с. 105—115.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1936.

Шутов В. Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных отложениях.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, кн. 3/4, с. 647—653.

Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк. М.: Наука, 1975. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 278).

Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфных модификаций каолинита в осадочных породах.— В кн.: Физические методы исследования пород. М.: Наука, 1966, с. 109—122.

Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе.— Тр. / ГИН АН СССР, 1971, вып. 221, с. 54—61.

Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. и др. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь: Крымиздат, 1960.

Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А., Соколова А. Л., Казаков Г. А. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975.

Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 221).

Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from the northeastern Pacific.— Pacific-Deep-Sea Research, 1974, v. 21, p. 865—875.

Bischoff I. A. A ferrous nontronite from the Red Sea geotermal system.— Clays and Clay Minerals, 1972, vol. 20, N 4, p. 217—223.

Boström K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments.— Stockholm Contribs Geol., 1972, vol. 27, p. 149—240.

Capriani C., Sassi F. P., Scolari T. Metamorphic white micast definition of paragenetic fields.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1971 vol. 51, N 1.

Fronlich F. Les composes silico-ferriques amorphes des sediments pelagiques neogenes et quaternaires de l'oceanes Indien austral.— Bull. Soc. geol. France, 1977—1978, t. 19, N 5, p. 1013—1019.

Grimm R. E., Kulbicki G. Montmorillonite high temperature relations and classification.— Amer. Mineral., 1961, v. 46, p. 1329—1370.

Gunn B. M., Watkins N. D. Geochimistry of the Cape Verde Islands and Fernande de Noronha.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 8, p. 1089—1100.

Hart R. A. A. Model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer II.— Canad. J. Earth Sci., 1973, vol. 10, N 6, p. 799—816.

Hathawy J. C., Sachs P. P. Sepiolite and clinoptilolite from the Middle Atlantic Ridge.— Amer. Mineral., 1965, N 7/8.

Hekinian R., Rosendahe B. R., Cronan D. S., Dmitrier Y., Goll R. M., Hoffert M., Humphris S. E., Matteys D. P., Petersen N., Roggenthen W., Schrader E. L. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from Galapagos spreading center.— Oceanol. acta, 1978, vol. 1, N 4, p. 473—482.

Iljima A., Utada M. Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosinclinal deposits in the Niigata oil field Japan.— Amer. Chem. Soc. Adv. Chem. Ser., 1971, vol. 10, p. 311—316.

Isphording W. C. Primary nontronite from Venezuelan Guavana.— Mineral., 1975, v. 60, N 9—10, p. 840—848.

Kimbara K., Sudo T. Chloritic clay minerals im tuffaceous sandstone of the Miocene green tuff formation, Yamanaka district, Ishikawa prefecture, Japan.— J. Jap. Assoc. Mineral., Petrol. Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 8, p. 246—258.

Kohyama N., Shimoda S., Sudo T. Iron-rich saponite (ferrous and ferrie forms).— Clays and Clay Miner., 1973, v. 21, p. 229—241.

Melson W. G., Basaltic glasses from the Deep-Sea Drilling Project chemical characteristics, composition products and fission track «ages».— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, vol. 54, N 11.

Melson W. G., Thompson G. Glassy abyssal, basalts Atlantic Sea floor near St. Paul's rocks: Petrography and composition of secondary clay minerals.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 2, p. 703—716.

Miller A. R., Desmore Z., Degens Z., Degens R. T., Hathaway I. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jochella A. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, vol. 30, p. 341—359.

Müller G., Forsther U. Recent-iron ore formation in Lake Malawi, Africa.— Mineral. deposita, 1972, vol. 8, p. 278—285.

Paque H. Ewolution geochimique des mineraux agileux dans les alterations de les sols des climats mediterraneens tropicaux a saisons contrastees.— Mem. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine, 1970, N 30.

Pryor W. A. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceos sediments in shallow marine environment.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 1244—1254.

Reynolds R. C. Jr., Anderson D. M. Cristobalite and clinoptilolite in bentonite beds of the Colville Groop, Northern Alaska.— J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, N 3, p. 966—969.

Ross C. S., Hendrics S. B. Minerals of the montmorillonite groupe.— Prof. Pap. U. S. Geol. Surv., 1945, 205R, p. 23—79.

Shimazu M., Tabucki A., Kusuda T. Metamorphism in the north-eastern part of Tanzawa Mountainland.— J. Geol. Soc. Jap. 1971, vol. 77, N 11, p. 701—722.

Thompson G. A geochimical study of the low-temperature interaction of sea-water in oceanic igneous rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, vol. 54, N 11.

Weir A. W. Green-Kelly W. Beidellite.— Amer. Miner., 1962, v. 47, N 1—2.

В. Н. Холодов

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД, ЕЕ РАЗВИТИЕ И ПРОБЛЕМЫ

СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Геохимия осадочных пород — новая ветвь геологической науки, исследующая закономерности распределения химических элементов в слоистой осадочной оболочке Земли (стратисфере) и те физико-химические процессы, которые приводят к их концентрации и рассеянию. Эта наука изучает также состав, размещение и генезис рудных скоплений химических элементов в современных осадках и древних осадочных толщах. Сопоставление и увязка кларкового и рудного процессов дают возможность исследователям, работающим в этой области, восстановить геохимическую жизнь Земли в каждый отдельный момент ее геологической истории, а сравнение этих разрозненных страниц в хронологической последовательности позволяет реконструировать эволюцию осадочных геохимических процессов в истории нашей планеты в целом.

Несмотря на то что геохимия осадочных пород по ряду проблем оказалась тесно связанной с общей геохимией и петрографией осадочных пород, ее важнейшие достижения несомненно возникли на базе сравнительно-литологических и литолого-фациальных исследований.

Как это было показано в трудах основоположника геохимии осадочных пород академика Н. М. Страхова [1957, 1960, 1968], главными теоретическими установками этой науки являются следующие:

1. Положение о том, что закономерности распределения химических элементов в морских водоемах определяются условиями мобилизации осадочного материала на водосборах, что в различных климатических зонах в процессе выветривания на континентах вырабатываются те формы миграции элементов, которые регулируют положение зон максимального накопления того или иного химического элемента на идеальном фациальном профиле морского водоема. В конечном счете процессы осадконакопления в морских и океанских водоемах представляют собой результат физико-географического взаимодействия областей питания и водоемов стока, в котором сложно переплетаются процессы чисто механической, биогенной и химической седиментации.

2. Представление о многостадийности осадочного породообразования, в котором можно различать формирование осадка (седиментацию), превращение его в породу (диагенез) и последующие вторичные преобразования (катагенез, метаморфизм, выветривание), причем процессы миграции и концентрации химических элементов не ограничиваются стадией седиментации, а в некоторых условиях энергично продолжаются на более поздних этапах процесса. Так, например, по Н. М. Страхову [1953], подавляющая масса аутигенных минералов, известных в осадочных отложениях, формируется не в водной массе бассейна, а в полужидких илах на стадии диагенеза, в совершенно осо-

бых, специфических условиях полузамкнутых систем. При этом в иловых водах большое значение преобретают явления биогенной сульфатредукции, диффузии, ионообменных реакций и сорбций, тиксотропии, коагуляции и синерезиса, в результате чего создается чрезвычайно пестрая физико-химическая среда, принципиально отличная от среды, господствующей в водной массе бассейна. Характерно также, что физико-химическое уравновешивание осадка, происходящее в диагенезе, протекает при подавляющем влиянии разлагающегося органического вещества, в рамках определенных петрографических типов осадков, созданных еще на стадии седиментации; поэтому диагенетическое минералообразование обычно в значительной степени предопределяется предшествующими процессами седиментогенеза, вписывается в первичный литолого-фациальный план отложений, наследуется от стадии седиментации.

3. Утверждение, что главные типы распределения кларковых содержаний химических элементов в осадках и породах («пестрый» и «упорядоченный» типы), а также формирование рудных парагенетических ассоциаций (Fe, Mn, Al, Cu, Zn, Pb и др.) в пределах континентального блока теснейшим образом связаны с господствующим здесь типом литогенеза — ледовым, гумидным, аридным или вулканогенно-осадочным. Пространственное размещение рудных накоплений в пределах океанского блока определяется главным образом гидродинамикой вод и эксгалятивно-вулканическими процессами.

Методологической базой геохимии осадочных пород является сравнительно-литологический метод, примененный, развитый и обоснованный в трудах Н. И. Андрусова, Я. В. Самойлова, А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова.

Как известно, сравнительно-литологический метод заключается в том, что представления об условиях образования и способе возникновения *современных* осадков используются для исследования генезиса *древних* осадочных пород и руд, гомологичных этим осадкам. При этом в рамках сравнительно-литологического метода возможны два подхода.

При первом, собственно актуалистическом, подходе изучение преимущественно сосредоточивается на *современных* областях питания и бассейнах седиментации. Естественные системы, в которых образуются современные осадки, геохимики рассматривают как природные лаборатории. В них изучаются физико-химический состав вод, газов, органических компонентов осадков, составляются представления о геохимии процессов осадкообразования в целом, а затем полученные данные прилагаются для расшифровки аналогичных древних геохимических явлений, зафиксированных в толщах осадочных пород.

Изучение современных геохимических процессов должно обязательно сопровождаться широким применением физикохимии, особенно диаграмм физико-химических равновесий и термодинамических расчетов. Когда такого рода исследования не дают однозначного решения задачи, рекомендуется постановка соответствующего эксперимента, причем в условиях, максимально приближающихся к природным.

При втором, историко-геологическом подходе главное внимание исследователя сосредоточено на получении генетической информации, скрытой в самих *древних* осадочных породах, хотя и здесь воз-

можные аналогии с современным осадконакоплением имеют большое значение. В этом случае представления о генезисе возникают либо благодаря изучению парагенетического сочетания элементов, минералов, горных пород, фаций и формаций, слагающих осадочные отложения, либо путем выяснения их пространственно-временных взаимоотношений между собой, а также с палеогеографическими элементами или геотектоническими структурами региона.

Применение парагенетического анализа различных геологических образований основано на том, что изучение сочетания химических элементов, минералов или горных пород может дать гораздо больше генетической информации, чем исследование одного элемента, минерала или одной горной породы; несколько уравнений с несколькими неизвестными представляют собой разрешимую задачу, тогда как одно уравнение с несколькими неизвестными нерешаемо.

Использование пространственно-временных, стадиальных взаимоотношений опирается на широко известное в геологии правило, согласно которому пересечение телом А тела Б свидетельствует о более позднем образовании тела А. В более общем виде это же положение позволяет предполагать, что конформные взаимоотношения геологических тел чаще всего обусловливаются нормальным развитием геологических процессов, тогда как дискордантные взаимоотношения обычно бывают вызваны наложением одного геологического процесса на другой.

В целом, удачно сочетая приемы парагенетического анализа и методы пространственно-временных взаимоотношений, геохимик, исследующий древние осадочные образования, может построить более или менее верный макет их происхождения. Более подробно это рассмотрено в статье В. Н. Холодова и В. Г. Хитрова [1974].

Разумеется, что ни собственно сравнительно-литологическое (актуалистическое), ни историко-геологическое направление не может претендовать на полную методическую самостоятельность. Оба подхода диалектически связаны друг с другом и зачастую совершенно неразделимы в сознании исследователя.

В то же время само существование этих взаимокорректирующих направлений позволяет иногда одну и ту же генетическую гипотезу проверять двумя независимыми путями.

Плодотворное геохимическое исследование осадочных отложений всегда осуществлялось и должно осуществляться на базе литолого-фациального анализа, так как только он позволяет уверенно выделять и ограничивать ту первичную геохимическую однородность, которая является краеугольным камнем опробования, усреднения, вычисления средних содержаний, эталонирования и многих других геохимических построений.

Изучение осадочных отложений без выяснения их литолого-фациального состава, чревато грубейшими ошибками, лишено методической почвы и сводится обычно к отбору случайных проб, не представляющих природных тел и явлений [Холодов, Тимофеев, 1975].

Предваряющий собственно геохимические исследования литолого-фациальный анализ представляет собой сумму приемов, с помощью которых устанавливаются типы физико-географических обстановок прошлых эпох и комплексы осадочных отложений, им соответствующие.

Путем изучения текстур осадочных пород, фаунистических остатков, характера ритмичности отложений, их вещественного состава, вторичных преобразований (диагенез, катагенез, гипергенез и др.) и реконструкций той палеоклиматической и палеотектонической обстановки, в которой сформировались осадочные отложения, выделяются фациальные типы отложений (литофации); их пространственные взаимоотношения в разрезе (литолого-фациальный профиль) и на площади (литолого-фациальная карта) должны являться отправной точкой для последующих геохимических построений.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ И РОЖДЕНИЕ ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Геохимия осадочных пород в ее современном понимании зародилась в 60-х годах XX столетия, главным образом как результат прогрессирующей «химизации» литологии, т. е. ее перехода с минералого-петрографического, формационного и «бассейнового» на атомарный уровень познания. Хотя основу геохимии осадочных пород и составили положения, возникшие на базе теории литогенеза, эта наука в процессе зарождения ассимилировала также те планетарные геохимические идеи, которые возникли в общей геохимии. К их числу принадлежат представления об эволюции и составе гидросферы, о роли биосферы и ее влиянии на газовый состав атмосферы, о строении и химическом составе стратисферы или осадочной оболочки планеты, о зонной плавке как главном факторе выплавления и дегазации Земли, о геохимической эволюции процессов рудообразования.

Развитию отечественной литологии посвящено огромное количество публикаций. С разных точек зрения этой проблемы касались В. П. Батурин [1947], Л. Б. Рухин [1953], М. С. Швецов [1958], Г. И. Теодорович [1958], Н. В. Логвиненко [1967], Н. М. Страхов [1971], В. Н. Холодов [1974]. Основные достижения этой науки, ее периодизации и проблемы были описаны в редакционных статьях журнала «Литология и полезные ископаемые»: «Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи» [1967], «Проблемы литологии в новой пятилетке» [1976] и «Литология в СССР — ровесница Октября» [1977].

Гораздо меньше внимания уделено развитию этой науки за рубежом, хотя здесь появление первых литологических работ относится к 80-м годам прошлого столетия. Зарождение микроскопического метода изучения осадочных пород и руд датирует возникновение литологии в Европе; президентская речь Г. Сорби [Sorby, 1880] «О текстурах и происхождении неизвестковых слоистых пород», произнесенная им перед Лондонским геологическим обществом в 1879 г., послужила началом всеобщего увлечения литологическими наблюдениями.

В развитии литологии выделяются три крупных периода. Первый охватывает интервал с 80-х годов XIX в. до начала 40-х годов XX в.; второй — от 40-х до начала 60-х годов, а третий продолжается с 60-х годов по настоящее время.

На протяжении первого периода, который может быть назван «петрографическим», усиленно собирались сведения о составе, текстурах, структурах и генезисе осадочных пород и руд. В это время детально

исследуются песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, кремнистые породы, а также фосфориты, бокситы, железные, медные и марганцевые руды, калийные соли, угли, нефть, горючие сланцы и сера, разрабатываются их классификации. В изучении осадочных отложений применяются методы фациального и фациально-экологического анализа, появляются отдельные обобщения в области геохимии осадочных пород, продвигается вперед исследование современных морских отложений.

Большинство крупных литологических работ этого периода как в России и СССР, так и за рубежом представляет собой типичные петрографо-минералогические обобщения, содержащие лишь элементы геохимии. Это монографии А. Н. Заварицкого [1932], М. С. Швецова [1934], первое издание книги Д. В. Наливкина [1932]; сходным образом построены и работы известных зарубежных ученых — А. Грабау [Grabau, 1913], Л. Кайо [Cayeux, 1916, 1929, 1935], И. Лаппарана [Lapparant, 1923], А. Хаддинга [Hadding, 1927—1932], Г. Мильнера [Milner, 1922], У. Твенхофела [Twenhofel, 1926], В. Крумбейна и Ф. Петтиджона [Krumbein, Pettijohn, 1938].

Особое место в литологии первого периода занимают исследования так называемого сравнительно-литологического направления, которым впоследствии было суждено перерасти в общую теорию осадочного процесса и обусловить возникновение геохимии осадочных пород; в связи с этим мы остановимся на них несколько более подробно.

Начало изучению современных морских и океанических осадков было положено трудами Дж. Меррея и А. Ренара, которые после почти четырехлетнего кругосветного путешествия на судне «Челленджер» опубликовали монографию «Deep-sea deposits» [1891]. В ней была разработана классификация современных осадков, описаны условия их образования, разобрана проблема источников вещества и обоснована общая схема седиментации в морях и океанах. Работа была построена на глубокой уверенности в существовании определенных и закономерных фациальных связей между осадками и средой их образования. «Я обычно просил своих ассистентов — писал Дж. Меррей — отбирать мне пробы из нескольких тысяч образцов без малейших указаний на океан и глубину, с которой взята проба. После изучения я отмечал на карте район, из которого предполагал взятие пробы и устанавливал в то же время вероятную его глубину. В большинстве случаев, около 9 из 10, положение определялось мной правильно...» [Murray, Renard, 1891, с. 181].

Нельзя также не отметить, что химические исследования воды океанов, распределения в ней газов и некоторых элементов, выполненные английскими океанологами, явились исходной точкой для дальнейшей разработки геохимии океанов и морей.

Эта работа в целом дала мощный толчок для изучения современных морских осадков как у нас, так и за рубежом.

Среди ряда талантливых последователей Дж. Меррея и А. Ренара в России особенно выделяется академик Н. И. Андрусов — один из крупнейших литологов и палеонтологов XIX — начала XX в. По инициативе Н. И. Андрусова были предприняты первые планомерные исследования современных осадков Черного моря. Им было сделано подробное описание модиолового (фазеолинового) ила, открыты заросли

филлофоры, обнаружено сероводородное заражение черноморских глубин и дано верное толкование этого явления. Позднее Н. И. Андрусов исследует фауну и осадки Каспийского моря, его береговые линии и особенно отложения Кара-Богаз-Гола; им также были изучены современные осадки Мраморного моря и истолковано геологическое происхождение проливов Босфор и Дарданеллы.

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

В сентябре 1897 г. на 7-м Международном геологическом конгрессе в Петербурге по инициативе академика Н. И. Андрусова и известного немецкого геолога И. Вальтера была выдвинута идея о создании Международного плавучего института. В программе, написанной Н. И. Андрусовым и подписанной Э. Геккелем, А. П. Карпинским, К. Циттелем и Дж. Мерреем, отмечалось следующее: «Мне кажется, что геолог не может полностью понять осадки прежних эпох, если он не знаком с ними в современной обстановке их возникновения. Мы не можем представить себе палеонтолога, изучающего вымерших животных или растения, не располагая сведениями о ныне живущих формах. Бесспорно, можно описывать и изображать окаменелые раковины, кораллы и другие ископаемые, не зная многого об анатомии живых форм; но никто не будет оспаривать, что ценные палеонтологические работы могут быть поставлены только при основательном знании живущих организмов. Столь же трудно хорошо понимать, так сказать, «окаменелые» осадки, не изучив «живущие» [Андрусов, 1965, с. 73, разрядка моя.— *В. Х.*].

Из приведенной цитаты, впрочем, так же как и из ряда опубликованных работ, можно видеть, что Н. И. Андрусов большое значение придавал сравнению современного осадкообразования с прошлым, был одним из пионеров сравнительно-литологического подхода.

Уже после Великой Октябрьской социалистической революции, в 20-х годах, планомерное изучение современных морских осадков в морях СССР продолжил Я. В. Самойлов. Он возглавил кафедру минералогии Московского университета и организовал лабораторию, которая начала исследования Баренцева, Карского и отчасти Черного и Балтийского морей. В составе этой научной ячейки находились М. В. Кленова, Т. И. Горшкова, А. Г. Титов, К. Ф. Терентьева и другие известные литологи-океанографы.

В статье «Очередные работы в области изучения осадочных пород» Я. В. Самойлов [1929] развил и дополнил литологические принципы, намеченные Н. И. Андрусовым. Эта работа, как отметил Н. М. Страхов [1971], представляла собой законченную программу сравнительно-литологических исследований. «Осадочные породы — писал Я. В. Самойлов — в главной своей массе представляют по своему происхождению осадки морского дна ... Совершенно очевидно, какое существенно важное значение в вопросе о подобных осадочных отложениях имеет возможно более детальное исследование современных осадков морского дна» [Самойлов, 1929, с. 108].

«Итак,— заключает он свою статью — общая схема изучения осадочных пород морского происхождения сводится к следующему. Мы стремимся мысленно освободить осадочную породу от всего последующего, всего наносного материала и рассыпать ее в рыхлый осадок морского дна, чтобы, опираясь на те закономерности, каким подчиняется проектирование современной жизни моря на его осадках, восстановить возможно полнее жизнь существовавшего некогда морского бассейна». И далее: «В основе современной геологии стоит принцип актуализма. Так высоко оцениваемый теоретически, он должен быть действенно и углубленно проводим и в самой геологической работе» [Самойлов, 1929, с. 124].

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

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

После Я. В. Самойлова А. Д. Архангельский фактически возглавил изучение современных осадков Черного и отчасти Каспийского морей; в этой работе приняли участие Н. М. Страхов, М. А. Баталина, А. Ф. Носов, Е. В. Копченова, Э. С. Залманзон, М. А. Жиркевич, Н. С. Ильина и Д. М. Раузер-Черноусова. Под руководством А. Д. Архангельского (1925—1928 гг.) обрабатывался материал, собранный экспедицией Ю. М. Шокальского на Черном море; в результате были выделены и описаны различные типы современных осадков, начато составление литолого-фациальных карт, рассмотрена проблема генезиса слоистости морских осадков и намечено решение вопроса об их возрасте, обнаружено и изучено оползание осадков в северной части этого водоема, поставлены проблемы диагенеза морских илов и сероводородного заражения вод Черноморского бассейна.

В значительной мере вся эта огромная работа была определена, по словам самого А. Д. Архангельского, тем обстоятельством, что, изучая вопрос об условиях образования третичных пород Северного Кав-

каза, он испытывал острую нужду в сравнительном материале. И действительно, в монографии «Условия образования нефти на Северном Кавказе» А. Д. Архангельский [1927] еще раз продемонстрировал силу сравнительно-литологического метода; в этой работе им была создана и обоснована теория формирования нефтепроизводящих свит в бассейнах с сероводородным заражением воды — теория, выведенная из сравнения условий залегания нефтей, с условиями формирования современных осадков. Пользуясь установленными закономерностями А. Д. Архангельский предсказал нефтеносность девона Предуралья.

Работы литологов на Черном море были завершены в 30-х годах А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым [1938]. В их классическом обобщении была разработана стратиграфия черноморских осадков, в которых выделены три разновозрастных горизонта и рассмотрена эволюция этого бассейна во времени, описан водосбор Черного моря, выделены литолого-фациальные типы осадков и составлены карты, показывающие их распространение на площади водоема. Монография завершается детальным анализом механизма седиментации в разных частях исследуемого бассейна. Выполненная работа отличалась от предшествующих двумя методическими приемами: 1) анализ осадков Черного моря осуществлялся в связи с характером его водосборных площадей и 2) в ходе анализа учитывался не только состав осадка, но и его мощности.

В дальнейшем сравнительно-литологический метод был широко использован Н. М. Страховым [1934, 1939, 1940] при анализе фациальных обстановок накопления различных типов горючих сланцев, а также в работе, посвященной железорудным фациям и их геологическим аналогам — марганцевым рудам и бокситам.

Характеризуя в целом положение дел в литологии первого периода, нельзя не отметить, что ее методическая база была еще не такова, чтобы проводить исследования на настоящем геохимическом уровне. Далеко не все типы осадочных пород были охвачены изучением. Сплошного фронта исследований в литологии так и не возникло, так как методическая и техническая база была все еще недостаточна. Недостаточен был и охват самого предмета изучения, ибо в сфере внимания науки находились в то время весьма отрывочные сведения, не позволяющие объективно оценить осадочное породообразование как единый процесс на всем континентальном блоке.

И все же в первый период литология оказалась тесно связанной с общей геохимией, которая в это время бурно развивалась и оформлялась в самостоятельную науку благодаря трудам Ф. Кларка [Clark, 1924], В. И. Вернадского [1926, 1927], А. Е. Ферсмана [1922, 1933, 1934, 1937, 1939], В. М. Гольдшмидта [Goldshmidt, 1954].

Действительно, многим ученым сравнительно-литологического направления — Н. И. Андрусову, Я. В. Самойлову, А. Д. Архангельскому — при исследовании современных морских осадков сплошь и рядом приходилось решать чисто геохимические, но частные задачи: например, проблемы происхождения нефтяных углеводородов или возможность биогенного формирования скоплений кремнезема, барита, целестина и других минералов. В то же время, многие ведущие геохимики определенно проявляли интерес к осадочному процессу и даже к современному морскому осадконакоплению.

Так, например, американский геохимик Ф. Кларк [Clark, 1924] собрал огромный химико-аналитический материал, позволяющий в виде точных цифровых данных охарактеризовать поведение химических элементов в морях, реках и горных породах, слагающих внешние оболочки планеты. Книга Ф. Кларка «The date of geochemistry» подвела итог многолетним исследованиям Северо-американского континента и сделалась отправным пунктом для расчетов средних содержаний различных элементов в земной коре, стратисфере и в слагающих ее осадочных образованиях.

В. И. Вернадский [1926, 1927], опираясь на свои исследования в области генетической минералогии, а также большой оригинальной химико-аналитический материал, разработал учение о парагенезисе элементов в разных природных процессах и нарисовал планетарную картину миграции и концентрации химических элементов в земной коре (в первую очередь — кремния, марганца и углерода).

Хотя научные интересы В. И. Вернадского были значительно шире, чем собственно осадочный процесс, осадки, осадочные породы и связанные с ними воды всегда привлекали особое внимание этого выдающегося ученого. Так, В. И. Вернадскому [1925] принадлежит работа «О задачах геохимического исследования Азовского моря и его бассейна», в которой красной нитью проходит идея о необходимости геохимического исследования океанов и морей как единого целого. «Можно получить — писал В. И. Вернадский — полное представление о геохимии океанов только тогда, когда мы будем знать историю химических элементов во всех трех типах их нахождений: в воде и твердых минералах, в рассеяниях и организмах. Только при этих условиях, особенно если мы введем сюда количественное измерение, мы получим полный б а л а н с той огромной лаборатории, которую представляет собой наша гидросфера» [Вернадский, 1960, с. 107, разрядка моя.— *В. Х.*].

Вслед за Я. В. Самойловым В. И. Вернадский [1926] большое значение придавал изучению роли организмов в геологических процессах. Его работами заложены основы биогеохимии; им сформулирован закон постоянства жизни, связано появление кислорода в атмосфере Земли с жизнедеятельностью живого вещества, рассмотрены дальнейшие отложения планеты как области былых биосфер. В. И. Вернадским был обоснован тезис о жизни как о новом геологическом факторе, меняющем облик Земли в целом.

Совершенно особое и своеобразное направление геохимии развивал в Геттингене В. Гольдшмидт [Goldshmidt, 1937, 1954]. Этот исследователь, начав с изучения распределения редких элементов (германий, галлий, селен, бор, ванадий, литий и др.) в различных горных породах, попытался затем создать общую модель строения Земли, классифицировать слагающие ее химические элементы, представить процессы магматического и осадочного породообразования как результат многоэтапного разделения (дифференциации) вещества в ходе формирования нашей планеты и последующих магматических пароксизмов, выветривания, деятельности живых организмов и соленакопления. В. М. Гольдшмидт объяснял миграцию и концентрацию химических элементов в самых разнообразных геохимических процессах сочетанием их внутренних кристаллохимических свойств и внешних физико-хи-

мических параметров геохимической среды. Признавая, что осадочный процесс представляет собой сложное сочетание физико-химических и механических явлений, В. М. Гольдшмидт, а позднее А. Е. Ферсман [1934] выделили в нем наиболее яркие физико-химические типы, причем именно те, в которых реализовались определенные химические реакции и было можно уловить влияние кристаллохимических свойств элементов на их поведение. Напомним, что в одной из своих обобщающих работ. В. М. Гольдшмидт [1938] писал: «Мы можем иллюстрировать процессы, ведущие к образованию осадков при помощи следующей классификации их продуктов, аналогично процессам химического анализа.

Последовательность образования осадков

	Примеры
1. Остатки	Кварц, циркон
2. Продукты гидролиза	Боксит, глины
3. Продукты окисления	Лимонит, псиломелан
4. Карбонаты	Кальцит, доломит
5. Продукты испарения	Хлориды, сульфаты, бораты

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

В другой работе он подчеркивал, что «процесс образования осадочных пород вызывает настолько значительное разделение вещества, что его можно сравнить с химическим анализом перерабатываемого материала» [Гольдшмидт, 1938, с. 28]. Главными факторами, вызывающими последовательное осаждение химических элементов, В. М. Гольдшмидт считал концентрацию водородных ионов (pH), окислительно-восстановительный потенциал среды (Eh), а также ионный потенциал каждого элемента, представляющий собой частное от деления заряда иона на его радиус.

Позднее попытку нарисовать общую геохимическую схему осадочного процесса (гипергенеза) предпринял А. Е. Ферсман [1958]. Его взгляды на осадочное породообразование были представлены в виде следующей диаграммы (табл. 1).

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

«Мы видим,— писал А. Е. Ферсман,— что вся геохимия гипергенеза основывается на величинах энергии решеток и энергии ионов, простых

Таблица

Схема химической дифференциации вещества в осадочном процессе
[по А. Е. Ферсману, 1958]

Глубинная или поверхностная горная порода (исходный материал)

Остатки и гидролизаты		Оксидаты	Карбонаты	Эвапориты		
Нерастворимые остатки	Четный дифференциат	Нерастворимые океанических	осадки глубин	Осадки глубин — четные	Водные растворы океана — нечетные	Накопление летучих газов (атмосфера)
$[SiO_4]^{4-}$, MnO_3, Fe_2O_3, Al_2O_3	$Ca[CO_3]^{2-}$	SiO_2, P_2O_5, $CaCO_3$, MnO_2, Fe_2O_3		$CaCO_3$, $MgCO_3$	NaCl, Na_2SO_4, Br, J, K, Mg	

Осаждение Be, Ga, Sc, Y →
← Th, Zr, Ti

В таблице идут симбатно в направлении стрелки (слева направо): уменьшение четных с постепенным усилением роли нечетных; повышение радиуса ионов как катионов, так и анионов; увеличение растворимости и понижение гидролиза; понижение поляризации, энергии решеток и соответственных эков (ЕК и VEK); по таблице Менделеева перемещение в левой части справа налево — от ионов более высоких w к низким и нулевым валентностям.

и комплексных, и зависит от поляризации ионов в связи с изменением pH растворов. Этим основным выводом диктуются и пути дальнейшего изучения поверхностных процессов...» [Ферсман, 1958, с. 502—503].

Попытки В. М. Гольдшмидта и А. Е. Ферсмана создать геохимическое кредо осадочного процесса для своего времени бесспорно явились шагом вперед. Однако нельзя не отметить, что созданные ими концепции обладали рядом недостатков.

1. Как и многие другие геохимические концепции этого периода, они основывались не на конкретных геологических исследованиях тех или других седиментационных бассейнов, а главным образом на общем впечатлении авторов о ходе осадочного процесса, т. е. были умозрительно-дедуктивными; фактическая геохимическая база того времени для более точных построений была явно недостаточной.

2. В рассматриваемых гипотезах весьма произвольно и не совсем точно комбинировались между собой реально идущие геологические процессы. Так, например, В. М. Гольдшмидт [1938] в третью ступень разделения вещества объединял гидротермальную деятельность и химическое выпадение элементов, идущее собственно осадочным путем — явления, генетически весьма далекие друг от друга, в то время как биохимическое извлечение компонентов из поверхностных вод — процесс, идущий одновременно и в неразрывной связи с химическим осаждением, он выделял в самостоятельную, четвертую, ступень разделения вещества.

3. Теоретически признавая, что осадочный процесс представляет собой сложное сочетание физико-химических, механических и биологиче-

ских явлений, В. М. Гольдшмидт и А. Е. Ферсман на деле подменяли его довольно простыми химическими реакциями, не пытаясь оценить их реальное относительное значение в природе.

Дальнейшее продолжение идеи В. М. Гольдшмидта и А. Е. Ферсмана нашли в известном учебном руководстве Л. В. Пустовалова «Петрография осадочных пород» [1940]; выход в свет этой работы завершил первый этап развития литологии. При рассмотрении книги обращает на себя внимание, что теоретические представления Л. В. Пустовалова синтезировали в себе, с одной стороны, всю сумму петрографических наблюдений, накопленных литологами к концу 30-х годов, а с

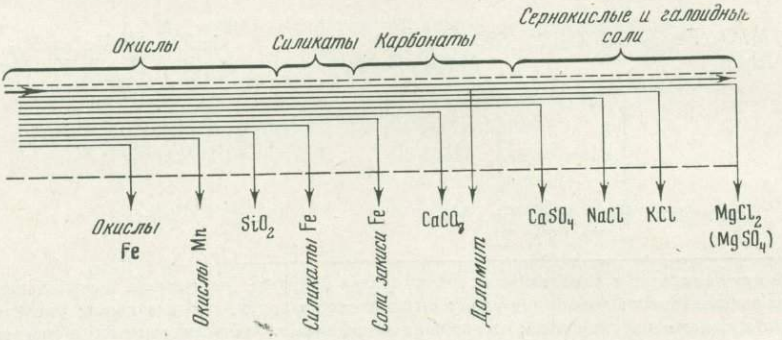


Рис. 1
Схема химической дифференциации вещества [Пустовалов, 1940]

другой — несомненно отражали наиболее распространенные взгляды современных ему геохимиков на осадочный процесс.

Как известно, сущность концепции Л. В. Пустовалова [1940] заключалась в том, что возникновением осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых управляют в основном два процесса: осадочная дифференциация вещества и периодичность тектонической жизни Земли.

Л. В. Пустовалов значительно модернизировал представление В. М. Гольдшмидта и А. Е. Ферсмана; созданная им схема химической дифференциации вещества (рис. 1) рисовала хемогенное осадкообразование в следующем виде: «Предположим,— говорил Л. В. Пустовалов,— что из какого-то пункта земной поверхности, например из области интенсивного разрушения магматических пород, одновременно вступают в миграцию в виде молекулярных и коллоидных растворов самые разнообразные вещества и двигаются в одном направлении (на схеме слева направо), переходя последовательно из речных вод в прибрежные солоноватые воды, а еще далее поступая в морские водоемы. При таких условиях, проходя намеченный путь, весьма обычный, между прочим, в зоне осадкообразования, различные элементы и их соединения будут вести себя разнообразно. Одни из них, более труднорастворимые и легкоосаждаемые, могут выбыть из путей миграции очень быстро, другие, напротив, будут удерживаться в растворе чрезвычайно долго, будут совершать весьма длинный и долгий путь...» [Пустовалов, 1940, с. 263]. Обсуждая причины, вызывающие явление раздельного выпадения компонентов в осадок, Л. В. Пустовалов в отличие от

своих предшественников большое внимание уделял геохимическим свойствам водной среды, в первую очередь концентрации водородных ионов в водах (pH) и их окислительно-восстановительному потенциалу (Eh). Дедуктивно нарисованную последовательность выпадения в осадок химических элементов Л. В. Пустовалов, как известно, попытался использовать для систематики петрографических данных, а также для объяснения осадочного породообразования в геологическом прошлом («закон периодичности»).

Таким образом, поступив так же, как В. М. Гольдшмидт и А. Е. Ферсман, т. е. мысленно выделив из сложного осадочного процесса чисто химические явления, практически не изучив этот процесс целиком и на геологической основе, Л. В. Пустовалов эту химическую часть возвел в ранг основного закона породообразования. Именно поэтому, несмотря на внешнее правдоподобие и убедительность, система, построенная Л. В. Пустоваловым [1940], не во всем соответствовала известным в то время фактам.

Попытка геохимического обобщения, предпринятая Л. В. Пустоваловым, для того времени представляется исторически прогрессивной но методически неудачной. Тем не менее эта работа дала толчок для постановки исследований, направленных на создание литологической теории.

Второй этап развития литологии охватывает приблизительно 20 последующих лет; в СССР он явился периодом создания основ теории литогенеза и подготовки к возникновению современной геохимии осадочных пород.

Следует подчеркнуть, что за рубежом литологические исследования в течение всего этого времени оставались на «петрографической» стадии; еще в 50-х годах в разных странах Европы и Америки продолжали издаваться такие описательные работы, как монографии У. Твенхофела [Twenhofel, 1950], Г. Мильнера [Milner, 1962], Х. Вильямса, Ф. Турнера и Г. Джильберта [Williams et al., 1954], Ф. Петтиджона [Pettijohn, 1949], В. Крумбейна и Л. Слосса [Krumbein, Sloss, 1951], Р. Шрока [Shrock, 1948] и других авторов, хотя в то же время здесь иногда обсуждаются отдельные проблемы палеогеографии и палеоклиматологии [Schwarzbach, 1950; Brooks, 1950; и др.], применение фациального анализа [Sedimentary..., 1949] и некоторые другие частные вопросы осадкообразования.

В нашей стране приблизительно на рубеже 40-х годов литологическая наука добилась огромных успехов как раз в области теории осадочного процесса; она переступила через границу, разделяющую петрографическую и седиментологическую стадии развития.

Как известно, различия между петрографией и литологией прежде всего заключаются в масштабе исследований. Президент Международного общества седиментологов А. Ватан так сформулировал эту мысль: «Область седиментологии значительно более обширна, чем область петрографии осадочных пород. Первая измеряется масштабами бассейна, вторая — образцами породы. По сути дела, петрография — это лишь часть седиментологии, ее технический, лабораторный аспект» [Vatan, 1955, с. 28].

В течение второго периода в СССР усиленно продолжали изучать железные и марганцевые руды, бокситы, фосфориты, галургическое

сырье, угли, нефть и газ, самородную серу, разнообразные россыпи (золото, алмазы и пр.); в сфере внимания находились также коры выветривания, глины, песчаники, карбонатные и кремнистые породы.

В 50-х годах широко организованное бурение на нефть и опорное бурение вызвали к жизни региональные литолого-фациальные и палеогеографические исследования, которые не только охватили всю территорию СССР, но и завершились созданием многочисленных атласов палеогеографических карт.

Характерной особенностью литологии этого времени является дальнейшее развитие и укрепление ее методической базы. В этот период совершенствуются методы литолого-фациального анализа, более широкое развитие получает генетическое направление в исследовании осадочных пород, существенно улучшаются приемы рационального химического анализа, разрабатываются методы, позволяющие определять присутствие элементов-примесей, формы нахождения химических элементов, изотопию и ряд геохимических показателей обстановок (pH, Eh и др.). Широко применяются кристаллохимические, электронно-микроскопические и другие точные физико-химические методы в области изучения глин.

В целом второй период развития литологии в СССР был периодом ее бурного расцвета. В результате резко возросших возможностей изучения вещественного состава пород в литологии возник наконец сплошной фронт исследований, охвативший все типы пород и руд, а само познание их состава весьма значительно углубилось. Литологические исследования 50-х годов проводятся в основном на хорошем минералого-геохимическом уровне; в недрах литологии зарождается геохимия осадочных пород.

К концу второго периода литология располагала огромным фактическим материалом, позволяющим довольно уверенно даже в масштабах бассейнов охарактеризовать осадочное породообразование в фанерозойских отложениях континентального блока.

Более отрывочные, а иногда и малодостоверные сведения имелись в отношении океанских осадков, а также древнейших осадочных образований докембрия.

Теоретическим центром литологических исследований на втором этапе развития стал ГИН АН СССР, где в это время широко развернулось изучение современных осадков озер, морей и океанов под руководством Н. М. Страхова (М. А. Ратеев, Л. М. Князева, Н. Г. Бродская, Д. С. Сапожников, Д. А. Виталь, Э. С. Залманзон, И. В. Хворова и др.). Здесь было продолжено изучение современных осадков Черного моря, собран материал по осадкам Аральского и Японского морей, озер Балхаш, Байкал, Иссык-Куль и содовых озер Кулундинской степи. В Океанологическом институте АН СССР по той же методике П. Л. Безруковым, А. П. Лисицыным, В. П. Петелиным и другими специалистами было начато изучение осадков океанов. В результате были выяснены количественные соотношения между механической и химической денудацией на водосборах и прослежена их связь с климатической зональностью, установлены формы миграции химических элементов в реках, морях и океанах, открыта важная роль морфометрии и гидродинамики водоемов в распределении различных компонентов на дне, произведена оценка значения химико-биологических факто-

ров осаждения и выявлены конкретные особенности диагенетических преобразований.

С точки зрения общих представлений о химизме осадочного процесса эти работы дали очень много. «Итак,— писал Н. М. Страхов,— с какой бы стороны ни подходить к вопросу, неизменно получается, что в основе химической дифференциации в водоемах лежит отнюдь не иллюзорное последовательное (во времени) и раздельное выделение вещества из растворов в твердую фазу, как полагает Л. В. Пустовалов, а сложный комплекс процессов и особенно неодинаковая транспортабельность взвесей и выделенных в самом бассейне твердых фаз — кристаллов, гелевых сгустков, раковинок. При всей сложности и комплексности процесса химической дифференциации веществ в водоемах ведущим фактором оказывается не физико-химический, а гидродинамический фактор — динамика среды осадкообразования» [Страхов, 1954, с. 672]. Фактически эти выводы означали, что дальнейшие попытки построить общую, чисто химическую схему осадочного процесса обречены на провал, что вне литологических, точнее, литолого-фациальных исследований они напоминают поиски perpetuum mobile: задача оказалась нерешаемой.

Большое значение в развитии литологии имели работы Н. М. Страхова [1953, 1956а, 1960], а позднее Э. А. Остроумова [1953, 1957] и Э. А. Остроумова и И. И. Волкова [1960] по проблеме диагенеза. Ими впервые были показаны масштабы диагенетического перераспределения вещества, вскрыта физико-химическая природа этих процессов, оценена глубина диагенетических преобразований осадка и их место в общей схеме вторичных изменений. В последующих трудах З. В. Тимофеевой, А. В. Македонова, П. В. Зарицкого, Н. Г. Бродской, Д. А. Виталя и других исследователей были описаны механизм образования, структура, состав и закономерности распределения конкреций в литологически различных, но главным образом угленосных толщах и выявлены детали диагенетических явлений.

В 50—60-х годах под руководством А. Г. Коссовской было начато изучение тонких кристаллохимических особенностей терригенно-глинистых осадочных пород, установлены их стадиальные взаимоотношения, выделены определенные парагенетические ассоциации и зоны эпигенетических изменений, рассмотрены пространственные и временные взаимоотношения эпигенетических зон в тектонически различных регионах СССР (В. Д. Шутов, В. И. Муравьев, А. В. Копелиович, В. А. Дриц, М. Я. Кац и др.).

К той же проблеме вплотную подошли многие литологи, изучавшие угленосные отложения, а также урановые месторождения в осадочных породах.

В 1943 г. в ИГН АН СССР был организован отдел геологии угля; с этого времени под руководством Ю. А. Жемчужникова, а позднее — В. С. Яблокова и П. П. Тимофеева здесь проводится целеустремленное исследование угленосных отложений (Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, Л. И. Боголюбова, Л. Е. Штеренберг, С. Н. Наумова, А. Л. Юревич, В. И. Копорулин). На примере ряда угольных бассейнов СССР была разработана новая методика фациально-циклического анализа, впервые рассмотрены закономерности строения угольных пластов, раскрыты генетические признаки углей, выявлена связь между угле-

накоплением и осадкообразованием. В этих работах также были затронуты вопросы стадиального анализа и изучен механизм, управляющий диагенетическими и эпигенетическими процессами. Позднее изменения вещественного состава угленосных отложений Донбасса на протяжении ряда лет исследовал также Н. В. Логвиненко [1953, 1956, 1967].

При изучении большой группы урановых месторождений было установлено, что они возникли в сформировавшихся осадочных породах в результате циркуляции инфильтрационных вод, типично эпигенетическим путем (А. А. Смирнов, А. И. Германов, В. Н. Холодов, А. К. Лисицын, И. А. Кондратьева, Г. В. Комарова, Е. А. Головин, Е. М. Шмарович и др.). Было разработано представление об эпигенетической геохимической зональности рудовмещающих отложений и описан механизм ее формирования.

Очень скоро стало очевидным, что совершенно неверно представлять себе, как это делали некоторые геохимики, осадочный процесс одноактным; на самом деле он протекает в несколько стадий и на каждой стадии действуют свои физико-химические факторы, изменяющие состав аутигенных минералов.

В нашем кратком очерке мы не имеем возможности даже перечислить все те очень важные и интересные литологические исследования, которые осуществлялись в СССР в 40—60-х годах; полную их характеристику читатель найдет в работах, названных в начале статьи. Следует лишь еще упомянуть о том, что в этот период большое внимание литологов привлекли к себе вулканогенно-осадочные процессы, принципиальная роль которых многократно освещалась в печати.

В работах Н. С. Шатского [1955, 1960] и Н. П. Хераскова [1952], посвященных развитию формационного анализа как метода прогнозирования осадочных полезных ископаемых (пластовые фосфориты, марганцевые руды и др.), было установлено, что в одни и те же ряды сопряженных между собой формаций выстраиваются собственно эффузивные образования и некоторые рудные месторождения; это обстоятельство позволило высказать гипотезу о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых руд, связанных с так называемыми отдаленно-кремнистыми формациями.

В целях развития работ по изучению влияния вулканизма на осадочное породообразование в 1959 г. под руководством И. В. Хворовой в ГИН АН СССР была организована лаборатория вулканогенно-осадочных процессов (Л. Н. Формозова, Л. Н. Ботвинкина, Е. А. Соколова, М. А. Ратеев, В. Н. Григорьев, Л. А. Котова, А. А. Гаврилов, Н. Г. Бродская, И. М. Варенцов, К. К. Зеленов, А. В. Копелиович), в которой исследовались вулканогенно-осадочные кремнистые отложения, железные руды, марганцеворудные скопления, пирокластические и чисто эффузивные образования. Были установлены важные закономерности вулканогенно-осадочного породообразования в разнообразных обстановках современных и древних областей седиментации и начали разрабатываться некоторые геохимические аспекты этой проблемы.

Необходимо подчеркнуть, что в области геохимии осадочного процесса в 40—50-х годах довольно отчетливо наметился перелом. Только наиболее упорные последователи В. М. Гольдшмидта, такие, как В. В. Щербина [1937, 1956, 1972] и К. Смуликовский [Щербина, 1956],

продолжали еще считать схему химической дифференциации общей закономерностью осадкообразования; подавляющее большинство геохимиков не пытаясь затрагивать теоретические основы литогенеза предпочитали глубоко разрабатывать частные проблемы этой науки.

Исключение составляют труды ученика В. И. Вернадского — А. П. Виноградова, который создает в 60-е годы ряд планетарных обобщений [Виноградов, 1957, 1959]. Однако масштабы этих построений выходили далеко за рамки областей осадконакопления и охватывали Землю в целом.

Весьма перспективные исследования по применению физикохимии к осадочному минералообразованию провели в это время В. Крумбейн и Р. Гаррелс [Krumbein, Garrels, 1952], а позднее Р. Гаррелс [Garrels, 1960]; они начали разрабатывать термодинамические основы для выяснения условий формирования аутигенных минералов.

Значительный интерес проявился в этот период к изучению геохимии процессов выветривания; этой проблеме были посвящены работы В. Д. Келлера [Keller, 1957]; С. В. Корренса [Correns, 1951, 1952, 1961] и других авторов. С ними тематически смыкаются исследования А. П. Виноградова [1957], осветившие геохимию почв, и А. И. Перельмана [1955], разрабатывающего геохимию ландшафтов.

Большое количество публикаций касалось геохимии океанов и морей; среди них особенно выделяются монографии Х. Свердрупа, М. Ионсона и Р. Флеминга [Sverdrup et al., 1942], Х. Харвея [Harvay, 1955], А. П. Виноградова [1967] и обобщающая статья Э. Д. Гольдберга [1963].

Продолжал увеличиваться спектр исследуемых химических элементов, в частности большое внимание уделялось геохимии редких элементов в осадочном породообразовании. Этому вопросу были посвящены обобщения К. Краускопфа [Krauskopf, 1955, 1956] и В. Н. Холодова [1959].

В 50-х годах под руководством А. П. Виноградова [Виноградов и др., 1952], а позднее А. Б. Ронова [1949, 1959, 1961] возникает и развивается новое направление — так называемая количественная глобальная геохимия осадков и осадочных пород. При непосредственном участии А. П. Виноградова и А. Б. Ронова были составлены атласы палеогеографических карт Русской платформы, а позднее — СССР для времени от кембрия до четвертичного периода. Эти карты послужили основой для огромных по объему химико-статистических подсчетов, позволивших позднее рассмотреть поведение элементов в палеобассейнах прошлого, на их площади, а также во времени. В конечном счете полученные цифры позволяют, с большей или меньшей степенью достоверности, оценить соотношение типов пород и их распространенность на платформах и в геосинклиналях, а также вообще в пределах осадочного чехла планеты и значительно уточнить ранее вычисленные кларки.

Фактический материал, накопленный главным образом в послевоенный период, и частные теоретические исследования были обобщены Н. М. Страховым в «Основах теории литогенеза» [1960—1962] и в «Типах литогенеза и их эволюции в истории Земли» [1963].

В первой из этих монографий, отмеченной Ленинской премией, автор, применяя сравнительно-литологический метод, выделил и подробно описал ледовый, гумидный, аридный и интразональный — вул-

каногенно-осадочный типы литогенеза и показал на серии соответствующих карт их размещение на поверхности Земли от кембрия и доныне.

Во второй работе большое внимание уделено характеристике вулканогенно-осадочных процессов, а также общей схеме эволюции типов литогенеза от древних времен докембрия и до настоящего времени.

В этих книгах Н. М. Страхов установил, что в общую картину зональности типов литогенеза вписывается распределение рудных осадочных скоплений железа, алюминия, марганца, стратифицированных залежей меди, свинца, цинка, залежей фосфоритов, углей и горючих сланцев; таким образом, эта зональность является основой для поисков месторождений полезных ископаемых.

Изучение каждого из четырех типов литогенеза, как цельного природного явления, позволило обнаружить ряд совершенно новых особенностей протекающих в них процессов.

Так, при анализе гумидного литогенеза было разработано уже упоминавшееся ранее учение о формах миграции элементов, обоснован и рассчитан общий баланс вещества современного осадконакопления в океанах и морях, показано влияние размеров бассейна на характер и распределение в нем осадков. Н. М. Страховым была предложена новая теория гумидного рудогенеза, в котором рудообразование рассматривается как функция химико-биогенной садки рудного компонента, влияния гидродинамики и палеогеографии, действия разбавления терригенным материалом, концентрирующего влияния диагенетических перемещений и перемыва руды с выносом из него глинистых частиц.

По Н. М. Страхову, гумидный рудогенез имеет место только в том случае, если все факторы действуют согласованно. Среди накоплений гумидной зоны четко выделяются: 1) россыпи; 2) рудная триада Al — Fe—Mn; 3) рудная тетрада P—$CaCO_3$—$MgCo_3$—SiO_2; 4) накопления органического вещества (угли и горючие сланцы).

Н. М. Страхов отметил, что аридному типу литогенеза присущи три особенности, принципиально отличающие его от гумидного: аллохтонность вещества, участвующего в породообразовании, уменьшение роли биоса и стадийность развития морских водоемов. Для ранней стадии типично доломитообразование и осаждение триады Cu—Pb—Zn, для поздней — осаждение галогенных пород (гипсы, галит и др.).

Большое место в работах Н. М. Страхова отведено вулканогенно-осадочным процессам. Дано подробное описание накоплений Fe, Mn, SiO_2, P, Cu, Pb, Zn, связанных с пепловыми и лавовыми комплексами и рассмотрен механизм их формирования.

Труды Н. М. Страхова по существу завершили второй этап развития литологии в нашей стране и заложили прочный фундамент теории литогенеза.

Третий период развития литологии и геохимии осадочных пород продолжается с 60-х годов до наших дней.

В области литологии он характеризуется еще большим расширением интересов этой науки. Действительно, созданная в 60-е годы теория типов литогенеза в основном базировалась на материалах изучения постпротерозойских отложений континентов и почти не касалась докембрийского и океанического литогенеза. Позднее исследование докембрийских толщ и океанского сектора Земли оказалось в центре

внимания исследователей, литология как наука вступила в глобальный этап своего развития, хотя наряду с новыми проблемами в ней продолжала усиленно решаться и прежняя важная проблема закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых.

За рубежом петрографическая направленность науки продолжала сохраняться; большое внимание по-прежнему уделялось всесторонней характеристике типов осадочных пород. Очень полная информация о песчаниках содержится в монографии Ф. Петтиджона, П. Поттера, Р. Сивера [Pettijohn et al., 1972], о карбонатных породах — в сборнике «Carbonate Rocks» [1967], и монографии Р. Бефарста [Bathurst, 1971], о глинах — в трудах Ж. Милло [Millot, 1964], а также С. Уивера и Л. Полларда [Weaver, Pollard, 1973].

В то же время и, по-видимому, не без влияния советской науки начинают публиковаться монографии, посвященные анализу отдельных теоретических проблем [Ernst, 1970; Garrels, Mackenzie, 1971; Recognition..., 1972; Diagensis..., 1967; Rieke, Chilingarian, 1974; Chilingarian, Wolf, 1975; и др.].

Характерно, что ни одного крупного теоретического обобщения масштаба «Основ теории литогенеза» за границей до сих пор еще не появилось. Очевидно, что, начав в 20-х годах изучение осадочных образований под несомненным влиянием зарубежных ученых, русские исследователи в 40—60-х годах заметно обогнали науку за рубежом.

В 60-х годах в СССР большой интерес вызвала проблема литологии докембрия; закономерности распространения разнообразных и сильно измененных осадочных образований в метаморфических толщах докембрия исследовались академиком А. В. Сидоренко и представителями его школы. Было установлено, что среди первичных пород докембрия имеются все типы осадочных образований, характерные для фанерозоя: обломочные породы, глины, карбонатные, соленосные, железистые, фосфатные и другие накопления. Выявлено широкое развитие в архее и протерозое кор континентального выветривания, в том числе латеритового типа. Сходство характера профилей выветривания в протерозое и фанерозое, по представлениям А. В. Сидоренко, свидетельствует не только о качественном, но и о количественном подобии состава атмосферы этого времени; кроме того, имеются факты, доказывающие присутствие свободного кислорода в атмосфере Земли начиная с архейского времени.

В монографиях «К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ» [Сидоренко, Лунева, 1961] и «Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия» [Сидоренко, Сидоренко, 1975], а также в ряде статей [Сидоренко, 1969; Сидоренко, Сидоренко, 1970, 1971] А. В. Сидоренко с сотрудниками обосновал новый методический подход к исследованию метаморфических толщ докембрия, высказал идеи об углекислом и углеводородном «дыхании» осадочно-метаморфических отложений докембрия и вслед за В. И. Вернадским подчеркнул колоссальную древность живого органического вещества.

В то же время А. В. Сидоренко [Сидоренко и др., 1972] наметил принципы выделения типов метаморфизма с позиций осадочного породообразования. Это позволило рассматривать региональный метаморфизм как изохимический процесс и показать, что различия минераль-

ных ассоциаций в амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фациях обусловлены неодинаковым составом преобразованных осадочных отложений.

Новый подход к проблеме докембрия, отчетливо обозначившийся в работах А. В. Сидоренко, открывает широкие перспективы для поисков в древнейших отложениях нашей планеты многих очень ценных полезных ископаемых.

В третий период развития литологии резко усилилось также внимание к океанографическим исследованиям; изучению современных осадков и осадочных пород, слагающих дно Мирового океана, в это время было посвящено много работ советских ученых.

В серии капитальных монографий были описаны важнейшие литолого-геохимические типы океанских осадков, рассмотрен их вещественный состав, охарактеризовано их распространение на дне Мирового океана [Лисицын, 1959; Безруков, 1964; Безруков и др., 1964; Коленова, Лавров, 1975; Страхов, 1976б; Тихий океан, 1970; История Мирового океана, 1971; Осадконакопление в Атлантическом океане, 1975; Железо-марганцевые конкреции Тихого океана, 1976]. Впервые показана роль взвешенного материала в современном океанском осадкообразовании и разработана методика его изучения; сделана попытка количественно оценить скорости осадконакопления и вычислить абсолютные массы накапливающихся осадков [Лисицын, 1959, 1960, 1962, 1971]. С помощью железо-марганцевого модуля и метода абсолютных масс Н. М. Страхов [1974а, б; 1976б] попытался количественно оценить влияние эксгалятивно-вулканогенного фактора на поступление в океаны рудных компонентов; при этом было показано, что количество эксгалятивного железа и марганца в океанах ничтожно.

Опираясь на геохимическое изучение трансокеанского профиля в Тихом океане [Страхов и др., 1973; Волков и др., 1974; Лисицына, Дворецкая, 1972; Лисицына и др., 1973, 1976], Н. М. Страхов [1976б] охарактеризовал геохимический механизм океанской седиментации как сложный процесс «механического» фракционирования взвесей, тесно сплетенный с явлениями сорбции элементов из морской воды и их биогенной миграции.

В двух монографиях А. П. Лисицына [1974, 1978] выполнен синтез литолого-геохимического материала, характеризующего современное и древнее осадконакопление в океанах. В этих работах рассчитано количество поступающего материала в океан за счет выветривания пород континентального блока, а также за счет вулканизма ложа океана, охарактеризована интенсивность осаждения осадочного вещества на дно морей и океанов, вычислены балансы этого процесса, описаны важнейшие типы океанических осадков, разобраны ведущие факторы океанского осадконакопления. В них обоснована концепция климатических типов океанского литогенеза, дана климатическая трактовка продуктивности планктона и в качестве механизма распределения терригенного материала предложена идея биофильтрации.

Позднее в ряде статей и в монографии Н. М. Страхова [1976а, б, 1977, 1978а, б] основные положения А. П. Лисицына были подвергнуты острой критике. В этих работах Н. М. Страхов предложил гидродинамическую концепцию океанского литогенеза, сущность которой сводится к тому, что за пределами локальных участков вулканизма осадкообра-

зование в океанах принадлежит к одному типу; аридный и ледовый типы литогенеза, столь характерные для континентального блока, в океанах отсутствуют.

Специфика осадконакопления в океанах определяется огромными их площадями, что отражается в малых скоростях седиментации, прерывистости осадочного покрова, накопления органического вещества по периферии, в широком распространении красноцветных фаций в пределах пелагиали. Огромные размеры океанов обусловливают далеко зашедшее фракционирование материала суши и обогащение пелагических илов Mn и Fe.

Распределение терригенных компонентов, продуктивность планктона, а также поведение $C_{орг}$, SiO_2, $CaCo_3$ целиком зависят от гидродинамики океанских вод; они накапливаются в гидродинамически активных участках (циркулярные течения) и почти отсутствуют в пассивных (халистазах).

Наоборот, замедленное поступление терригенных компонентов в центральные части халистаз благоприятствует формированию в донных осадках этих областей железо-марганцевых конкреций.

Главным фактором, порождающим гидродинамические движения вод в океане, является климат. В пределах континентального блока он непосредственно влияет на осадкообразование и создает широтно расположенные климатические типы литогенеза. В океане климат порождает горизонтальные и вертикальные движения вод, которые гомогенизируют основной солевой их состав, и это определяет однотипность осадочного процесса.

Начиная с 60-х годов литологические исследования, проводившиеся в ГИН АН СССР, все больше «химизируются», поднимаются до «атомарного» уровня. В результате общая теория литогенеза, первоначально разработанная Н. М. Страховым как основа для понимания процессов осадочного породообразования, все в большей степени становится основой осадочной геохимии, приобретает совершенно новое научное звучание.

Как следствие перехода на новый уровень познания от литологии отделяется геохимия осадочных пород и руд.

Подробно решение различных геохимических проблем в ГИН АН СССР будет описано в следующем разделе; здесь же необходимо отметить, что в период после 60-х годов отдельные стороны осадочной геохимии продолжают усиленно развиваться как в различных учреждениях СССР, так и за рубежом.

Одним из направлений в геохимии осадочных пород третьего периода являлось исследование истории отдельных элементов в осадочном цикле; наиболее ярко оно выражено в работах А. Б. Ронова с сотрудниками, рассмотревших поведение гидролизатов [Ронов, Мигдисов, 1965], редкоземельных элементов [Ронов и др., 1967], лития [Ронов и др., 1970], отчасти фосфора и марганца [Ронов, Ермишкина, 1959; Ронов, Корзина, 1960].

Миграцию и концентрацию редких элементов в процессах осадочного рудообразования охарактеризовал В. Н. Холодов с сотрудниками в сборниках «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов» [т. 3, 1966], а также «Металлы в осадочных толщах» [т. 1—3, 1964—1966].

Геохимию стронция и бария в осадочном процессе описали Н. С. Скиба [1970], К. Турекиан, И. Калп [Turekian, Kulp, 1956], В. В. Бурков, Е. К. Подпорина [1962]; редкоземельных элементов — Л. Хаскин и др. [Haskin et al., 1966], а также Ю. А. Балашов [1976]; урана — Г. Б. Наумов с соавторами [1963], А. И. Германов [1963], Л. С. Евсеева и А. И. Перельман [1962], Г. Б. Батурин [1975], А. К. Лисицын [1975]; ванадия — В. Н. Холодов [1968]; Л. Ф. Борисенко [1973]; галлия — Ц. Белл [Bell, 1955], О. В. Вершковская и др. [1960], Л. А. Борисенок [1971]; ниобия и тантала — Д. Н. Пачаджанов [1975]; лития и других щелочей — Л. Горстман [Horstman, 1957], Т. Ф. Бойко [1973]; германия — Е. Вардани [Wardani, 1957], В. М. Григорьев [1971]; рения — В. В. Иванов и др. [1969]; селена — Н. Д. Синдеева [1959]; Л. Е. Эгель [1962], В. П. Воробьев [1974] и др.

В других работах А. П. Ронова с соавторами [1963, 1965, 1967; Ронов, Хаин, 1954; Ронов, Ярошевский, 1976] были сделаны попытки количественно оценить распространенность различных химических элементов в отдельных осадочных формациях, в чехле платформ и осадочных толщах геосинклиналей, в континентальной и океанической коре. В конечном счете эти работы позволили наметить некоторые общие тенденции в химической эволюции стратисферы и несколько уточнить кларки осадочных пород. С исследованиями А. Б. Ронова перекликаются подсчеты Р. Гаррелса, Ф. Маккензи [Garrels, Mackenzie, 1971] и других американских геохимиков.

Особое направление составляют работы, связанные с изучением изотопного состава серы, углерода, кислорода и определением абсолютного возраста. Этим проблемам посвящены работы С. Силвермана [Silverman, 1951], Р. Рассела и Р. Форкуара [1962], Э. М. Галимова [1968], Р. В. Тейтса и Д. П. Найдина [1973], В. А. Гриненко и Л. Н. Гриненко [1974], В. И. Виноградова [1967] и многих других исследователей; они получили особенно широкое развитие в последнее десятилетие.

Чрезвычайно важное значение в геохимии осадочных пород этого периода имеют также исследования, посвященные геохимии органического вещества [Гуляева, 1953, 1954, 1956; Гуляева, Лосицкая, 1963; Гуляева, Иткина, 1964; Манская, Дроздова, 1964; Дегенс, 1967; Карцев, 1975; Успенский, 1970]. В последнее время особенно большое внимание этой проблеме уделяет Н. Б. Вассоевич, под редакцией и при участии которого был издан ряд сборников: «Органическое вещество современных и ископаемых осадков» [1971], «Природа органического вещества современных и ископаемых осадков» [1973], «Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения» [1974]; за рубежом геохимия органического вещества рассматривалась в коллективной монографии «Fundamental aspects of Petroleum Geochemistry» [1967], изданной под редакцией Дж. Хобсона и У. Коломбо, в книге М. Луи [Louis, 1966] и в ряде других работ.

Наконец, следует отметить, что еще одну и особую ветвь осадочной геохимии составляют геохимические методы поисков рудных месторождений; они разрабатывались трудами зарубежных геохимиков, таких, как Х. Хоукес, Х. Моррас и Т. Ловеринг, К. Ранкама [см. сборник «Геохимические методы поисков рудных месторождений», 1954], а в СССР получили развитие благодаря исследованиям А. А. Саукова

[1951], И. И. Гинзбурга [1956, 1957], А. П. Соловова [1959], а позднее — Г. А. Голевой [1968], А. А. Беуса и др. [1968], Л. Н. Овчинникова [1975], С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского [1968] и др.

В целом развитие перечисленных выше геохимических направлений в сочетании с разработкой основных законов литогенеза укрепило основы осадочной геохимии, которая за истекшие 18 лет на наших глазах превратилась в самостоятельную ветвь геологической науки.

РЕШЕНИЕ ВАЖНЕЙШИХ ПРОБЛЕМ ОСАДОЧНОЙ ГЕОХИМИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ АН СССР

Перед геохимией осадочных пород и руд, с момента зарождения этой самостоятельной научной дисциплины, стоял ряд проблем, имеющих большое научное и практическое значение:

1) выяснение закономерностей поведения химических элементов в кларковом процессе на континентальном блоке;

2) выяснение закономерностей поведения элементов в осадочном рудообразовании континентального блока;

3) разработка геохимии кларкового и рудного процессов при формировании осадков и осадочных пород океанского сектора;

4) разработка геохимии кларкового и рудного процессов докембрия.

5) построение химико-статистической модели стратисферы с детальной геохимической характеристикой отдельных петрографических типов пород, фаций и формаций;

6) выяснение эволюции осадочных геохимических процессов в истории Земли.

Три первые проблемы, а также проблема эволюции геохимических процессов Земли на протяжении многих лет успешно решались сотрудниками Геологического института АН СССР; на их исследованиях мы и остановимся ниже более подробно.

Осадочная геохимия континентального блока, включающая две первые проблемы, разрабатывалась в ГИН АН СССР с 1930 г., т. е. со времени его образования.

Первые экскурсы в этом направлении связаны с исследованиями академика А. Д. Архангельского. В работах А. Д. Архангельского и Е. В. Копченовой [1930], А. Д. Архангельского и Е. В. Рожковой [1932], а позднее — Н. М. Страхова [1937] была сделана попытка оценить поведение P, V, Cu в процессе формирования осадочных толщ, резко обогащенных органическим веществом. Вначале эта задача решалась на примере современных черноморских осадков, а затем в исследования были вовлечены древние битуминозные сланцы, испытавшие весьма существенные диагенетические преобразования.

Позднее геохимические исследования сотрудников ГИН АН СССР оказались сосредоточенными вокруг железорудных осадочных месторождений. В работе А. Д. Архангельского и Е. В. Копченовой [1934] описан химический состав различных типов железных руд, возникших в разных геохимических обстановках. Для этой цели авторами определено содержание P, As, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Ti в 200 пробах железомарганцевых конкреций Черного, Белого и Баренцева морей, озерных руд Карелии, керченских, тульских, липецких, хоперских, халиловских

бурых железняков, приокских, азербайджанских, дагестанских сидеритов и железистых кварцитов КМА.

Выяснилось, что руды, образовавшиеся в кислородной обстановке и представленные окислами или силикатами, оказываются наиболее богатыми элементами-примесями и содержат повышенные количества почти всех перечисленных элементов.

Существенно иначе выглядит геохимическая характеристика руд, образовавшихся в бескислородной среде; они оказались заметно обеднены P и Cu, а такие элементы, как V, As, Cr, Ni, Co, в них чаще всего отсутствуют.

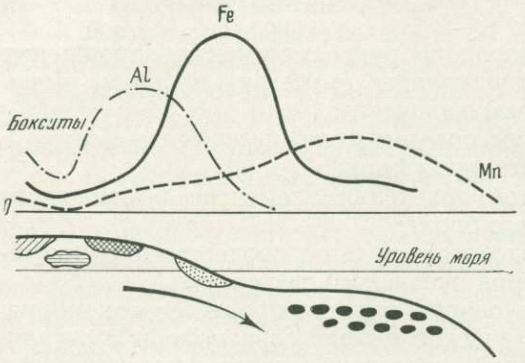


Рис. 2
Фациальный профиль осадочных железных руд и их аналогов [Страхов, 1951]

1 — руды коры выветривания;
2 — руды зоны глубокой циркуляции вадозных вод;
3 — озерные и болотные руды;
4 — сидеритовые руды паралических угленосных бассейнов; гематит-шамозит-сидеритовые руды, гидрогётиты хоперского типа;
5 — сидериты нижней (глинистой) зоны шельфа

Исследования, проведенные А. Д. Архангельским с сотрудниками, имели большое практическое значение, так как позволяли прогнозировать промышленную оценку железорудного сырья; в то же время они играли положительную роль в теории, поскольку вызвали интерес к геохимии осадочных руд, которая в то время только зарождалась.

В 40-х годах огромный литературный материал, характеризующий осадочные железорудные месторождения и их аналоги (марганцевые руды и бокситы), был обобщен Н. М. Страховым; результаты были опубликованы в двух статьях [Страхов, 1941а, б), а позднее изданы в виде отдельной книги [Страхов, 1947а].

Для анализа пространственных закономерностей осадочного рудогенеза Н. М. Страховым [1941б] впервые в истории науки был использован идеальный литолого-фациальный профиль, вскрывающий изменения обстановок осадкообразования от областей питания и формирования кор выветривания и вплоть до глубоководных частей конечного водоема стока (рис. 2).

При расположении на идеальном профиле различных рудных скоплений бокситов, железных и марганцевых руд, выяснилось, что они всегда пространственно тяготеют к берегу палеоводоема, причем бокситы обычно локализуются ближе к континенту, железные руды располагаются мористее, частично смещаясь в морские фации, а марганцевые руды располагаются еще дальше, в наиболее глубоководной части профиля.

Таким образом, обозначилось пространственное разделение рудных скоплений гумидной триады, обусловленное их различной миграционной способностью.

Последующее изучение Н. М. Страховым [1947б, 1950] «кларко-

вых» закономерностей поведения железа, марганца, фосфора, карбонатов и органического вещества в современных осадках Черного и Каспийского морей, показало, что эти закономерности прямо противоположны локализации рудных скоплений.

При помощи метода абсолютных масс было установлено, что эти компоненты распределяются по дну водоема так же, как терригенные частицы под действием гидродинамических факторов, а их процентное содержание возрастает от берега к пелагиали. Все это позволило утверждать, что пространственная локализация рудных концентраций и обычных «кларковых» содержаний кардинально различаются и определяются разными геохимическими процессами, а общую схему геохимии осадкообразования в конечных водоемах стока можно представить себе в том виде, как она изображена на рис. 3.

Продолжая изучение кларкового процесса, Н. М. Страхов с группой сотрудников (Н. Г. Бродская, Л. М. Князева, А. Н. Разживина, М. А. Ратеев, Д. Г. Сапожников, Е. С. Шишова) в книге «Образование осадков в современных водоемах» [1954] показал, что большинство изученных химических элементов, в первую очередь Fe, Mn, P, V и другие, перемещаются в речных водах как в форме раствора, так и механическим путем, в составе взвешенного материала. При этом оказалось, что, чем выше роль раствора в миграции элементов, тем сильнее оказывается относительное обогащение ими пелагической части водоемов по той причине, что продукты химической садки выпадают из раствора в виде частиц минимальных размеров и, естественно, интенсивнее заносятся именно в центральные части бассейнов.

Таким образом, аутигенное минералообразование уже на первой стадии седиментации связано с водной средой морского водоема сложными зависимостями; это процесс не только химический, но и чисто физический, определяемый той формой, в которой мигрирует элемент и которая, в сущности, вырабатывается за пределами бассейна, на континенте.

Позднее в монографиях Н. М. Страхова, К. Ф. Родионовой и Э. С. Залманзон [1955], Н. М. Страхова, Э. С. Залманзон и М. А. Глаголевой [1959] было описано поведение Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Ni, Co, Ba, Sr, Ga, Pb, Zn, $C_{орг}$ в палеозойских отложениях различных регионов СССР (Приуралье, Донбасс, Кузбасс, Карагандинский бассейн и др.).

Авторы охарактеризовали литолого-фациальные особенности исследуемых отложений различными петрографическими типами осадочных пород и статистическим путем оценили в них распределение химических элементов.

Оказалось, что интенсивность химического выветривания на водосборных площадях и в древних отложениях непосредственно отражается на поведении химических элементов в конечных водоемах стока; чем интенсивнее разложен химический материал, тем бóльшую роль в миграции элементов играют истинные растворы, тем в более глубоководные зоны сдвигаются максимумы их накопления и лучше согласованными между собой оказываются кривые распределения разных химических элементов на профиле.

Наиболее интенсивному разложению пород на суше отвечает упорядоченный тип распределения химических элементов на профиле, наименее интенсивному — пестрый.

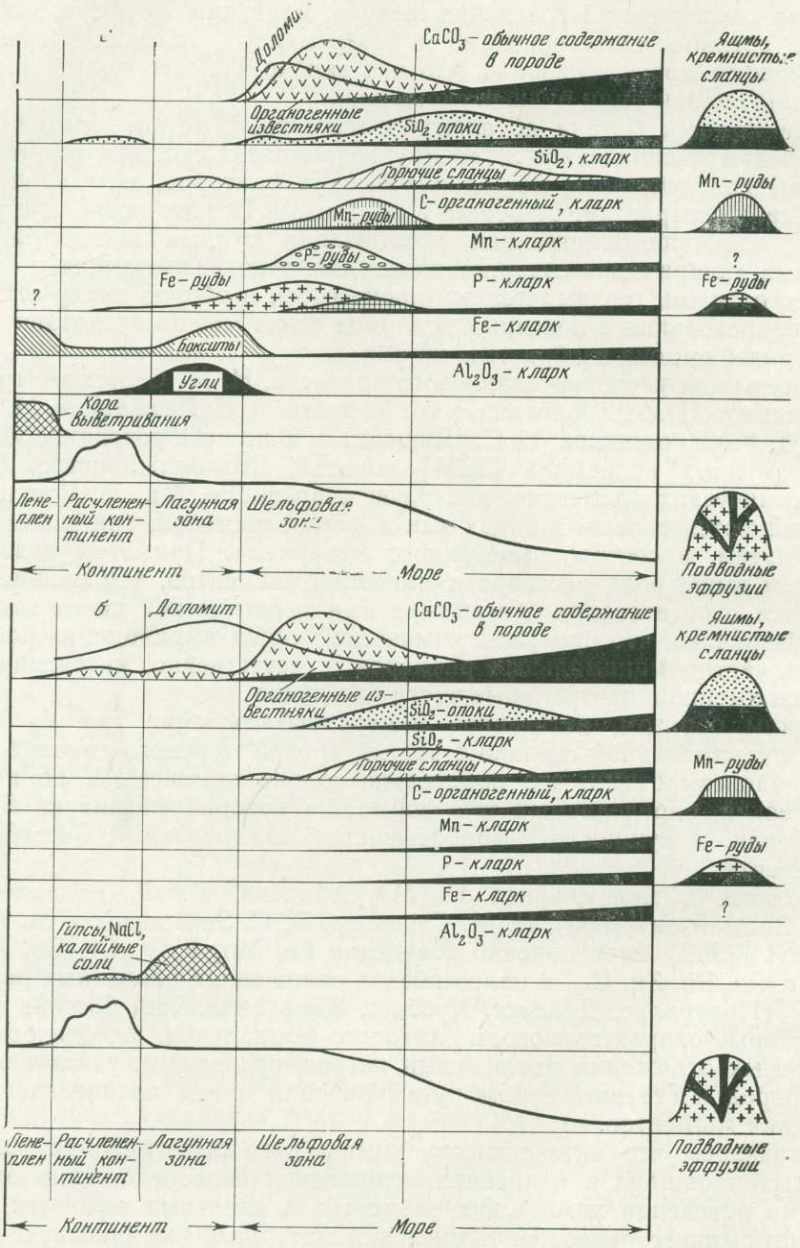


Рис. 3
Общий фациальный профиль аутигенного осадкообразования с девона и доныне [Страхов, 1951]

а — во влажном климате, *б* — в засушливом климате

Таким образом, было отчетливо показано, что не простые химические реакции в водоемах, а сложное физико-географическое взаимодействие водосборов и морских водоемов определяет поведение химических элементов в процессах осадкообразования. Этот вывод в корне меняет весь подход к изучению геохимии осадочных образований, делает эту науку независимой от геохимии магматических пород и руд, тесно связывает ее с литолого-фациальными исследованиями.

Еще более усложнила представления о геохимических особенностях осадко- и породообразования разработка теории диагенеза.

Представление о диагенезе как о важнейшем этапе преобразования морских илов в горные породы было высказано очень давно, но первые попытки геохимически рассмотреть систему современный осадок — иловая вода в Геологическом институте были сделаны А. Д. Архангельским и Э. С. Залманзон [1930] на примере черноморских глинистых отложений и третичных глин Северного Кавказа. В этой работе авторы подчеркнули значение процессов дегидратации глинистых минералов, разложения органического вещества и катионного обмена между твердой и жидкой фазами осадка и детально исследовали эволюцию иловых вод в процессе диагенетических преобразований.

Позднее А. Д. Архангельский и Э. С. Залманзон [1931] на основе изучения подземных вод грозненских нефтяных месторождений пришли к выводу, что их химический состав отражает диагенетические преобразования третичных глинистых толщ, вмещающих нефтяные залежи.

Дальнейшая разработка представлений о диагенезе осадков связана с именем Н. М. Страхова [1953, 1954, 1956а, 1960]. Им было показано, что диагенетические преобразования свежевыпавших в осадок илов являются естественной реакцией физико-химической неуравновешенности; важнейшим фактором, управляющим этим процессом в условиях морского водоема, является захороненное органическое вещество.

На первом этапе процесса происходит поглощение свободного кислорода микроорганизмами, редукция Fe^{+3} и Mn^{+4} и биохимическая сульфат-редукция; в иловых водах устанавливается восстановительная обстановка, падает Eh и повышается pH. Как следствие этого процесса усиливается растворение карбонатов и возрастает катионный обмен между твердой и жидкой фазами осадка.

В результате формирования своеобразного состава иловых вод, кардинально отличного от состава обычной морской воды, в илах развиваются два важных геохимических процесса.

Первый процесс — «обмен веществ» между иловой водой, из которой удаляются насыщающие ее CO_2 NH_3, CH_4 и другие компоненты, и морской водой того водоема, где осуществлялось накопление исходного осадка; из нее в осадок поступает O_2 и SO_4^{-2}, возможно Ca и Mg.

Второй процесс заключается в весьма интенсивном перераспределении вещества, которое осуществляется в разных частях осадка по схеме:

Исходное реакционноспособное вещество	→	Переход его в раствор	→	Достижение насыщения и пересыщение раствора новыми соединениями → Выпадение твердых фаз аутигенных минералов

Достигающие насыщения ионы в иловой воде выпадают в осадок, и таким образом формируются аутигенные глауконит, фосфориты, лептохлориты, сидерит, родохрозит, сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, вивианит, цеолиты и др.; многие из них образуют диагенетические конкреции, линзы и даже пласты.

Чрезвычайно важным является то обстоятельство, что аутигенный минералогенез осуществляется, по-видимому, главным образом, не в воде самого морского водоема, а в иловых растворах, по законам полузамкнутой физико-химической системы с интенсивно меняющимися параметрами.

Постепенное уплотнение глинистых илов и отжимание воды приводят в более глубоких горизонтах осадков к затуханию диагенетических преобразований; сплошная литификация пород достигается лишь на последующих стадиях катагенеза и метагенеза.

В 1960 г. в ГИН АН СССР под руководством академика Н. М. Страхова была организована лаборатория геохимии осадочных пород: ее целью являлось всестороннее изучение геохимии гумидного литогенеза. Предполагалось, что будут исследованы все фациальные типы гумидных отложений, начиная от кор выветривания и вплоть до морских осадков конечных водоемов стока, в которых следовало рассмотреть распределение V, Cr, Ni, Co, Cu, Sr, Ba, Pb, Zn, W, Mo, редких земель, Ge и других элементов. Особое внимание необходимо было уделить поведению малых элементов в рудных фациях (железорудных, марганцевых, бокситовых, фосфоритовых и других образованиях). Лаборатория также ставила перед собой задачу изучить формы переноса элементов речными водотоками, охарактеризовать поведение малых элементов в современных осадках морей, озер, океанов, исследовать влияние диагенеза и катагенеза на поведение малых элементов в осадочных отложениях гумидных зон.

Программа геохимических исследований, предложенная Н. М. Страховым, оказалась столь обширной, что ее конкретная реализация продолжается до настоящего времени; кроме того, она оказалась не под силу одной лаборатории и по существу выполнялась сотрудниками многих лабораторий ГИН АН СССР в содружестве с сотрудниками Института океанологии АН СССР (лаборатория геохимии диагенеза), ИМГРЭ МГ и АН СССР и ряда других организаций.

Большое значение для понимания гумидных условий мобилизации осадочного материала на континентах имели многолетние исследования, проводившиеся Н. А. Лисицыной [1957, 1965, 1966, 1968, 1973]. Они охватили области распространения современных и древних кор выветривания, развитых на основных и кислых магматических породах в Казахстане, на Украине, в северной части Вьетнама, в пределах Батумского побережья Кавказа, на островах Тихого океана, в Гвинее.

В продуктах выветривания и подстилающих их коренных породах, преимущественно основного состава, Н. А. Лисицына определила содержание главных (Na, K, Mg, Si, Al, Fe, Ti) и малых (Mn, P, Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Cr, V, Zr, Ga) химических элементов. Методом абсолютных масс были установлены количественные закономерности накопления и выноса элементов в корах выветривания; вычислены ряды подвижности химических элементов при формировании тропического элювия.

Оказалось, что все изученные Н. А. Лисицыной элементы можно расположить в единый ряд по возрастанию степени их подвижности в процессе выветривания. На одном конце этого ряда располагаются легкоподвижные щелочи и щелочные земли, а на другом — слабоподвижные гидролизаты. Этот ряд, установленный для кор выветривания основных пород, хорошо совпадает с общими рядами миграции элементов в реках, ранее рассчитанными А. И. Перельманом и С. Г. Батулиным [1962], а также с теми данными, которые получены другими исследователями, изучавшими формы миграции химических элементов в гумидной зоне литогенеза.

Исследование форм миграции химических элементов в реках Черноморского бассейна было начато М. А. Глаголевой [1959] под руководством Н. М. Страхова. Ею было проведено определение во взвеси и растворах содержаний Ca, Sr, Ba, Mn, P, Cu, Ni, Co, V, Cr, $C_{орг.}$, форм железа и марганца. Было установлено, что взвешенная форма миграции наиболее типична для V, Cr, Be, Ga, Ni, Zn, тогда как преимущественно в растворенной форме мигрируют Ca, Sr, Ba и другие элементы.

М. А. Глаголева установила два фундаментальных факта: 1) сложность форм миграции всех элементов в реках Черноморского бассейна, в частности большую относительную роль взвеси при их транспортировке; 2) зависимость распределения химических элементов в поверхностном слое современных осадков от форм их миграции в речном стоке.

Позднее на более представительном материале миграция 15 химических элементов в речных водах пяти рек бассейна Черного моря была исследована И. Ю. Лубченко и И. В. Беловой [1973], которые не только охарактеризовали взвешенную и растворенную форму, но и смогли выделить и проанализировать состав трех фракций взвеси.

Оказалось, что у Ti, Zr, Cr, V наблюдается ярко выраженная тенденция накапливаться в грубых фракциях, тогда как у Mn, Fe, Ni, Cu, Mo, W, Pb, Zn — в более тонких. Растворенные формы играют незначительную роль в перемещении большинства элементов; исключение составляют Mo и отчасти Zn.

Сопоставление форм миграции химических элементов в водах рек и анализ распределения в поверхностном слое Черного моря тех же элементов были выполнены Н. М. Страховым, И. В. Беловой, М. А. Глаголевой и И. Ю. Лубченко [1971]. Этими исследователями составлены и проанализированы 23 геохимические картосхемы. При их составлении особенно важное значение имела схема современной гидродинамики, позволявшая корректировать некоторые геохимические данные.

Оказалось, что в современных илах Черного моря выделяются три группы элементов. Первую образуют наименее геохимически подвижные Ti, Zr, Ga, Cr, V; для них характерна миграция в речных водах главным образом в виде грубых взвесей, а в распределении по площади эти элементы образуют периферические максимумы и почти не накапливаются в халистазах.

Вторую группу хороших мигрантов составляют Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, P, As, Se, $CaCO_3$ при перемещениях они обладают существенной долей растворенных и коллоидных форм и поэтому образуют пела-

гические максимумы, совпадающие с площадью халистаз. К этой же группе принадлежит органическое вещество, бо́льшая часть которого продуцируется самим водоемом.

Наконец, третью группу составляют Pb и Zn, распределенные во фракциях речных взвесей сходно со второй группой, но на площади водоема сконцентрированные крайне прихотливо.

Если учесть, что при изучении геохимии современного осадконакопления в Охотском море Н. М. Страховым и И. Л. Нестеровой [1968] были получены принципиально сходные результаты, можно полагать, что почти всегда в гумидном литогенезе Ti, V, Cr, Ga, будут составлять одну группу, тяготеющую к началу ряда; Fe, Mn, P, W — другую, тяготеющую к его средним частям, а Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Zn — к концу ряда.

В обобщающей работе Н. М. Страхова [1968] была высказана гипотеза о том, что соотношения между слабыми и хорошими мигрантами в разных морских водоемах зависят от отношения площадей их водосборов (B) к площади водоема (L). Чем больше этот коэффициент, тем сильнее влияние суши на конечный водоем сноса и тем хуже осуществляется разделение химических элементов обеих групп. Наоборот, при малой величине этого модуля заметно уменьшается скорость накопления осадков, полнее идет разделение вещества и на огромных площадях дна концентрируются хорошие мигранты, такие, как Fe, Mn, P, W, Co, Ni и др. Эта мысль непосредственно приводит к выводу о том, что в океанских бассейнах формирование скоплений Fe и Mn в виде конкреций происходит не за счет активной вулканической деятельности, как это думали Дж. Меррей и К. Гюмбель, а за счет весьма далеко зашедшей осадочной дифференциации экзогенного вещества, поступающего в океан при выветривании и денудации водосборов.

В геохимических исследованиях ГИН АН СССР особенно выделяется проблема генезиса осадочных рудных месторождений, которая с 60-х годов рассматривалась в тесной связи с разработкой представлений об источнике рудного вещества.

Гипотеза вулканогенно-осадочного происхождения бокситов, высказанная в работах А. В. Пейве [1947], Н. А. Штрейса и А. Л. Яншина, а также К. К. Зеленова [1960, 1972], оказалась противопоставленной общепринятой латеритно-осадочной гипотезе С. Ф. Малявкина [1937] и Г. И. Бушинского [1958], поддержанной Н. М. Страховым [1960].

Условия мобилизации и перемещения глинозема в осадочном процессе особенно наглядно вырисовывались при сопоставлении геохимии Al и Ti. Как было показано в статьях Г. И. Бушинского [1963]; В. Н. Григорьева [1963], Н. А. Лисициной и М. В. Пастуховой [1963], отношение Ti к Al в большинстве известных месторождений бокситов весьма упорядоченно и чаще всего наследуется от материнских магматических пород, на которых развита кора выветривания. По мнению Н. М. Страхова [1963], это обстоятельство однозначно доказывает ведущую роль механического накопления глинозема в ходе формирования месторождений бокситов, а этим исключается тот вулканогенно-осадочный механизм бокситообразования, который и был предложен некоторыми исследователями.

В ряде последующих работ Г. И. Бушинского [1971, 1975], а также Г. И. Бушинского и В. Е. Закруткина [1978] были рассмотрены важные вопросы геохимии Ti и малых элементов на примере конкретных месторождений бокситов.

В монографии Н. М. Страхова, Л. Е. Штеренберга, В. А. Калиненко и Е. С. Тихомировой [1968] так же, впрочем, как и в серии статей этих авторов, была сделана попытка отыскать геохимические различия собственно осадочных и вулканогенно-осадочных руд. Было доказано, что для вулканогенно-осадочных накоплений Mn характерно: 1) чрезвычайная непостоянность отношения Mn/Fe, а также набора и количественного содержания элементов-примесей; 2) резко выраженное обогащение руд Cu, Pb, Zn, Mo, W, B, Ge и частая ассоциация их с полиметаллическими рудными скоплениями; 3) постоянная ассоциация Mn с SiO_2. Все эти признаки могут служить геохимическими индикаторами вулканогенно-осадочного марганцевого рудообразования.

Изучение генезиса и геохимических особенностей различных типов марганцевых руд успешно продолжалось Л. Е. Штеренбергом [1971], Л. Е. Штеренбергом и др. [1971, 1975], а также И. М. Варенцовым [1972, 1975] с сотрудниками [Пронина, Варенцов, 1973; Пронина и др., 1973].

Специальное геохимическое исследование современных железорудных осадков вулкана Санторин, представляющих собой аналог девонских вулканогенно-осадочных железных руд типа руд месторождений Лан и Дилль и других древних месторождений, предприняла Г. Ю. Бутузова [1968, 1969]. Ей удалось показать, что железорудные современные осадки локализуются в кальдере вулкана и связаны с подводными эксгаляциями типа мофетт. Оказалось также, что окисленные рудные осадки содержат до 50% Fe_2O_3 и 0,01—0,26% Mn. Титан в них отсутствует, зато в повышенных количествах обнаружены P, B, V. Влияние вулканизма на осадочный процесс в пространстве сильно ограничено; оно практически не распространяется за пределы узкой кальдеры.

Изучение геохимии фосфоритов было проведено В. Н. Холодовым [1963, 1966, 1972], В. Н. Холодовым и Д. А. Минеевым [1979] и отчасти Г. И. Бушинским [1966, 1969]. На основе детального исследования фосфоритоносных отложений Малого Каратау (Казахстан), а также в результате анализа фосфоритов из различных коллекций В. Н. Холодовым и В. З. Блисковским [1976] было доказано, что постоянное накопление в различных месторождениях фосфоритов урана, редких земель, стронция, молибдена, иода противоречит идее эффузивно-осадочного происхождения пластовых фосфоритов, связанных с группой отдаленно-кремнистых формаций; последние должны были бы содержать в повышенных количествах Ge, S, B, W, Sr и другие элементы-индикаторы.

Исследование геохимии B в угленосных отложениях различных районов Советского Союза выполнили П. П. Тимофеев с сотрудниками [1969, 1970; Тимофеев и др., 1975]. Было установлено, что пространственное распределение этого элемента в разных фациальных обстановках различно. Таким образом, B является чутким индикатором фациальных условий осадконакопления и в этом качестве может использоваться при литолого-фациальном картировании и съемке.

Очень интересные материалы по поведению Pb в осадках современ-

ных морских водоемов были опубликованы И. Ю. Лубченко [1977]. Геохимию Mn в современных конкрециях на дне океанов описала Е. С. Базилевская [1976]. В ряде работ З. В. Пушкиной, В. И. Дворова и других специалистов были намечены некоторые новые стороны гидрогеохимии диагенеза.

Проблема геохимии океанского литогенеза в ГИН АН СССР начала разрабатываться только с 70-х годов. С самого начала работ по этой проблеме отчетливо обозначились два направления.

Первое направление развивалось академиком Н. М. Страховым, сотрудниками лаборатории геохимии осадочных пород и химической лабораторией ГИН АН СССР в содружестве с лабораторией диагенеза осадков Института океанологии АН СССР. Оно ставило своей целью изучение геохимии современных океанских осадков.

Второе направление возникло сравнительно недавно; его возглавил член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев в связи с осуществлением международных проектов глубоководного бурения. Оно ставит своей целью изучение литологии и геохимии древних океанских отложений от современных и до юрских включительно и корреляцию геологической истории континентов и океанов.

Фактической базой исследований геохимии современных океанских осадков явился трансокеанский профиль, изученный в северной части Тихого океана группой сотрудников (Н. А. Лисицына, Г. Ю. Бутузова, О. А. Дворецкая, З. В. Пушкина, И. Ю. Лубченко, И. И. Волков, М. А. Глаголева и др.) под общим руководством Н. М. Страхова. Этот профиль протягивался от Сангарского пролива, далее на атолл Уэйк, Гавайские острова и до Калифорнийского залива; его длина почти 11 575 км. На профиле располагались 48 станций, характеризующих 7—8 м океанских осадков. Особенно интенсивно исследовались осадки, отвечающие последним 100 000 лет.

Трансокеанский литолого-геохимический профиль дал возможность охарактеризовать литолого-фациальные особенности современных осадков и объективно оценить реальный вклад вулканического процесса в нормальную океанскую седиментацию. Конкретное изучение распределения пирокластического материала, цеолитов и продуктов эксгалятивной деятельности на профиле показало, что общее влияние вулканизма на современное осадконакопление невелико [Лисицына и др., 1973, 1976; Бутузова и др., 1975].

Более общие геохимические критерии разграничивания осадочного и эксгалятивного материала были разработаны Н. М. Страховым [1968, 1976б]. Среди них наиболее важное значение имеет железо-марганцевый модуль, или отношение (Fe+Mn)/Ti, в котором эксгалятивное начало представлено в числителе, а терригенное — в знаменателе.

Поскольку трансокеанский профиль пролегал севернее основных районов интенсивной эксгалятивной деятельности в Тихом океане, анализ воздействия вулканизма на осадконакопление пришлось проводить на всей площади развития океанских осадков.

Вычисление железо-марганцевого модуля для всех известных в литературе анализов океанских осадков позволило установить, что у подавляющей части пелагических отложений его величина колеблется от 8 до 23 и только на ограниченных участках срединно-океанических

хребтов она возрастает до десятков и сотен единиц, а иногда достигает даже 1300. Таким образом, оказалось, что в составе подавляющей части пелагических отложений Мирового океана эксгалятивные компоненты отсутствуют, а повышенные концентрации Fe, Mn и микроэлементов возникают за счет далеко зашедшей дифференциации материала, поступающего с берегов. При возвращении в осадок (расчетом) тех количеств Fe и Mn, которые стянуты в железо-марганцевые конкреции, величина отношения (Fe+Mn)/Ti не превышает 25, даже при максимальной продуктивности стяжений, достигающей 45 кг/м². Экзогенный источник вещества железо-марганцевых стяжений тем самым становится бесспорным.

Применение метода абсолютных масс в сочетании с методом генетических моделей позволило Н. М. Страхову [1976б] количественно оценить среднюю интенсивность эксгалятивного поступления Fe и Mn в океаны. Оказалось, что в Атлантическом океане она равна 1,80 мг/см² за 1000 лет, в Индийском — 3,44 мг/см², а в Тихом — 15,56 мг/см² за то же время. В общей массе этих элементов эксгалятивная часть составляет: Атлантический и Индийский океаны — по 0,3%, Тихий океан — 2,6%. Таким образом, роль эксгалятивных компонентов в океане в целом оказалось ничтожной.

Геохимические исследования современных океанских осадков, поставленные на базе уже упомянутого выше трансокеанского профиля, привели Н. М. Страхова [1976б] еще к одному принципиально важному выводу. Оказалось, что главным геохимическим процессом, управляющим современным осадконакоплением в океанах, является механическое фракционирование взвесей.

Действительно, изучение поведения 22 химических элементов, а также 16 элементов группы редких земель на трансокеанском профиле, выполненное процентным методом и методом абсолютных масс, позволило установить, что по пространственной локализации среди них выделяются три группы.

К первой группе принадлежат Fe, Cr, Ge, V, Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Co, Ni; эти элементы железо-марганцевой группы располагаются на профиле таким образом, что абсолютные массы каждого элемента всегда несколько сдвинуты относительно друг друга в сторону пелагиали, а процентные содержания растут от берега к пелагиали параллельно с измельчением зерен в осадке. Эти особенности могут получить свое толкование только в том случае, если считать, что главным процессом, регулирующим распространение этих элементов на дне океана, является механический разнос аллохтонных и автохтонных взвесей. При этом аллохтонные взвеси поступают в океан с водосборов, а автохтонные — генерируются в самом водоеме, при переходе растворенных компонентов в твердую фазу. Биос и процессы сорбции лишь несколько трансформируют этот механический процесс [Страхов и др., 1973; Страхов, 1976б].

Вторая группа химических элементов, включающая $C_{орг}$, SiO_2, N, $S_{сульф}$, Se и другие, распределяется на профиле в соответствии с прижизненным расселением планктонных организмов, а также с интенсивностью диагенетической сульфат-редукции, которая сама по себе определяется количеством захороненного в илах органического вещества. [Страхов, 1972].

Третья группа элементов, представленная TR и P, занимает промежуточное положение.

Таким образом, при исследовании трансокеанского профиля в Тихом океане было доказано, что распределение большинства химических компонентов регулируется главным образом гидродинамическим фактором.

Позднее в серии работ Н. М. Страхова [1976а, б, 1977, 1978а, б] этот вывод был развит в гидродинамическую концепцию океанского литогенеза.

В соответствии с представлениями Н. М. Страхова типы литогенеза, выделенные в пределах континентального блока, в океане отсутствуют, а весь он принадлежит единому осадочному океанскому типу литогенеза с редкими вкраплениями вулканогенно-осадочного. В сущности, континентальный блок нашей планеты является единой водосборной площадью для океана, а мировой океан — конечным водоемом стока для этого блока. Мобилизуемый в пределах континентального блока осадочный материал частично осаждается в его пределах, в эпиконтинентальных и краевых морях, а частично сбрасывается в океан.

Типы литогенеза, выделенные Н. М. Страховым [1960, 1962, 1963] на континентальном блоке, строго говоря, являются типами мобилизации осадочного материала под воздействием экзогенных (аридный, гумидный, ледовый) или эндогенных (вулканогенно-осадочный) факторов.

Зональные типы литогенеза на континентальном блоке формируются при непосредственном влиянии климата на геологический субстрат.

«На континентальном блоке,— пишет Н. М. Страхов,— решающее значение для осадочного процесса имеет вертикальная циркуляция. В жарком тропическом поясе воздушные приземные массы, богатые влагой, поднимаются вверх, охлаждаются и изливают потоки воды; возникает тропический влажный пояс и отвечающий ему гумидный тип литогенеза в его низкоширотной модификации. Севернее и южнее тропиков, на широте 10—30° с. ш. и 10—30° ю. ш., воздушные массы, освобожденные от влаги, опускаются вниз, нагреваются и создают аридные климатические зоны с их барическими максимумами и характерным осадкообразованием, названным мною аридным типом литогенеза. Севернее и южнее аридных зон воздушные массы, движущиеся из областей полярных барических максимумов, взаимодействуют с теплыми массами субтропического воздуха и образуют зоны циклонов, характеризующиеся избытком метеорных осадков над испарением; возникает гумидная зона умеренных широт. Здесь локализирована умеренно климатическая модификация гумидного типа на суше. Около полюсов на континентальных участках (Антарктида, Гренландия и другие крупные острова), где развиты вечные льды и находится постоянный барический максимум, локализован ледовый тип литогенеза. В создании этих типов решающую роль, как указывалось, играет именно вертикальная циркуляция атмосферы» [Страхов, 1976б, с. 13, 14].

В целом мобилизация материала в условиях избытка влаги (гумидный тип литогенеза) отличается интенсивным химическим выносом ряда компонентов, формированием кор выветривания, активным участием биоса в процессах осадкообразования. В случае дефицита влаги (аридный тип литогенеза) выветривание все более приобретает механи-

ческий характер, усиливается значение эоловых процессов и падает роль биогенного фактора; на суше и в конечных водоемах сноса усиливается роль химического осолонения. Наконец, при низких температурах и в обстановке развития материковых льдов (ледовый тип литогенеза) широко развиты ледниковое выветривание и механическая денудация с образованием морен.

Интразональный эффузивно-осадочный процесс поставляет в зону осадкообразования массу глубинного материала — собственно эффузивы, а также механически выброшенные бомбы, лапилли, пепел, гидротермальные растворы и эманации, которые в сложных комбинациях ассоциируют с собственно осадочными образованиями самых различных климатических типов.

Осадочные породы и руды, отражающие различные способы поставки материала в область осадкообразования (породы-индикаторы литогенеза), располагаются либо на суше (коры выветривания, бокситы, месторождения Fe и Mn типа «железных шляп» и др.), либо в болотах и озерах (железо-марганцевые конкреции, угли, скопление соды и солей), либо в прибрежной части эпиконтинентальных и краевых морей (россыпи тяжелых минералов, оолитовые железные руды, бокситы, паралические угли, скопления гипса и солей и др.), либо, наконец, на континентальных окраинах океанов (россыпи тяжелых минералов, угли, скопления гипса, солей и др.). Можно довольно уверенно говорить, что подавляющая масса осадочных образований, непосредственно указывающих на климатические обстановки седиментации (или на «типы литогенеза», по терминологии Н. М. Страхова), концентрируется или на континенте, или в области, переходной от континентального блока к океаническому.

Следует, однако, подчеркнуть, что уже в крупных эпиконтинентальных водоемах типа Черного или Каспийского моря влияние климата отчетливо сказывается только в узких прибрежных и мелководных зонах; благодаря усиленной интеграции осадочного материала в пелагиали, фракционированию взвесей и другим процессам, глубоководные участки таких водоемов практически выходят из-под климатического контроля и почти не зависят от поставки осадочного материала со стороны разных климатических зон суши. С увеличением размеров и глубины водоемов и с уменьшением величины модуля B/L осадки конечных водоемов стока в общей массе все меньше связаны с конкретными условиями мобилизации осадочного материала на континенте, причем минимальное влияние климатического фактора имеет место в центральных частях океанов.

Осадконакопление в океанском секторе Земли [Страхов, 1976б] характеризуется рядом особенностей, которые вытекают, с одной стороны, из своеобразного влияния на него климата, а с другой — из огромных размеров океанской водной массы. Здесь вертикальные движения воздушных масс, создающие обычно режим влаги, практически не влияют на осадконакопление; слабо отражается также на осадконакоплении океанов изменение температуры по меридиану. Зато определяющее значение приобретают горизонтальные движения воздушных масс, соприкасающихся с поверхностью воды; они действуют на океаническую среду и создают систему активных зон — геострофических циркуляционных течений и халистаз в поверхностных слоях океанской

воды (200—250 м), захватывающих с постепенно ослабевающей силой и более глубокие горизонты (до 2000 м).

Именно гидродинамический режим непосредственно контролирует распределение на дне океана почти всех компонентов осадка, создавая их разные литологические и геохимические типы. Его действие не распространяется только на те районы, где проявляется вулканогенно-осадочный тип накопления вещества.

Общая схема циркуляционных течений и халистаз в океанском секторе была описана в монографиях В. Н. Степанова [1974] и Г. Е. Толмазина [1976], а позднее воспроизведена в работах Н. М. Страхова [1976а, б, 1977, 1978а, б]. Система течений, или активных зон, по Н. М. Страхову, «...между 50° с.ш. и 50° ю.ш. ... слагается из двух элементов. Первый — м е р и д и о н а л ь н ы й; это циркумконтинентальная зона, протягивающаяся вдоль побережья всех континентов и отвечающая их шельфу и отрезкам циркулярных течений, пролегающих вдоль континентального склона, глубоководных желобов, а также несколько мористее их. Второй элемент — ш и р о т н ы й, три пояса поперечных океанских течений, связывающих меридиональные активные зоны: а) экваториальный, слагающийся из северного пассатного течения, экваториального противотечения и южного пассатного течения, вместе взятых; б) северный пояс, отвечающий северотихоокеанскому течению и Гольфстриму (в широком смысле) в Атлантическом; в) южный пояс, в который объединяются широтные части южных циркулярных течений. Севернее описанной активной системы — в Северном Ледовитом океане — локализуется обособленный антициклонический круговорот. Южнее — циклонический круговорот между южным поясом и Антарктидой.

В крупных ячеях описанной активной водной системы располагаются огромные пассивные участки — халистазы. Основной признак их — ослабление поверхностных течений, доходящее в центре почти до полной горизонтальной неподвижности воды.

...В халистазах, обрамленных антициклоническими круговоротами течений с их центростремительными силами, возникают конвергентные движения водной массы к центру халистазы. Здесь образуется избыточное накопление водных масс и опускание их на глубину; по периферии же конвергентных халистаз происходит подъем воды, компенсирующий опускание в срединной полосе халистаз» [Степанов, 1974; цит. по Н. М. Страхову 1976а, с. 7].

«В халистазах, обрамленных циклоническими круговоротами течений, с их центробежными силами, происходит отток водной массы из центральных частей к периферии; в центре образуется динамическая ложбина, на пополнение которой идет вода из глубин или дивергенция; по периферии же халистазы, наоборот, возникает компенсационное погружение водных масс» [там же].

Накопление абсолютных масс биогенных компонентов в океане ($O_{орг}$, SiO_2, отчасти $CaCO_3$) в значительной степени контролируется гидродинамикой; их дефицит обнаруживается в халистазах, а максимальные массы локализуются в гидродинамически активных зонах, что обусловлено вертикальным перемешиванием вод и поставкой здесь в область фотосинтеза N, P и других питательных веществ [Богоров, 1974]. Любопытно, что общая картина распределения планктона на по-

верхности океана, как это впервые показали Л. А. Зенкевич и др. [1971], а подчеркнул Н. М. Страхов [1978б, в], в общих чертах довольно точно проецируется на дно и находит свое отражение в распределении биомасс бентоса, потребляющего трупы планктогенных организмов. Такая тесная связь между распределением органического вещества в «верхней» и «нижней» пленках океанической жизни доказывает ничтожность латеральных перемещений в ходе осаждения и других компонентов.

В монографии «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза» Н. М. Страховым [1976б] было также показано, что максимальные абсолютные массы терригенной кластики, а также химических элементов железо-марганцевой группы (Fe, Cr, Ge, V, Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Co Ni) обычно сосредоточиваются в гидродинамически активных зонах, а минимальные — в халистазах. При этом терригенный материал Fe и Mn преимущественно накапливается в циркумконтинентальных поясах, в меньшей степени — в широтных.

Довольно стройная картина океанского осадконакопления, в которой определяющую роль играет гидродинамика воды [Страхов, 1976б], существенно осложняется влиянием циркумконтинентальной зональности. Огромные площади океанов, достигающие $179{,}70 \times 10^6$ у Тихого океана, $93{,}36 \times 10^6$ у Атлантического и $74{,}92 \times 10^6$ км^2 у Индийского и глубины, в среднем колеблющиеся от 3940 до 4280 м, приводят к тому, что основная масса поступающего с континента терригенного материала относительно быстро осаждается на периферии, а на остальной части скорости осадконакопления резко замедляются, едва достигая 1—3 мм за 1000 лет.

Дефицит осадочного материала в океанах определяет некомпенсированность прогибаний и прерывистость осадочного покрова; последняя выражается в широком распространении на океанском дне участков, где осадочные слои отсутствуют.

Неравномерное распределение планктона, который отчетливо тяготеет к берегу и почти отсутствует в халистазах («биологическая пустыня»), приводит к тому, что океанские илы обогащаются органическим веществом в прибрежных зонах; здесь в осадках осуществляются интенсивные редукционные процессы и наиболее полно протекают диагенетические явления. Наоборот, в эвпелагических глинах, где органики ничтожно мало, широкое развитие получают красноцветные фации, существенно обогащенные гидроокислами железа и марганца.

Наконец, очень полная реализация механического фракционирования, согласно Н. М. Страхову [1976б], приводит к обогащению пелагических участков дна рудными компонентами и к формированию здесь железо-марганцевых конкреций, а на участках интенсивной эксгалятивной деятельности — полей рудоносных осадков.

Роль климатической зональности в океане относительно невелика; изменение режима влаги и температур выражается лишь в том, что под тропиками и субтропиками осуществляется более значительное накопление магнезиального $CaCO_3$, а в формировании осадков принимают участие некоторые специфические организмы, например рифостроящие кораллы. В целом механизм осадочного процесса выступает в океане как единое целое; единственное, что удается отметить при изу-

чении осадков разных широт, это некоторые весьма неопределенные различия высокоширотных и низкоширотных модификаций, которые выражаются в видовом составе фауны.

Изложенная выше гидродинамическая концепция океанского осадконакопления, принадлежащая академику Н. М. Страхову, является крупным теоретическим вкладом в науку; ее несомненным достоинством является то обстоятельство, что в ней оказываются тесно связанными между собой особенности океанского осадконакопления и процессы, протекающие в пределах континентального блока. Эта концепция ближе всего стоит к общей глобальной теории литогенеза, разработка которой является в настоящее время главной задачей науки об осадочных породах и рудах.

Проблема эволюции осадочных геохимических процессов в истории Земли возникла, с одной стороны, на базе общих геохимических идей о происхождении жизни, биосферы, атмосферы и гидросферы, а с другой — на почве конкретных исследований необратимого осадочного породообразования во времени.

Общие геохимические представления об эволюции геологической среды восходят к работам Р. Дэли [Daly, 1907, 1909], В. И. Вернадского [1927, 1931], В. Раби [Rubey, 1955], Г. Юри [1959], А. П. Виноградова [1959], М. Келвина [Calvin, 1956] и др.

Изменение особенностей накопления железных руд во времени было охарактеризовано Н. М. Страховым [1940, 1947а]. В трудах П. И. Степанова [1947] и Ю. А. Жемчужникова [1955] рассмотрены историко-геологические особенности угленакопления. Некоторые черты эволюции карбонатных пород во времени были исследованы А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратынским [1952], а позднее — Н. М. Страховым [1951, 1956б]. Развитие кремненакопления на протяжении фанерозоя рассматривалось Г. А. Каледой [1956], а эволюция в формировании фосфоритов была описана Б. М. Гиммельфарбом [1962], Г. И. Бушинским [1966] и Н. А. Красильниковой [1967].

Все эти данные в начале 60-х годов были обобщены Н. М. Страховым [1960—1962, 1963], который наметил основные этапы в развитии внешних геосфер Земли на протяжении ее почти 5-миллиардной истории и связал эти этапы с историей осадочного породообразования в целом (рис. 4).

Отправным пунктом гипотезы Н. М. Страхова явились представления В. И. Вернадского, О. Ю. Шмидта и А. П. Виноградова о том, что Земля никогда не была расплавлена целиком, а образовалась из холодного космического материала с последующим частичным саморазогреванием и переплавлением вещества, вызвавшего его дифференциацию. Идея «зонной плавки», детально обоснованная А. П. Виноградовым [1959], неизбежно приводила к существованию первичной кислой гидросферы — протоокеана, состоящего из HCl, HF, H_3BO_3 и других кислот, растворенных в воде. Весь последующий путь эволюции протоокеана можно представить как процесс нейтрализации кислот приносившимися с берега карбонатами. В начале этого процесса формировались хлоридные воды, затем — хлоридно-карбонатные, а позднее — хлоридно-карбонатно-сульфатные и хлоридно-сульфатные. Возникновение сульфатов в гидросфере теснейшим образом было связано с изменениями в атмосфере и с развитием биоса.

Согласно описанной концепции, первичная атмосфера содержала NH_3. CO_2, CH_4, H_2, H_2S, отличалась почти полным отсутствием свободного кислорода и имела резко восстановительную характеристику.

Зарождение жизни на рубеже 3 млрд. лет, возникновение фотосинтеза и отчасти фотодиссоциация кислорода и углерода под действием ультрафиолетовых лучей в высоких слоях атмосферы привели вначале к окислению большинства компонентов атмосферы и накоплению в ней CO_2, свободного N и SO_3; именно в это переходное время в океанах появились и получили распространение сульфаты. Позднее развитие тех же процессов сформировало современную атмосферу с преобладанием N, O, H над углекислотой.

Таким образом, согласно взглядам Н. М. Страхова [1962б], эволюция гидросферы шла по пути от кислой к щелочной среде, а атмосферы — от резковосстановительной к окислительной обстановке. Сочетание этих двух кардинальных явлений позволило выделить четыре главных этапа развития внешних оболочек Земли; их возрастные интервалы обозначены в левой части диаграммы, изображенной на рис. 4.

Следует, однако, подчеркнуть, что именно возрастная датировка важнейших этапов развития атмосферы и гидросферы в докембрии оказалась наиболее уязвимой частью приведенной выше эволюционной схемы, так как была сравнительно слабо подтверждена конкретным изучением пород и руд. Так, восстановительные условия на поверхности Земли и отсутствие свободного кислорода обычно связывают с развитием окатанных галек уранинита и пирита в золотоносных конгломератах нижнего докембрия, а ранне-позднепротерозойская эпоха глобального развития железистых кварцитов и более позднее появление красноцветных формаций объяснялись уже зарождением и нарастанием содержания свободного кислорода в атмосфере.

В работах В. И. Виноградова и др. [1969, 1976], а также В. И. Виноградова и А. М. Лейтеса [1978] была сделана попытка подойти к проблеме появления свободного кислорода путем изучения изотопов серы в сульфатах, залегающих в метаморфизованных толщах архея низов системы Свазиленд (Южная Африка) и иенгрской серии архея Алдана (Восточная Сибирь). Этими исследователями было установлено, что обнаруженные ими в древнейших толщах сульфаты, по-видимому, имеют осадочное происхождение, а следовательно, границу появления свободного кислорода следует опустить до уровня 4×10^9 лет.

Если рассуждения этих авторов верны, то существование бескислородной атмосферы отодвигается далеко в глубь докембрия или даже вообще ставится под сомнение.

Рассматривая в целом проблему эволюции осадочного породообразования в истории Земли, нельзя не отметить одно весьма своеобразное противоречие.

Еще в ранних работах Н. М. Страхова [1947б, 1954] было показано, что состав водосборных площадей играет огромную роль в поставках осадочного материала в области седиментации; он как бы зеркально отражается в формирующихся осадках. Между тем, анализируя изменение осадочного процесса во времени, исследователи главное внимание концентрировали не на эволюции состава питающих областей,

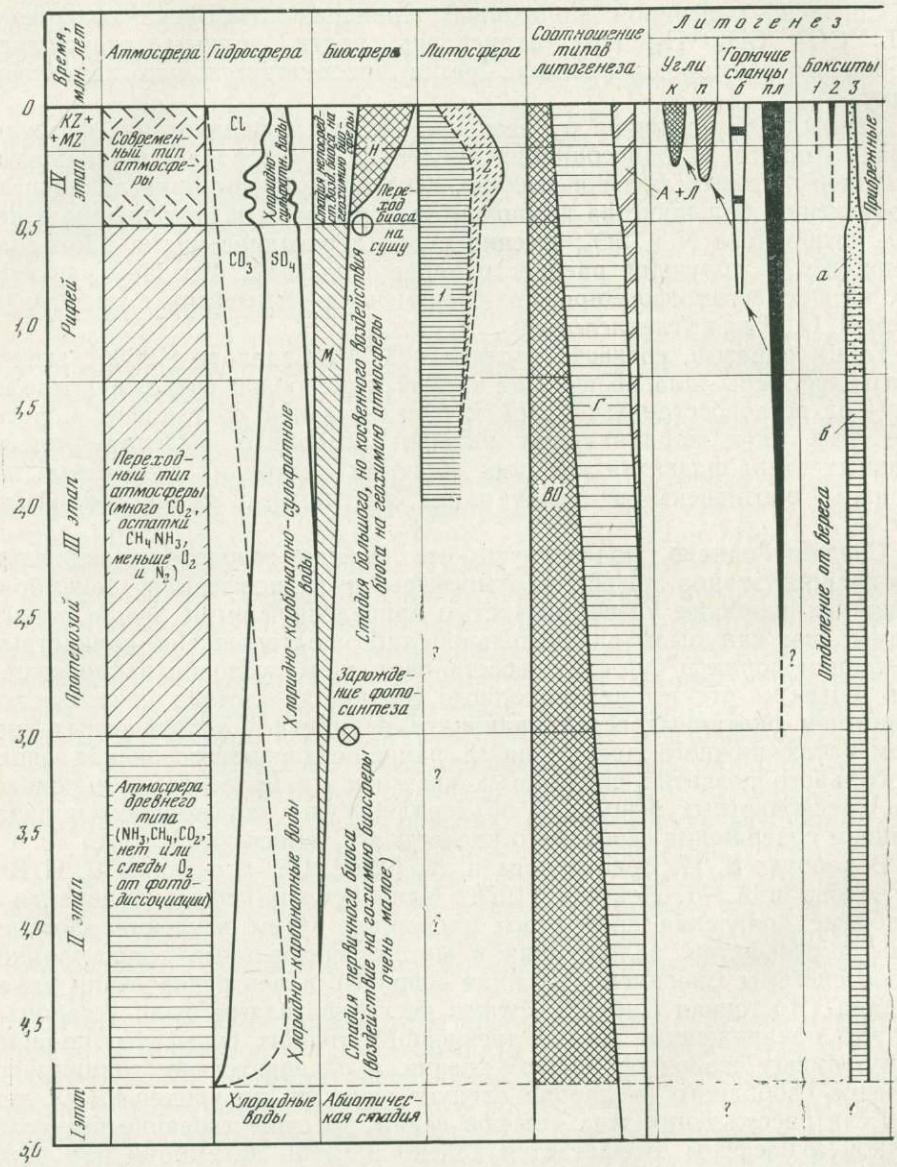
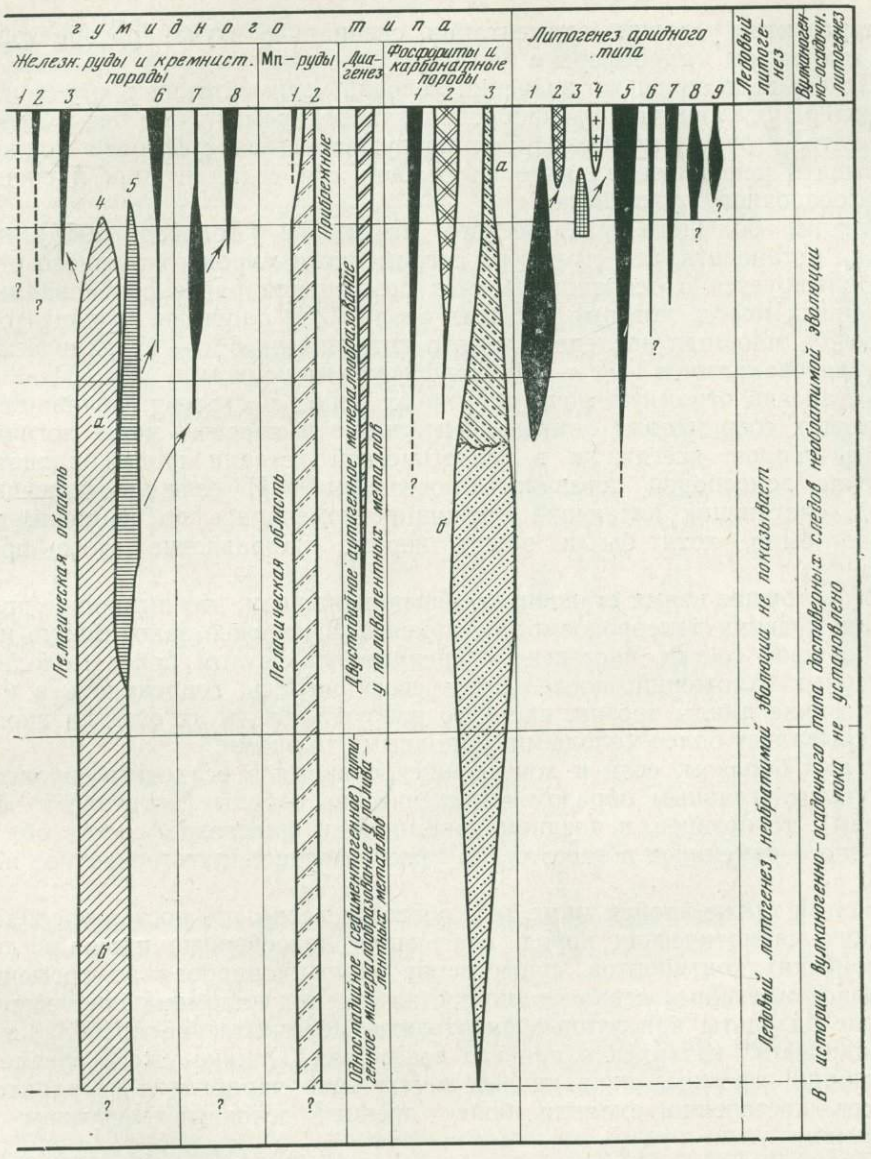


Рис. 4
Развитие гидросферы, атмосферы и осадочного породообразования в истории Земли [Страхов, 1962]

Биосфера: *М* — биомасса морских организмов;
Н — биомасса наземных организмов. Литосфера:
1 — платформы южного полушария (Гондвана);
2 — платформы северного полушария. Соотношения типов литогенеза;
В-О — вулканогенно-осадочный литогенез;
Г — гумидный литогенез;
АЛ — аридный + ледовый литогенез. Угли:
К — внутриконтинентальные;
П — паралические. Горючие сланцы;
Б — бентогенные,
ПЛ — планктогенные. Бокситы:
1 — кора выветривания;
2 — озерные и карстовые;
3 — морские:
а — с обломочной текстурой (переотложенный глиноземный горизонт, элювий),
б — хемогенные. Железные руды и кремнистые породы;
1 — коры выветривания;



2 — озерные;
3 — оолитовые гидрогётит-шамозитовые руды;
4 — джеспилиты:
а — с Fe^{+2} и Fe^{+3},
б — только с Fe^{+3};
5 — вулканогенно-осадочные руды;
6 — глауконитовые;
7 — хемогенные кремнистые породы;
8 — биогенные кремнистые породы. Mn-руды:
1 — коры выветривания;
2 — морские. Фосфориты и карбонатные породы:
1 — фосфориты, главным образом желваковые;
2 — известняки органогенные;
3 — карбонатные породы;
а — известняки хемогенные,
б — доломиты хемогенные. Литогенез аридного типа:
1 — первичные хемогенные доломиты в морях;
2 — седиментационно-диагенетические морские доломиты;
3 — лагунное доломитообразование как обязательная стадия;
4 — то же, факультативная стадия;
5 — фосфориты;
6 — руда Cu—Pb—Zn и урана;
7 — гипсы;
8 — NaCl;
9 — K-Mg-соли

а на развитии условий седиментации, специально изучая преобразования атмосферы, гидросферы и биосферы.

Не отрицая большого значения условий седиментации в изменении характера осадочного породообразования во времени, все же следует признать, что геохимический тип разрушающегося субстрата должен оказывать решающее влияние на особенности седиментации и специфику осадочного рудогенеза.

Анализ большого фактического материала [Холодов, 1975] позволил установить, что структура современного мирового твердого стока формируется в основном за счет разрушения ранее образованных осадочных пород, которые слагают около 72% площади континентов; около 8% площади последних занято интрузиями, 6% — вулканическими образованиями и 14% — метаморфическими толщами.

Установив огромную роль осадочных пород в строении провинций, питающих современные эпиконтинентальные и краевые моря, логично задать вопрос: всегда ли в геологической истории нашей планеты строение водосборов оставалось постоянным? И если соотношения пород, слагающих питающие провинции изменялись во времени, то каково было, хотя бы в общих чертах, направление этого процесса?

В настоящее время становится общепризнанным, что питающие провинции древних палеоводоемов от архея к фанерозою закономерно изменяли свой состав, постепенно перекрываясь чехлом более молодых осадочных отложений; последние, в свою очередь, вовлекались в более поздние циклы эрозии, частично разрушались, а их остатки вновь перекрывались более молодыми осадочными толщами.

Таким образом, если в докембрийское время в осадочный процесс включались главным образом магматические породы (интрузии и эффузивы), то позднее, в позднем докембрии и фанерозое, состав областей сноса изменился и здесь стало заметно преобладать осадочное начало.

Нельзя также пройти мимо того обстоятельства, что состав преобладающих магматических пород, слагающих водосборные площади докембрийских континентов, существенно эволюционировал во времени. Основное мантийное вещество, по составу весьма напоминающее современные базальты или лунные анортозиты, количественно преобладало в ландшафтах катархея и раннего докембрия. Однако уже в среднем докембрии огромные поля кислых пород типа чарнокитов и гранитогнейсов постепенно сменяли более древние основные эффузивы и интрузии.

Таким образом, магматические процессы докембрия, грубо говоря, развивались от основных к кислым, а позднее — к щелочным породам.

Огромное и принципиально важное значение имело также то обстоятельство, что горообразовательные процессы раннего и среднего докембрия, такие, как, например, родезийская (2600±100 млн. лет) или беломорская складчатости (1900±100 млн. лет), а также связанный с ними магматизм имели планетарное распространение. Эти процессы формировали ядра щитов и фундаменты древних платформ, обладающие сходным петрографическим составом на огромных площадях. В силу этого возникающие протоструктуры являлись весьма мощными

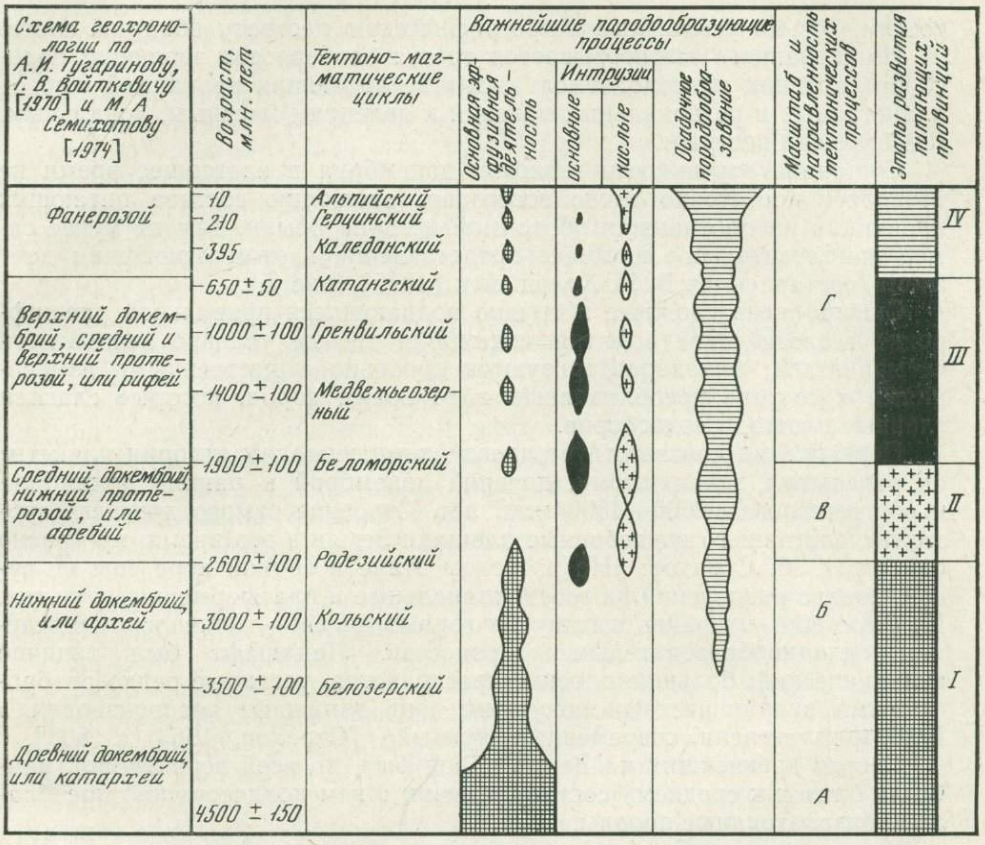


Рис. 5

Этапы развития питающих провинций в истории Земли [Холодов, 1975]

Масштаб и направленность тектонических процессов:

А — океаническая стадия развития Земли;

Б — планетарное формирование древних ядер и щитов;

В — планетарное формирование фундамента платформ;

Г — планетарное формирование чехла древних платформ; локальное развитие геосинклиналей и разрастание древних платформ за счет орогенов; формирование чехла молодых платформ.

Этапы развития питающих провинций:

I — преобладают основные эффузивы и эффузивно-осадочные породы;

II — преобладают кислые магматические породы типа чарнокитов;

III — наряду с основными эффузивами, кислыми магматическими и осадочными породами большую роль начинают играть основные магматические породы из ряда габбро—анортозит;

IV — постепенно ведущую роль начинают играть осадочные породы

и геохимически постоянными источниками осадочного материала для древних бассейнов седиментации.

Более поздние тектоно-магматические циклы носили местный характер, проявлялись локально и создавали геохимически неоднородные источники питания для более молодых осадочных бассейнов. Такая характеристика в первую очередь относится к каледонской (395 млн. лет), герцинской (210 млн. лет) и альпийской (10 млн. лет) складча-

тостям, весьма усилившим петрографическую пестроту областей сноса.

Из сказанного вырисовывается третья особенность эволюции водосборов древних палеоводоемов: развитие питающих провинций шло от планетарных и региональных явлений к явлениям местным, локальным, геологически пестрым.

Состояние изученности геологии докембрия в настоящее время не позволяет достаточно точно воссоздать эволюцию состава питающих провинций на протяжении обозримой истории Земли. Тем не менее самое приблизительное и общее представление в этом отношении дает схема, составленная В. Н. Холодовым [1975] (рис. 5).

Сквозь очень сложные и трудно поддающиеся правильной расшифровке геологические события докембрия весьма условно выделяются четыре этапа; они характеризуются довольно существенными изменениями в составе преобладавших в то время пород, которые слагали главные площади водосборов.

Первый этап соответствует древнейшим периодам истории планеты; он охватывал, по-видимому, древний докембрий и ранний докембрий и соответствовал 2600—4500 млн. лет. Строение самого древнего субстрата, слагавшего водосборные площади Земли в это время, прекрасно описал Н. М. Страхов: «На азойском этапе в земной коре еще не существовало разделений на геосинклинальные и платформенные участки. Не было еще и линейно вытянутых горных цепей — типичного порождения складкообразовательных процессов. Ландшафт был типично вулканический: большие плоские пространства, усеянные редко разбросанными вулканическими конусами; этот ландшафт воспроизводил в некоторой степени современный лунный» [Страхов, 1963, с. 508].

Состав древнейших на Земле пород был, по всей вероятности, наиболее близок к среднему составу мантии; в нем количественно преобладали базальтоидные породы.

В раннем докембрии резко проявился эффузивный процесс; широкое распространение основных эффузивов группы диабазов или спилитов, иногда метаморфизованных до разнообразных амфиболитов сочеталось с возникновением первых туфогенных песчаников, железистых кварцитов и других осадочных образований. К концу раннего докембрия наряду с толщами основного состава появились первые полевошпат-слюдяные гнейсы, свидетельствующие о начавшейся дифференциации вещества.

Для геохимической характеристики ранне-древнедокембрийского этапа важно отметить, что господство в области питающих провинций именно основных эффузивно-магматических пород означало преимущественное распространение элементов ряда протокристаллизации: Mg, SiO_2, O, Ti, Fe, Ni, C, Na, Al, P, S, Ca, U, Mn, Co, Cr, платиноиды.

Большинство перечисленных элементов обычно резко концентрируется именно в основных и ультраосновных магматических породах. Нельзя не отметить, что по количеству Mg, Fe и Ca основные магматические породы в 3 раза и более превосходят кислые и осадочные образования; это же относится к Mn, P, Cr, которые явно предпочитают породы первой группы и накапливаются в них наиболее интенсивно.

Естественно, что процесс выветривания водосборов в эпоху преимущественного развития основных эффузивов и интрузий приводил к своеобразным геохимическим результатам, резко отличным от современных.

Согласно А. В. Миловскому [1973], каждая тонна базальта, достигнув полного выветривания, дает 350 кг продуктов, уносимых в виде растворов (Fe^{+2}, Ca, Mg, Na), 250 кг остаточных образований (Ti, Fe^{+3}, Al) и 400 кг кремнезема, частично накапливающегося на континенте, а частично вынесенного в водоемы седиментации.

Все эти геохимические особенности раннедокембрийских водосборов придавали одновозрастному осадконакоплению совершенно неповторимые черты; в великом множестве возникали рудоносные осадки, существенно обогащенные гаммой элементов «основного» ряда.

Второй этап отвечает периоду от 1900—2600 млн. лет, т. е. охватывает средний докембрий, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу [1970], или афебий, по М. А. Семихатову [1974]. К началу этого периода планетарные тектонические процессы на рубеже 3000 и 2600 млн. лет (кольская и родезийская складчатости) привели к формированию жестких ядер щитов. В результате денудации возникших горных сооружений и выветривания основных эффузивов раннего докембрия широкое развитие получили железистые осадки, давшие впоследствии начало образованию джеспилитов. Одновременно с ними происходило усиленное накопление мощных толщ граувакк, аркозов, золотоносных и урановосных конгломератов, кремнистых осадков, реже карбонатных пород.

Планетарные тектоно-магматические события, происходившие в начале второго периода, стимулировали мощное развитие явлений гранитизации; ей подвергались раннедокембрийские основные эффузивы, а также разнообразные осадочные образования. Возникали кислые магматические породы, совершенно необычные по составу, сочетавшие в себе черты гранитоидов и замещаемых ими пород. Таковы, например, чарнокиты — интрузивные породы калий-полевошпат-гиперстенового состава, содержащие до 3% магнетита с биотитом и апатитом; согласно мнению некоторых исследователей, они представляют собой гранитизированные эффузивы основного состава.

В составе большинства питающих провинций Земли кислые магматические породы очень быстро начали играть ведущую роль. В это время вместо элементов протокристаллизации в области водосборов получили широкое распространение элементы кислых магм: Na, Al, Si, K, Li, H, Be, B, F и редкие элементы.

Нельзя тем не менее думать, что элементы телокристаллизации нацело вытеснили с лика Земли элементы основных и ультраосновных пород; известно, что в это время образовывались кислые магматические породы, заметно обогащенные Fe, Ti, P, V и рядом других компонентов, что их и отличало от более молодых гранитоидов. Характерно также, что среди кислых интрузий среднего докембрия появились первые щелочные породы ряда нефелиновых сиентов и типичные граниты рапакиви.

С тектонической точки зрения время среднего докембрия представляло собой эпоху становления устойчивых ядер платформ. Вслед за родезийскими тектоно-магматическими событиями обособились глыбы, которые на протяжении всей последующей истории не вовлекались в процессы интенсивного прогибания и осадконакопления, а, наоборот, непрерывно приподнимались и служили областями денудации. Беломорское горообразование присоединило к устойчивым зародышам платформ

огромные территории, подвергнувшиеся складчатости и метаморфизму. Таким образом, в конце среднего докембрия последний планетарный процесс тектогенеза завершил формирование стабильных, платформенных участков Земли.

Третий этап хронологически совпадает с поздним докембрием, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу [1970], или рифеем, по Н. С. Шатскому [1960] и М. А. Семихатову [1974]: он обнимает время от 1900±100 до 570±50 млн. лет.

Две характернейшие черты отличают этот отрезок геологического времени. Во-первых, в краевых частях сформированных беломорской складчатостью платформ, в местах их сопряжения с прилегающими геосинклиналями, происходило возникновение габбро-анортозитовых поясов интрузий, связанных с глубинными разломами. Во-вторых, преимущественно на периферии древних платформ и особенно в примыкавших к ним рифейских геосинклиналях продолжалось формирование разнообразных осадочных отложений, среди которых наряду с терригенно-глинистыми распространены карбонатные и кремнистые породы.

Для литолого-петрографической характеристики площадей водосборов этого времени большое значение имело становление крупных интрузий габбро-анортозитов. Их массивы известны в пределах Канадского щита (Лабрадор, Сагуней-Ривер, Иври, Сан-Урбен, Морин, Лабревиль, Адирондак, Дулут), в краевых частях Русской платформы (Коростеньский, Новомиргородский, Берген, Экерзунд, Ахвенисто, Выборгский), на Урале, по окраинам Сибирской платформы (Лысанский, Кизирский, Манкресовский, Арсентьевский, Чиней, Калар, Джугджур), на Африканской (Бушвельд) и Индийской платформах. Размеры этих интрузий варьируют довольно широко: от 300—450 до 7500—18 000 км². При этом наиболее крупные массивы гипербазитов достигают гигантских размеров. Таковы например габбро-норитовая интрузия оз. Аллард (Канада), занимающая площадь более 7500 км², Выборгский плутон габбро-норитов с примесью рапакиви, расположенный на территории, превышающей 18 000 км², Бушвельдский стратиформный массив лейкократовых перидотит-габбро-анортозитов, залегающий на площади более 15 000 км².

Характерно, что в среднем габбро-анортозиты всегда содержат несколько повышенные количества Fe (1,5—6,0%), Mg (0,5—9,0%), Ti (0,13—0,69%), P (0,06—0,65%) и других элементов ряда протокристаллизации. Кроме того, со многими из них связаны рудные массы ванадиеносных титаномагнетитов, апатитов, хромитов, платиноидов, сульфидов никеля и кобальта [Холодов, 1970а, б, 1973]. Так, например, в месторождении Бушвельдского интрузивного комплекса залегают руды, содержащие 51—60% Fe, 12—20% TiO_2, до 1,5% V_2O_5, в других горизонтах интрузии содержится более 40% Cr_2O_3, около 2—3% Ni, Cu, значительные количества платины и редких металлов.

Очень часто габбро-анортозиты пространственно ассоциируются с чарнокитами и гранулитами.

Определения абсолютного возраста гипербазитов свидетельствуют о том, что их формирование началось еще во время беломорского тектоно-магматического этапа (1900±100 млн. лет). Однако основная масса габбро-анортозитов внедрилась в жесткое основание платформы во время медвежьегорской (1400±100 млн. лет), гренвильской

(1000±100 млн. лет) и катангской (650±50 млн. лет) складчатостей.

Хотя образование гипербазитов в позднедокембрийское время и сопровождалось гранитизацией, огромные количества элементов ряда протокристаллизации, поступившие в зону эрозии в составе габброидов и анортозитов, на некоторое время, по-видимому, вновь приблизили геохимическую характеристику водосборов к раннедревнедокембрийской; это обстоятельство является очень важной особенностью позднедокембрийского этапа. Любопытно также, что по мнению А. И. Тугаринова [Тугаринов, Войткевич, 1970], в позднедокембрийское время резко сократились масштабы эффузивной деятельности, следы которой обычно прослеживаются в разрезах только в начальные и заключительные этапы развития геосинклиналей. Создается впечатление, что интрузивный и эффузивный процессы выступают как антагонисты и усиление первого во времени совпадает с общим увеличением площадей жестких платформенных участков и формированием земной коры.

В осадочных образованиях позднего докембрия, или рифея, обычно отмечается существенное увеличение различных хемогенных и биогенных образований. Наряду с широко распространенными терригенно-глинистыми образованиями, а также карбонатными породами в разрезах этого возраста встречаются разнообразные углеродисто-кремнистые отложения, гипсоносно-соленосные толщи, пластовые фосфориты. В нижней части рифея иногда фиксируются железистые кварциты, хотя стратиграфически выше они быстро исчезают, уступив место оолитовым железным или пластовым марганцевым рудам. Наконец, именно в это время получают распространение первые достоверные остатки каолиновых кор выветривания.

В результате усиленного осадконакопления, с одной стороны, продолжали развиваться геосинклинали, которые, замыкаясь, увеличивали платформенные области планеты, а с другой — непрерывно возрастала толщина осадочного чехла на фундаменте древних платформ и все больше скрывались под осадками древние кристаллические породы, некогда служившие основными поставщиками материала в областях седиментации.

Четвертый, заключительный, этап развития водосборов соответствует фанерозою и охватывает период от 570±50 млн. лет до настоящего времени. В это время в составе питающих провинций осадочные отложения постепенно вытесняют интрузии, эффузивные образования и метаморфические комплексы. Соответственно в питании палеоводоемов все бóльшую роль начинают играть продукты разрушения осадочных пород и все меньшее значение имеет ювенильное вещество интрузий, разнообразных эффузивов и метаморфических образований. Осадочный процесс переходит на «самообслуживание», каждое последующее складкообразование, формирующее питающую провинцию для смежных эпиконтинентальных водоемов, вводит в сферу осадкообразования все меньшую порцию ювенильного магматического материала. В осадочном цикле начинает заметно преобладать многократное переотложение осадочного материала, и это наложило отпечаток на вещественные результаты осадконакопления; рудные элементы ряда протокристаллизации, такие, как Fe, V, Ti, P, Mn и Ni в эпиконтинентальных морях реже образуют крупные осадочные рудные скопления и «разбавляются» безрудным осадочным материалом.

По мере уменьшения размеров геосинклиналей фанерозоя увеличивается петрографическая «пестрота» осадков, в них формирующихся. Кроме того, при переходе от каледонских геосинклиналей к герцинским и далее к киммерийским в них наблюдается постепенное отмирание ранних стадий, характеризующихся проявлением основного магматизма. Таким образом, на фоне общего подавления магматического процесса осадочным наблюдается постепенное уменьшение площадей, занятых основными и ультраосновными магматическими породами. При этом среди гипербазитов исчезают анортозитовые интрузии, столь типичные для позднего докембрия.

Вслед за позднекембрийской стадией развития водосборов планеты, когда в области денудации континентов получили широкое распространение габбро-анортозитовые плутоны, в рифейских и нижнепалеозойских осадках начинают часто встречаться черные ванадиеносно-кремнистые фтаниты или сланцы, пластовые фосфориты, доломиты, марганцевые и железные руды. В вендско-кембрийское время, когда габбро-анортозитовые пояса медвежьегорского, гренвильского и катангского возраста оказались окончательно сформированными и интенсивно разрушались, ассоциация фосфатно-кремнистых ванадиеносных пород становится обычной в осадках палеоморей Азии и Европы, Америки и Австралии [Холодов, 1970а, б, 1973].

Характерно, что, начиная с этого момента в истории Земли и до настоящего времени, процессы ванадиевого рудогенеза определенно идут на убыль. Как было показано нами в предыдущих работах [Холодов, 1967, 1973], черные ванадиеносные кремнистые сланцы и фтаниты, содержащие очень высокие количества V_2O_5 (до 1,5%) и широко развитые в позднем рифее и кембрии, к мезозою постепенно уступили место ванадиеносным оолитовым железным рудам, более бедным и по запасам, и по содержанию металла (не выше 0,1% V_2O_5).

По-видимому, то же самое происходит с распространением фосфоритов, а также доломитовых пород.

В целом уменьшение объема железных и ванадиевых руд, фосфоритов и доломитов при переходе от кембрия к отложениям четвертичного периода может найти свое объяснение, если вспомнить, что главными носителями важнейших элементов, слагающих эти образования, являются основные магматические породы типа габбро-анортозитов. По мере того как относительная роль магматических пород на водосборах континентов падала, а соответственно возрастало значение переотложенных осадочных образований, можно думать, что в палеобассейны прошлого поступало все меньшее количество Fe, V, P, Mg и других элементов протокристаллизации. Вполне вероятно также, что дефицит рудных компонентов, конечно наряду с эволюционировавшими условиями осадкообразования (режим углекислоты в атмосфере, щелочной резерв морских вод, соленость, развитие биоса и др.), способствовал возникновению желваковых, метасоматических и оолитовых разновидностей вместо типичных пластовых и афанитовых руд.

Завершая краткий обзор развития геохимии осадочных пород, можно с полной уверенностью сказать, что эта молодая наука была в основном создана трудами сотрудников ГИН АН СССР. Она возникла на

базе сравнительно-литологических исследований, которые и определили специфику этой науки, ее основные отличия от общей, или классической, геохимии.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. И. Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 4.

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. СПб., 1912. (Материалы для геологии России; Т. 25).

Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л., 1927.

Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений.— Докл. АН СССР. Сер. А, 1930, № 8, с. 475—480.

Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Сравнительно-литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод Грозненских нефтяных месторождений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1931, т. 9, вып. 3—4, с. 281—301.

Архангельский А. Д., Копченова Е. В. Заметки об органическом веществе, фосфоре и ванадии в отложениях Черного моря.— Изв. АН СССР. 7-я сер. Отд-ние физ.-мат. наук, 1930, № 3, с. 205—215.

Архангельский А. Д., Копченова Е. В. О зависимости химического состава осадочных железных руд от условий их образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1934, т. 12, вып. 2, с. 262—278.

Архангельский А. Д., Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 2, с. 293—307.

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

Базилевская Е. С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. М.: Наука, 1976. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 287).

Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.

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

Батурин Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975.

Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1964, т. 64, с. 182—201.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Осадконакопление в Мировом океане.— В кн.: Физико-географический атлас мира. М., 1964, с. 261.

Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. И., Кочемасов Г. Г., Леонтьева Л. А., Ситнин А. А. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов. М.: Недра, 1968.

Богоров В. Г. Общие закономерности распределения планктона океана.— В кн.: Планктон океана. М.: Наука, 1974.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973.

Борисенко Л. Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М.: Недра, 1973.

Борисенок Л. А. Геохимия галлия. М.: Изд-во МГУ, 1971.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Бутузова Г. Ю. Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 183—223.

Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 194).

Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6, с. 3—12.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 176—226.

Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2, с. 197—217.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис.— Тр./ГИН АН СССР, 1966, вып. 149.

Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 201).

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. Изд. 2-е. М.: Недра, 1975.

Бушинский Г. И., Закруткин В. Е. Геохимия бокситов Южного Тимана. М.: Наука, 1978. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 327).

Варенцов И. М. О главных аспектах формирования железо-марганцевых руд в современных водоемах.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972, с. 158—173. (МГК. 24-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Варенцов И. М. Геохимические аспекты формирования железо-марганцевых руд в современных шельфовых морях.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 150—154.

Вернадский В. И. О задачах геохимического исследования Азовского моря и его бассейна.— Зап. Крым. о-ва естествозн. и любителей природы, 1925, № 8, с. 7—18.

Вернадский В. И. Биосфера. Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1926.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.; Л.: ГОНТИ, 1927.

Вернадский В. И. Об условиях появления жизни на земле.— Изв. АН СССР. 7-я сер. Отд-ние мат. и естеств. наук, 1931, № 5, с. 633—653.

Вернадский В. И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 5.

Вершковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Первухина А. Е. Галлий. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, с. 104—124.

Виноградов В. И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967, с. 231—245.

Виноградов В. И., Иванов И. Б., Лицарев М. А., Перцев В. А., Шанин Л. Л. О возрасте кислородной атмосферы Земли.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 149—152.

Виноградов В. И., Лейтес А. М. Об условиях седиментации в раннем докембрии и времени становления кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3, с. 34—43.

Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 12—26.

Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2, с. 3—22.

Воробьев В. П. Селеноносность мезо-кайнозойских отложений запада Средней Азии и некоторые общие вопросы экзогенной геохимии и металлогении селена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1974.

Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968.

Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: ИЛ, 1954.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. 3.

Германов А. И. Уран в природных водах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 290—337.

Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритовых месторождений СССР и КНР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 434—464.

Гинзбург И. И. Геохимические методы поисков полезных ископаемых.— Вестн. АН СССР, 1956, № 6, с. 12—29.

Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—28.

Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски оруденения. М.: Недра, 1968.

Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 431—459.

Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.; Л.: ГОНТИ, 1938.

Григорьев В. М. Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М.: Недра, 1971.

Григорьев В. Н. Характер соотношения двуокиси титана и глинозема в породах некоторых бокситных месторождений СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2, с. 232—238.

Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М.: Недра, 1968.

Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.

Гуляева Л. А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого.—

Докл. АН СССР, 1953, т. 92, № 5, с. 1019—1022.

Гуляева Л. А. Геохимические показатели окислительно-восстановительных обстановок осадкообразования морских терригенных отложений.— Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 6, с. 1001—1004.

Гуляева Л. А. Геохимия девона и нижнего карбона Куйбышевского Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Гуляева Л. А., Иткина Е. С. О миграции галогенов в осадочных породах.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 443—456.

Гуляева Л. А., Лосицкая И. Ф. Хлор в меловых и юрских отложениях Газлинской и Караганской структур Западного Узбекистана.— В кн.: Геохимия и гидрохимия нефтяных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 40—56.

Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967.

Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. Л.: Госатомиздат, 1962, с. 236.

Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1976, т. 109.

Жемчужников Ю. А. Развитие угленакопления и геологической истории.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, с. 57—82.

Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных пород. М.; Л.: ГОНТИ, 1932.

Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 3, с. 57—71.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972.

Зенкевич Л. А., Филатова Л. А., Беляев Г. М., Лукьянова Т. С., Сустова И. А. Количественное распределение зообентоса в Мировом океане.— Бюл. МОИП. Отд. биол., 1971, вып. 1, с. 101—115.

Иванов В. В., Поплавко Е. М., Горохова В. Н. Геохимия рения. М.: Наука, 1969.

История Мирового океана (геологическое строение, происхождение, развитие). М.: Наука, 1971.

Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956, кн. 3/4, с. 277—292.

Карцев А. А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Наука, 1975.

Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975.

Красильникова Н. А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5, с. 156—164.

Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Наука, 1975.

Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1959, т. 29, с. 65—183.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана.— В кн.: Океанологические исследования. М., 1960, № 2, с. 175—231. (X раздел программы МГГ).

Лисицын А. П. Взвешенные вещества в океане.— Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1962, т. 10, вып. 3, с. 9—37.

Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, № 6, с. 957—968.

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

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

Лисицына Н. А. Коррозия кварца в мезокайнозойской коре выветривания Северного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 4, с. 862—864.

Лисицына Н. А. Особенности распределения и формы нахождения титана в ходе выветривания основных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4, с. 105—112.

Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1, с. 3—19.

Лисицына Н. А. Геохимия кор выветривания основных пород.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 5—48.

Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 231).

Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Донные осадки на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6, с. 31—46.

Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 3—25.

Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. К геохимии элементов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.

Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 95).

Литология в СССР — ровесница Октября.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5, с. 3—10.

Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Харьков, 1953.

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбонатных пород.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 5, с. 889—892.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967.

Лубченко И. Ю. Геохимия свинца в осадках современных водоемов. М.: Наука, 1977. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 304).

Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2, с. 23—30.

Малявкин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов в СССР.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца, алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 513—534.

Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964.

Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964—1966. Т. 1—3.

Миловский А. В. О первичных осадочных образованиях Земли и направленности геологических процессов в геологической истории.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Недра, 1973, с. 16—19.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.; Л.: ОНТИ, 1932.

Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И. Уран в осадочных породах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 238—290.

Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Овчинников Л. Н. Теоретические основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений.— В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе, 1975, с. 7—13.

Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971.

Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974.

Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград, 1975.

Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1953, вып. 7.

Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, вып. 22.

Остроумов Э. А., Волков И. И. О формах соединений серы в донных отложениях Тихого океана у Новой Зеландии.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1960, вып. 32.

Пачаджанов Д. Н. Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе. Душанбе: Дониш, 1975.

Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: МОИП, 1947. (Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер.; Вып. 4).

Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М.: Географгиз, 1955.

Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4, с. 219—266.

Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.

Проблемы литологии в новой пятилетке.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2, с. 3—9.

Пронина Н. В., Варенцов И. М., Спекторова Л. В., Спекторов К. С., Овсянникова М. Н. Изучение поглощения никеля и кобальта (биогенные формы) из морской воды природными гидроокислами железа, марганца.— Геохимия, 1973, № 6, с. 876—886.

Пронина Н. В., Варенцов И. М. О специфике поглощения никеля и кобальта из морской воды природными гидроокислами железа и марганца.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 4, с. 944—947.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. 1—2.

Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5, с. 3—26.

Рассел Р., Фуркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М.: ИЛ, 1962.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1949, № 3(130).

Ронов А. Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, 1959, № 5, с. 397—409.

Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков.— В кн.: Проблемы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 118—164.

Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле.— Геохимия, 1967, № 1, с. 3—19.

Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Ильюхин М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.— Геохимия, 1965, № 8, с. 961—976.

Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах.— Геохимия, 1959, № 2, с. 206—225.

Ронов А. Б., Корзина Т. А. Фосфор в осадочных породах.— Геохимия, 1960, № 8, с. 667—687.

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., Вознесенская Н. Т., Корзина Г. А. Геохимия лития в осадочном цикле.— Геохимия, 1970, № 2, с. 131—161.

Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201—253.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира.— Сов. геол., 1954, сб. 41, с. 75—76.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1794.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1953.

Самойлов Я. В. Очередные работы в области изучения осадочных пород.— В кн.: Биолиты. Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1929.

Сауков А. А. Геохимия / Изд. 2-е, доп. и испр. М.: Госгеолиздат, 1951.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 256).

Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитосодержащих толщ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184—187.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геол., 1971, № 5, с. 3—21.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. А. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 277).

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Скиба Н. С. Геохимия стронция и бария. Фрунзе: Илим, 1970.

Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959.

Степанов В. Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974.

Степанов П. И. Теория поясов и узлов угленакопления.— В кн.: Юбилейный сборник, посвященный XXX-летию Великой Октябрьской социалистической революции. М.: Изд-во АН СССР, 1947, ч. 2, с. 172—193.

Страхов Н. М. Горючие сланцы зоны Perisphinctes Panderi d'Orb. (очерк литологии).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1934, т. 12, вып. 2, с. 200—250.

Страхов Н. М. К геохимии PV и Cu в морских битуминозных породах.— Тр. МГРИ, 1937, т. 8, с. 3—20.

Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала.— Тр. ИГН АН СССР, 1939, вып. 16. Геол. сер., № 6.

Страхов Н. М. Историко-геологические закономерности формирования гипергенных железных руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 3, с. 3—37.

Страхов Н. М. Геологические условия возникновения гипергенных железных руд внутри климатически благоприятных для них зон.— Сев. геол., 1941а, № 1, с. 8—28.

Страхов Н. М. О «фациальном профиле» гипергенных железных руд и его изменение в истории Земли.— Сов. геол., 1941б, № 5, с. 7—23.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Тр. / ИГН АН СССР, 1947а, вып. 73. Геол. сер., № 22.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. Статья 1. Черное море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947б, № 2, с. 49—90.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. Статья 2. Каспийское море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 1, с. 103—146.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 124. Геол. сер., № 45.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12—49.

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 275—772.

Страхов Н. М. К познанию диагенеза.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956а, кн. 3/4, с. 7—26.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956б, с. 5—27.

Страхов Н. М. О теоретической литологии и ее проблемах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 11, с. 15—31.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1—3.

Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962б, № 12, с. 3—21.

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

Страхов Н. М. К теории осадочного геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 102—134.

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

Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 65—92.

Страхов Н. М. Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смысл.— Литол. и полезн. ископ., 1974а, № 5, с. 3—17.

Страхов Н. М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных компонентов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974б, № 3, с. 20—36.

Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли.— Литол. полезн. ископ., 1976а, № 6, с. 3—30.

Страхов Н. П. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976б. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 292).

Страхов Н. М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 5—20.

Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в океанском осадконакоплении.— Литол. и полезн. ископ., 1978а, № 1, с. 3—30.

Страхов Н. М. К познанию терригенной седиментации в океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978б, № 7, с. 16—38.

Страхов Н. М. «Принцип соответствия» Л. А. Зенкевича и его значение для теории океанского осадкообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1978в, № 4, с. 112—124.

Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Распределение и форма нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2, с. 30—31.

Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 3—28.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа: (Опыт фациально-геохимического исследования). М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 23).

Страхов Н. М., Нестерова И. Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских осадков (на примере Охотского моря).— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 223—253.

Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские отложения Второго Баку).— Тр. ИГН АН СССР, 1955, вып. 155. Геол. сер., № 66, с. 3—115.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомиров Е. С. Геохимия осадочного марганцоворудного процесса. М.: Наука, 1968. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 185).

Тейтс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1958.

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 197).

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 198).

Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И. Геохимия бора и литология юрских карбонатных отложений Гиссарского хребта.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4, с. 77—98.

Тихий Океан. Т. 6. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 1, 2.

Толмазин Г. Е. Океан в движении. М.: Гидрометеоиздат, 1976.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.

Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970.

Ферсман А. Е. Геохимия России. Пг.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1922. Вып. 1.

Ферсман А. Е. Геохимия. Л.: Химтеоретиздат, 1933, т. 1. Госхимиздат, 1934, т. 2; 1937, т. 3; 1939, т. 4.

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

Херасков Н. П. Геологические формации:

(Опыт определения).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—52.

Холодов В. Н. Некоторые вопросы поведения редких и рассеянных элементов в осадочном процессе.— Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 2, с. 19—48.

Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах.— Тр. / ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 17, с. 67—109.

Холодов В. Н. Редкие элементы в фосфоритах.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 685—704.

Холодов В. Н. Об эволюции типов концентраций ванадия во времени.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 197—200.

Холодов В. Н. Ванадий: (Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 1. Довендские поднятия как источники рудных компонентов.— Литол. и полезн. ископ., 1970а, № 2, с. 130—148.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1970б, № 4, с. 29—45.

Холодов В. Н. Редкие земли в процессе выветривания фосфоритов Каратау.— Геохимия, 1972, № 9, с. 1063—1070.

Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 251).

Холодов В. Н. Академия наук и развитие литологии.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3, с. 3—20.

Холодов В. Н. Об эволюции питающих провинций в истории Земли.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191—209.

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

Холодов В. Н., Минеев Д. А. Редкие элементы в фосфоритах (распространение, генезис и практическое использование).— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 104—159.

Холодов В. Н., Тимофеев П. П. Первый Всесоюзный семинар по геохимическим методам исследования осадочных пород и руд.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6, с. 135—137.

Холодов В. Н., Хитров В. Г. Специфика геохимических исследований в области изучения осадочных пород и руд.— В кн.: Геохимический и аналитический методы изучения вещественного состава пород и руд. М.: ГИН АН СССР, 1974, ч. 1, с. 21—23.

Шатский Н. С. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879—1940). М.: Красн. печатник, 1944. (Бюл. МОИП. Сер. геол.; № 24).

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7—99.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород / Изд. 2-е. М.; Л.: Госгеолиздат, 1934.

Швецов М. С. Материалы к истории развития науки об осадочных породах в СССР.— В кн.: Очерки по истории геологических знаний. М.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 6, с. 97—217.

Штеренберг Л. Е. О некоторых сторонах формирования железо-марганцевых конкреций Рижского залива.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2, с. 457—460.

Штеренберг Л. Е., Дубинина Г. А., Степанова К. А. Образование Fe-Mn стяжений уплощенной формы.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 166—181.

Штеренберг Л. Е., Степанова К. А., Уранова О. В. Окисно-карбонатные руды Чиатурского месторождения и возможный путь их образования.— Геол. рудных м-ний, 1971, № 4, с. 68—77.

Щербина В. В. Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1937.

Щербина В. В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956, с. 27—38.

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

Эгель Л. Е. Экзогенные месторождения селена.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 11, с. 140.

Юри Г. Первичные атмосферы планет и происхождение Земли.— В кн.: Возникновение жизни на Земле. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Bathurst R. G. C. Carbonate Sediments and their Diagenesis. Amsterdam etc.: Elsevier Publ., 1971.

Bell C. K. Some aspects of the Geochemistry of gallium.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. N 12, p. 66.

Brooks C. E. P. Climate Through the Ages. London, 1950.

Calvin M. Chemical evolution and origin of life.— Amer. Sci. 1956, N 44, p. 120—125.

Carbonate Rocks: Origin, Occurence and

Classification. Amsterdam etc.: Elsevier Publ., 1967.
Cayeux L. Introduction a l'etude petrographique des roches sedimentaires. Paris, 1916.
Cayeux L. Les roches sedimentaires de France. Roches siliciuses. Paris, 1929.
Cayeux L. Les roches sedimentaires de France: 1. Roches carbonaties; 2. Roches calcaires; 3. Roches dolomitique. Paris, 1935.
Chilingarian G. W., Wolf K. H. Compaction of coarse — grained sediments. Amsterdam etc.: Elsevier Publ., 1975.
Clark F. W. The Date of Geochemistry. Wasington, 1924.
Correns C. W. La decomposicion quimica de los silicatos en el laboratorio y en el suelo.— An. edafol. y fisiol. veget., 1951, veg. 10, p. 102—104.
Correns C. W. Zur Geochemie des Eisens.— In: XIX Congr. Intern. Geol. Symposium gisement de fer du monde. Algir, 1952, vol. 2.
Correns C. W. The experimental chemical weathering of silicats.— Miner, 1961, Bull. 4, p. 249—265.
Daly R. Limeless Ocean of the precambrian time.— J. Sci. Ser. 4, 1907, N 134, p. 93—115.
Daly R. First calcareous fossils and evolution of Limestone.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1909, vol. 20, p. 153—170.
Diagenesis in Sediments. Amsterdam etc.: Elsevier Publ., 1967.
Ernst W. Geochemical Facies Analysis: Methods in Geochemistry and Geophysics. Amsterdam etc.: Elsevier Publ., 1970.
Fundamental aspects of Petroleum Geochemistry. Amsterdam etc.: Elsevier Publ., 1967.
Garrels R. M. Mineral Equilibria at the Low Temperature and Pressure. New York: Harp. Broth. Publ., 1960.
Garrels R. M., Mackenzie F. T. Evolution of Sedimentary Rocks. New York: Nart and Co, 1971.
Goldshmidt V. M. The principles of distribution the chemical elements in minerals and rocks.— J. Chem. Soc., 1937, N 2, p. 655.
Goldshmidt V. M. Geochemistry. Oxford: Univ. Press, 1954.
Grabau A. Principles of Stratigraphy. New York: Seiler, 1913.
Grim R. E. Clay Mineralogy. New York etc, 1953. Graw Hill Ser. in Geol.
Hadding A. The Pre-Quaternary Sedimentary Rocks of Sweden: 1. Conglomerates; 2. Sandstones; 3. Glauconite and Glauconite Rocks. Univ. Arssk. Avd., 1927—1932.
Harvey H. W. The Chemistry and Fertility of Sea Water. Cambridge: Univ. Press, 1955.
Haskin L. A., Frey F. A., Schmitt R. A., Smith R. H. Meteoritic, Solar and Terrestrial Rare-earth Distributions. Oxford etc.: Pergamon Press, 1966.
Horstman E. L. The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 12, N 1/2.
Keller W. D. The principles of chemical weathering. Columbia: Lucas broth., 1957.
Krauskopf K. B. Sedimentary deposits of rare metals.— In: Econ. Geol. (Fiftieth Anniv. Vol., 1905—1955), 1955, p. 411—463.
Krauskopf K. B. Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in seawater.— Geochim. and cosmochim. acta, 1956, vol. 9, N 1/2, p. 105—132.
Krumbein W. C., Garrels R. M. Origin and classification of chemical sediments in term of pH and Oxidation-Reduction potencials.— J. Geol., 1952, vol. 60, N 12, p. 1—33.
Krumbein W. C., Pettijohn F. J. Mannual of Sedimentary Petrography. London, 1938.
Krumbein W. C., Sloss L. L. Stratigraphy and Sedimentation. San Francisko, 1951.
Lapparant J. Lescons de petrographie. Paris, 1923.
Louis M. Cour de geochimie du petrole. Paris: Technip, 1967.
Millot G. Geologie des Argiles: Alternations, Sedimentologie, Geochimie. Paris: Masson et Co., 1964.
Milner H. B. Introduction in Petrography of the Sedimentary Rocks. London, 1922.
Milner H. B. Sedimentary Petrography. London, 1962.
Murray J., Renard A. F. Deep-Sea Deposits: Rept Sci. Res. Voyage «Challendger». London, 1891.
Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. N. Y., 1949.
Pettijohn F. J., Potter P. E., Siver R. Sand and Sandstone. Berlin: Springer-Verl., 1972.
Recognition of ancient Sedimentary Environments. New York: Soc. Econ. Paleontol. and Miner., 1972.
Rieke H. H., Chilingarian G. V. Compaction of argillaceous Sediments. Amsterdam etc.: Elsevier. Publ., 1974.
Rubey W. W. Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to probable compositions of the early atmosphere.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, N 62, p. 649—650.
Schwarzbach M. Das Klima der Vorzeit. Stuttgart, 1950.
Sedimentary facies in geologic history.— Geol. Soc. Amer., 1949, vol. 39.
Shrock R. R. Sequence in Lauered Rocks. New York etc., 1948

Silverman S. R. The isotope geology of oxygen.— Geochim. et cosmochim. acta, 1951, vol. 2, N 1, p. 210—230.

Sorby H. C. On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks.— Press. address. Geol. Soc. London Proc., 1880, vol. 35, p. 56—77.

Sverdrup H. U., Johnson N. W., Fleming R. H. The Oceans. New York, 1942.

Turekian K. K., Kulp J. The geochemistry of strontium.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, vol. 10, N 6—8, p. 245—296.

Twenhofel W. H. Treaties on Sedimentation. Baltimore, 1926.

Twenhofel W. H. Principle of Sedimentation. New York, 1950.

Vatan A. Bibliographie européenne des progres recents de la sedimentologie.— Rev. Inst. franc. Petrole et ann. combustibles liquides, 1955, N 5, Suppl.

Wardani E. S. A. On the geochemistry of germanium.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 13, N 1, p. 5—19.

Weaver C. E., Pollard L. D. The Chemistry of Clay Minerals. Amsterdam etc.: Elsevier. Publ., 1973.

Williams H., Turner E. J., Gilbert C. M. Petrography. San Francisco: Freeman, 1954.

Г. И. Бушинский

ИЗУЧЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Удовлетворение растущих потребностей промышленности нашей страны в минеральном сырье становится все более сложной задачей. Это связано с тем, что близповерхностные залежи уже открыты, разведаны и в значительной мере выработаны, а для выявления залежей, скрытых на глубине, в недрах земной коры, нужны точные прогнозы. Для их построения необходимо использовать все разделы геологической науки и притом на высоком уровне. «Познание закономерностей размещения полезных ископаемых, прогнозирование районов для поисков и разведки... являются важнейшими задачами на современном этапе развития геологии» [Сидоренко, 1976, с. 13]. «Разработка проблем рудо-, нефте- и газообразования в земной коре — одна из важнейших задач геологической науки» [там же, с. 14].

В ГИН АН СССР изучение полезных ископаемых проводилось коллективами ученых, реже отдельными геологами, специально и попутно, при решении других научных проблем — стратиграфии, тектоники, литологии, минералогии, геохимии и др. Эти проблемы ставились как для изучения общетеоретических вопросов геологии, так и в качестве вспомогательных при исследовании рудоносных районов. Общетеоретические работы в той или иной мере тоже имели значение для выявления полезных ископаемых, а эффект их нередко превосходил специальные исследования руд и рудоносности районов.

ОБЩЕТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Крупная работа «Рудные месторождения» составлена первым директором ГИН АН СССР В. А. Обручевым [1934]. Она долгое время служила основным руководством не только для студентов, но и для инженеров-геологов.

Учение о геологических формациях, как основной метод для прогноза и поисков полезных ископаемых, развивал Н. С. Шатский. «Если полезное ископаемое входит в формацию как парагенетический член, и если мы будем знать, к каким формациям приурочены полезные ископаемые как парагенетические члены, то мы будем знать, где их искать, и знать это довольно точно. А если при этом выясняется и тектоническое положение формации, то прогноз еще более уточняется» [Шатский, 1965б, с. 11].

Большое внимание геологическим формациям уделял и Н. М. Страхов [1956, 1960, 1962, 1963, 1968; Страхов и др., 1952]. Он сгруппировал их соответственно типам литогенеза — гумидному, аридному, ледовому и вулканогенно-осадочному, в результате чего формации приобре-

ли более строгий, более определенный генетический смысл. Каждый вид полезного ископаемого оказался приуроченным к определенным формациям и к определенным типам литогенеза. Руды коры выветривания — Al, Fe, Mn, Ni, угли, каолины и карстовые фосфориты приурочены к формациям гумидного климата. Стратиформные месторождения Cu, Pb, Zn, а также пластовые фосфориты и доломиты, хотя и не контактируют с солями, но тяготеют к аридным формациям. С вулканогенно-осадочными формациями связаны весьма разнообразные руды.

На основании климатической приуроченности определенных полезных ископаемых Н. М. Страхов составил глобальные палеоклиматические карты многих геологических периодов. Правильность принятого им метода и точность карт доказываются обратной зависимостью, т. е. на основании тех или иных полезных ископаемых можно судить о климатических условиях их образования и, наоборот — палеоклиматические карты являются прогнозными для возможности нахождения различных осадочных образований, с учетом тектоники, диагенеза [Страхов, 1953, 1960] и других факторов.

Полезные ископаемые, сходные по условиям образования, Н. М. Страхов объединил в группы. Так, триада руд Al, Fe, Mn характерна для условий жаркого влажного климата, другая триада — Cu, Pb, Zn свойственна аридному климату.

Много споров идет по вопросу о нормально-осадочном или гидротермально-осадочном происхождении руд. Н. М. Страхов [1976] предложил использовать железо-марганцево-титановый модуль (Fe+Mn)/Ti в качестве критерия для решения этого вопроса. Средние значения этого модуля для магматических и осадочных пород находятся в пределах 10—20±5. Значения более 25 следует рассматривать как достоверное доказательство участия в осадке эксгалятивного компонента, за редкими исключениями.

В 1960 г. в ГИН АН СССР организована лаборатория литологии древних осадочно-метаморфизованных толщ, под руководством академика А. В. Сидоренко. Многие теоретические вопросы, разработанные в этой лаборатории, имеют прямое отношение к практике, к изучению полезных ископаемых. Только на Русской платформе площадь отложений докембрия, залегающих близко к поверхности, составляет 34%. В докембрийских породах заключено руд Fe 70% запасов, Cr — 73%, Cu — 61%, Co — 91% [Сидоренко, 1963].

Литологические исследования последнего времени показали, что все щиты в основном сложены бывшими осадочными и вулканогенно-осадочными породами, в той или иной степени регионально метаморфизованными. В докембрии, как и в последующие эпохи, отлагались осадки, давшие все основные типы осадочных пород. «Нередко встречающиеся горизонты, обогащенные корундом, являются метаморфизованными бокситами» [Сидоренко, 1969, с. 166]. Коры выветривания в докембрии были распространены так же широко, как и в последующие времена.

На основании принципиального сходства условий формирования докембрия и палеозоя — кайнозоя А. В. Сидоренко [1969] установил единство и унаследованность непрерывного эволюционного усложняющего развития геологических процессов земной коры начиная с древнейших геологических этапов архея через протерозой к палеозою, мезозою и кайнозою. Однако он отмечал, что было бы ошибкой утвер-

ждать полную тождественность осадкообразования в докембрии и позже. Менялись среда гипергенеза, формы жизни, эволюционировали тектонические движения и процессы вулканизма.

Конгломераты докембрия в зарубежных странах содержат богатые месторождения золота, урана и других металлов. На Кольском полуострове с конгломератами соседствуют высокоглиноземистые кианитовые сланцы [Лунева, 1977].

Многие другие геологи ГИН АН СССР в своих работах тоже рассматривали и общетеоретические вопросы образования осадочных полезных ископаемых. Так, В. Н. Холодов [1970а, б, 1973] обратил внимание на зависимость образования тех или иных руд от состава источников сноса. На протяжении всего рифея и фанерозоя магматогенные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, генетически связанных с верхней мантией, служили источником для образования осадочных руд ванадия. В. Н. Холодов [1975б] предполагает большое значение мантийного вещества в процессах накопления доломитов, фосфоритов и руд Fe и Mn осадочного происхождения. В истории развития питающих провинций В. Н. Холодов [1975а] выделил четыре основных этапа. В раннем этапе (архей) преобладали основные эффузивы, которые позднее (ранний протерозой) сменились кислыми и частью основными породами, а в фанерозое — преимущественно осадочными образованиями. Соответственно по мере роста площадей осадочных пород на водосборах позднего докембрия и позднее, происходило сокращение количества железа, поступавшего в водоемы. Поэтому размеры фанерозойских месторождений железных руд весьма малы по сравнению с их более ранними месторождениями. Подсчеты содержаний Fe и Mn в отдельных блоках Балтийского щита показали, что протерозойские блоки отличаются повышенным содержанием рудных элементов [Холодов, Штеренберг, 1977].

В. С. Яблоков [1973] изучил перерывы в морском осадконакоплении на протяжении рифея и палеозоя в пределах Русской платформы. Это позволило уточнить условия образования и закономерности размещения месторождений угля, нефти, железных руд, бокситов и россыпей ценных минералов.

И. В. Хворова [1963, 1968] с коллективом сотрудников изучает вопросы влияния вулканизма на образование осадочных руд Fe, Mn, Al и кремнистых пород. Под ее редакцией изданы сборники: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации» [1963] и «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого» [1968]. Содержание статей этих сборников рассмотрено ниже в соответствующих разделах.

По Г. И. Бушинскому, «ход осадочного процесса (и осадочного рудообразования) вызывают две важнейшие противоположно направленные силы: тектонические силы, которые приводят земную кору в движение и создают ее неровности, горы и впадины, и силы, которые разрушают горы и сглаживают поверхность земного шара. При этом происходит перенос и многократная качественная и количественная пересортировка разрушенного материала, в результате чего образуются осадочные горные породы и залежи различных полезных ископаемых» [Бушинский, 1953, с. 37]. Как известно, тектонические движения обусловлены в основном неравномерным разогреванием недр Земли в

результате радиоактивного распада урана, тория и калия, а силой, сглаживающей неровности суши, является солнечная энергия, вызывающая испарение вод, осадки, выветривание и размывание пород и перенос продуктов разрушения водой и ветром в понижения. Ко всему этому добавляется вулканическая деятельность.

Для образования полезных ископаемых очень большую роль играет органическая жизнь. Основой ее являются цепные реакции питания, роста, развития, размножения, старения и отмирания организмов [Бушинский, 1971, 1975а]. С развитием органической жизни меняются и формы ее проявления на образование полезных ископаемых. Так, в докембрии преобладали морские водоросли. Они потребляли CO_2 и выделяли O_2, а при захоронении служили источником образования горючих сланцев и рассеянных битумондов. С конца девона начинается расцвет растительности на суше, появляются торфа, затем каменный уголь. Органическое вещество сильно влияет на процессы выветривания, в частности на миграцию Fe, что обусловило образование залежей белых огнеупорных глин и каолинов, начиная с карбона, т. е. с начала расцвета растительности на суше.

Осадочные руды Fe, Mn, Al, P имеют ряд общих черт в зависимости от источника рудного вещества и от условий его накопления [Бушинский, 1970а]. Так, бокситы образовались в коре выветривания и в зоне ближайшего переотложения выветрелых продуктов, оолитовые железные руды и фосфориты — в литорали с подвижной водой, но марганцевые руды отлагались хотя и на литорали, но в спокойной воде. Крупнейшие залежи джеспилитовых руд Fe и Mn сформировались благодаря получению рудного материала из подводных гидротерм и отложению его в спокойных условиях литорали и батиали. Общими чертами соединений Al, Fe, Mn, P в рудах являются их низкая растворимость в воде и слабая миграционная способность.

Рудоносные конкреции широко распространены в природе и нередко слагают крупные месторождения руд Fe, Mn, Al, P [Бушинский, 1976]. Большей частью это диагенетические, реже катагенетические и гипергенные образования. Оолитовые железные руды, желваковые и зернистые (пластовые) фосфориты отлагались в мелководных морских условиях, с частым перемывом и выносом нерудных глинистых частиц. Железорудные (оолитовые), бокситоносные, марганценосные и многие фосфоритоносные формации, хотя и приурочены к гумидному типу литогенеза, но редко встречаются на одном фациальном профиле. Изучение их связей представляет огромный интерес. Конкреционное происхождение, вероятно, имеют и гигантские «караваи» кварцевых песчаников полтавского яруса Украины [Бушинский, 1962]. Они используются для получения динаса и металлического кремния.

ОСНОВНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГОРЮЧИЙ ГАЗ

Проблема нефти и горючего газа разрабатывалась в ГИН АН СССР по трем основным направлениям: 1) литология нефтегазоносных толщ и происхождение нефтегазовых месторождений; 2) стратиграфия; 3) тектоника нефтеносных районов.

Стратиграфия, тектоника, литология и геофизика — основные разделы геологии, которые прежде всего необходимы для успешного прогнозирования месторождений, их поисков, разведки, оценки и разработки.

Важность выяснения условий образования нефти подчеркивал А. Д. Архангельский. Решение этого вопроса, «не говоря уже о теоретической стороне дела, должно иметь весьма большое прикладное значение: зная — где, из чего и при каких условиях образуется нефть, мы можем искать эти условия в природе и подходить к открытию новых нефтеносных областей, независимо от существования обычных видимых признаков нефтеносности в виде выходов нефти, газов и т. д.» [Архангельский, 1927а, с. 3].

Происхождение нефти А. Д. Архангельский пытался установить сравнительно-литологическим методом на примере отложений неогена Грозненской области и современных осадков Черного моря [Архангельский, 1927в]. В его книге очень большое внимание уделено методике исследования — необходимости изучения литологии вмещающих и возможных материнских пород, определению в них органического вещества и др. Эта методика позднее успешно применялась в других институтах Советского Союза и в зарубежных странах.

Сущность концепции А. Д. Архангельского о происхождении нефти состоит в следующем. Прежде всего он указал на отсутствие связи органического вещества, давшего начало нефти, с песчаными породами, которые эту нефть содержат. Скорее всего нефть мигрировала в пески из вмещающих глинистых пород. Исходным материалом для образования нефти были остатки низших растений и мелких животных морского планктона. В результате изменения этих остатков на дне моря в анаэробной среде образуется сапропелевое вещество, давшее впоследствии нефть. Н. М. Страхов уточнил, что анаэробная среда или сероводородное заражение придонных вод бассейна необязательно, но недостаток кислорода способствует сохранению органического вещества.

В статье «Где и как искать новые нефтеносные области в СССР» А. Д. Архангельский [1929] дал широкие научные прогнозы. Ранее на первый план всегда выдвигалось условие — наличие внешних признаков нефтеносности в виде выходов нефти и газа на поверхность, закированности пород и пр. Он считал, что в случае идеальных месторождений, вполне изолированных от сообщений с дневной поверхностью и потому полностью сохранивших нефть, этих внешних признаков вовсе не должно быть, и, опираясь только на них, мы можем пройти мимо самых ценных районов. Однако, учитывая исторически выработавшуюся психологию рудознатцев, геологов и хозяйственников искать руду около руды, он поставил на первое место районы с непосредственными признаками нефтеносности.

В Европейской части СССР выходы нефти и закированных пород были известны в Волго-Уральской области — вдоль западного склона Урала и в некоторых пунктах между Уралом и Волгой и по правобережью последней. Крайний северный выход закированных палеозойских пород был известен в Большеземельской тундре и южнее — на р. Ухте, в скважине на р. Чусовой, на р. Белой у Стерлитамака, в бассейне рек Сока и Шешмы, у Тетюшей, на р. Улеме и на Самарской Луке. Эта возможная нефтеносная область имеет и структурные формы, не-

обходимые для скоплений нефти. Указаны были и возможные нефтеносные горизонты. Этот прогноз А. Д. Архангельского блестяще оправдался. Волго-Уральская нефтеносная область впоследствии, особенно во время Великой Отечественной войны, стала основной базой получения нефти.

В Азиатской части Советского Союза А. Д. Архангельский рекомендовал обратить внимание на возможную нефтеносность Мангышлака и Бухарской области, где огромные толщи черных юрских известняков и темных палеогеновых глин могут оказаться нефтепроизводящими. Этот прогноз также подтвердился.

На Сибирской платформе, по ее периферии, между Енисеем и Леной, и в Вилюйской впадине развиты складки, а в разрезе видную роль играют темные известняки, богатые органическим веществом. А. Д. Архангельский считал, что нахождение нефти здесь в отложениях нижнего палеозоя не исключено. И этот прогноз его оказался правильным. Он предполагал также, что в районе Апшеронского полуострова скрыты залежи нефти, что возможно нахождение нефти и в Якутии.

Обширный и хорошо обоснованный прогноз о возможных нефтеносных районах Советского Севера дал Н. С. Шатский [1936]. В то время на советском севере Сибири не было известно ни одного месторождения нефти и отсутствовали сведения о его возможной нефтеносности. Н. С. Шатский начал составление программы систематических поисков нефти на территории Сибири в 1931 г. Только за прошедшие пять лет там были найдены в нескольких пунктах признаки нефти. Это значит, что отсутствие сведений о нефтеносности севера Сибири зависело от крайне слабой его изученности. В основу своих прогнозов Н. С. Шатский положил составленную им геотектоническую схему Арктики. В первую очередь он рекомендовал искать нефть в Хатангском районе и к западу от него до Енисея, в Обском районе (Тюменская и соседние области) и в кайнозое Дальнего Востока, во вторую очередь — в Ленской и Вилюйской впадинах и на западном склоне Пай-Хоя. Во всех этих районах были найдены месторождения нефти.

В статье о роменской нефти Н. С. Шатский [1939] обосновал необходимость дальнейшего изучения палеозоя и мезозоя Днепровско-Донецкой впадины для выяснения их нефтегазоносности. Другая более обширная работа Н. С. Шатского [1943] о месторождениях твердых битумов имеет и большое прогнозное значение на нефть и газ, особенно в Волго-Уральской области.

В 40-х и 50-х годах, т. е. в предвоенные, военные и послевоенные годы, сотрудники ГИН АН СССР работали в тесном контакте с геологами-нефтяниками, оказывали им большую помощь в изучении нефтеносности, стратиграфии, литологии и тектоники различных областей Советского Союза. По нефтеносности следует отметить работы М. И. Варенцова и Н. Ф. Чепикова, по стратиграфии — Д. М. Раузер-Черноусовой, В. П. Маслова, по литологии — исследования Н. М. Страхова, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, К. К. Зеленова, Н. А. Архангельской, И. В. Хворовой, Г. И. Бушинского, по тектонике — книги и статьи Ю. А. Косыгина, А. В. Пейве, П. В. Кропоткина, П. Е. Офмана, М. В. Муратова и др.

Книга Ю. А. Косыгина [1952] является, по существу, руководством и справочником для геологов. Первая ее часть посвящена общим вопросам тектоники, а вторая — тектонической характеристике нефтеносных областей Русской платформы и ее южного складчатого обрамления. Для характеристики нефтеносных областей использованы данные литологии (мощности ярусов и скорости погружения) и палеогеографии. Вторая книга Ю. А. Косыгина [1960] посвящена соляной тектонике — строению соляных структур. Многие из них заключают месторождения нефти.

Для понимания происхождения нефти и газа, закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений необходимы знания литологии и геохимии вмещающих пород. Сведения по этому вопросу содержатся в работах многих геологов ГИН АН СССР [Страхов, 1939, 1947а, 1956, 1960, 1962, 1963; Коссовская, 1954; и др.]. Основы геохимии осадочного процесса, необходимые для геологов-нефтяников, изложены Г. И. Бушинским [1954а] в справочнике.

Исследования А. Г. Коссовской [1962] по выделению зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных породах Вилюйской впадины и Западного Верхоянья послужили основой изучения стадий и стадиального анализа осадочных образований. Особенно широкое развитие и применение эти идеи получили в нефтяной геологии при изучении коллекторов нефти и газа по всей территории Советского Союза.

Примерно одинаковая распространенность биогенного углерода в отложениях докембрия и постдокембрия позволило А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко [1970, 1971, 1973] сделать вывод о более широком, чем до сих пор полагают, развитии живого вещества в докембрийское время. Это по-новому ставит проблему поведения органического вещества при региональном метаморфизме и возможного геологического следствия этого. В образцах углеродистых пород из Балтийского и Украинского щитов определено битуминозное вещество (0,003—0,006%) с содержанием С — 71% и Н — 11% (округленно). В этом веществе методом ИК-спектроскопии установлены парафиновые и ароматические структуры и бензольные кольца с парафиновыми цепочками средней длины. В газовой фазе изученных образцов найдены метан, этан, пропан, бутан, этилен и пропилен.

Следовательно, в процессе регионального метаморфизма углеродистых пород не происходило полного «выгорания» органического вещества. Осталось и некоторое количество углеводородов. Хотя их содержание в породах невелико, но самих пород очень много. Эти породы могли быть источником углеводородов, выделявшихся при метаморфизме в виде газовых эманаций или струй — «углеводородное движение». Часть этих углеводородов могла накапливаться в качестве нефтяных или газовых залежей. Некоторые газопроявления вблизи глубинных разломов связаны не с верхней мантией, а с осадочными породами докембрия [Сидоренко и др., 1978].

«Углеводородное дыхание» докембрийских осадочно-метаморфических толщ это не частный случай в геохимии газов земной коры, а общее явление, связанное с метаморфизмом древних осадочных толщ. Благодаря ему образовались крупные промышленные скопления углеводородов в осадочных толщах, залегающих на докембрийском фундаменте. Нет нужды связывать газопроявления с миграцией абиоген-

ных углеводородов по глубинным разломам из верхней мантии. Все эти скопления объясняются значительно проще — выделением углеводородов из углеродсодержащих толщ докембрия, процесса, который начался более 3—3,5 млрд. лет назад и продолжается в настоящее время.

Большой фактический материал, который послужил обоснованием изложенных выводов, приведен в монографии А. В. Сидоренко и Св. Сидоренко [1975]. В ней авторы отмечают, что наиболее характерной ассоциацией пород, содержащей свободное углеродистое вещество, являются глинисто-сланцевые породы и обычные или высокоглиноземистые гнейсы. Практически во всех углеродсодержащих осадочно-метаморфических породах докембрия обнаружены твердые, жидкие и газообразные углеводороды. На дометаморфической стадии и после нее углеводороды могли покидать материнские породы и дополнять массу углеводородов более молодых горных пород, вплоть до образования залежей нефти и горючего газа.

Возможно, что какая-то часть углеводородов, выделяемая ныне вулканами, поступает не из мантии, а из пород докембрия.

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ [1]

Н. М. Страхов [1934, 1939, 1960, 1962, 1963] среди морских отложений выделил четыре типа горючих сланцев: бентогенный, планктоногенный, приустьевой и межрифовый. Залежи последних двух типов небольшие, можно здесь их не рассматривать. К бентогенному типу относятся верхнеюрские горючие сланцы Среднего и Нижнего Поволжья. Это отложения подводных водорослевых лугов или подводных зарослей морских трав. Вероятно, этот же тип представляют собой ордовикские кукерситы Эстонии. Сланцы Поволжья сложены остатками водорослей из родов педиаструм, ницшия и других и большим количеством (50% и более) минеральных примесей. Из остатков животных характерны раковины лингулид, орбикулоидей, астарт, окситом, иноцерамов и ауцелл. Это донные организмы, свидетельствующие о нормальном или пониженном кислородном режиме придонных вод. В состав сланцев входят и остатки высокоорганизованных водных растений типа зостера, давших гумусовые вещества.

К планктоногенному типу принадлежат горючие сланцы доманикового горизонта верхнего девона Западного Приуралья. Длина их полосы от Большеземельской тундры до нижнего Поволжья равна 2000 км; а ширина 700—800 км. Количество органического вещества в сланцах низкое — менее 35%, но не исключена возможность нахождения и более богатых разностей. В сланцах рассеяны остатки раковин донных организмов — кальцитовых спириферид и фосфатных лингулид. Очевидно, что и доманиковое море обладало нормальным кислородным режимом.

Юрские и доманиковые сланцы относятся к гумидному типу литогенеза, но немало горючих сланцев и среди отложений аридного типа. К ним относятся горючие сланцы синской свиты кембрия Якутии [Зеленов, 1957] и нижней перми р. Юрюзани в Башкирии. В пермских

[1] Результаты изучения каменных углей см. в статье П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой.

сланцах тоже содержится донная фауна, указывающая на нормальный газовый режим придонных вод.

Черные сланцы со дна Атлантического океана вблизи островов Зеленого Мыса изучены Л. И. Боголюбовой и П. П. Тимофеевым [1978]. Пласты этих сланцев пройдены скв. 367 и 368 б/с «Гломар Челленджер». Глубина их залегания в скв. 367 616—844 м ниже поверхности дна, возраст апт-сеноманский. Содержание органического вещества в сланцах 20—33%. По составу оно сходно во всех изученных образцах и представлено в основном остатками водорослей, которые разложились неполностью. Органическое вещество сланцев сложено главным образом форменными элементами сапропелевого ряда (альгинито-талломит), что является надежным критерием их мелководного происхождения. Принадлежность его к этому ряду и низкая степень углефикации позволили авторам отнести черные сланцы к категории нефтематеринских.

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Первая обобщающая работа по железным рудам в ГИН АН СССР принадлежит Н. М. Страхову [1947б]. В ней рассмотрено стратиграфическое и географическое размещение гипергенных железных руд и их аналогов, климатические, геологические и регионально-тектонические условия их возникновения, эволюция и роль организмов. Кроме железных руд, он уделил внимание рудам алюминия и марганца. Это исследование было закончено им в 1940 г., результаты были опубликованы в статьях [Страхов, 1940 и др.], а в 1947 г.— сведены в монографию.

В ней прежде всего привлекает внимание метод анализа седиментационного процесса, который Н. М. Страхов назвал историко-геологическим. Сущность его состоит в том, что Н. М. Страхов связывает «формирование осадочных пород с общим ходом историко-геологического процесса, т. е. с течением оро- и эпейрогенических процессов, с регионально-тектоническими единицами земной коры (платформы, геосинклинали и т. д.), с климатами геологического прошлого, былой геоморфологией отдельных регионов, с химическим составом пород, выходящих на поверхность, и т. д.» [Страхов, 1947б, с. 2]. Большое значение результатов, полученных Н. М. Страховым на основе применения этого метода, позволило ему поставить задачу шире. «Историко-геологический анализ осадочных пород представляет в настоящий момент вполне современную и назревшую проблему, требующую углубленной, самостоятельной разработки» [там же].

Стратиграфическое распределение гипергенных руд железа, марганца и бокситов изображено Н. М. Страховым в этой работе на колонках, а географическое размещение — на глобальных картах по геологическим периодам. Обращает на себя внимание гигантское накопление руд железа в докембрийское время, несравненно более высокое, чем в последующие геологические периоды. Резюмируя полученные результаты, Н. М. Страхов отмечает, что в геологической истории Земли гипергенному накоплению железных руд, как и другим полезным ископаемым, свойственна резко выраженная прерывистость во времени и пространстве. «Железорудные эпохи близки по времени (и же цели-

ком совпадают) с марганцоворудными и бокситовыми. Железорудные провинции являются одновременно марганцоворудными и бокситовыми, т. е. по существу комплексными, и все три категории руд сложно пространственно переплетаются между собой» [Страхов, 1947б, с. 33]. «И в то же время пространственная локализация марганцевых и бокситовых руд вовсе не представляет простого повторения локализации руд железных» [там же, с. 153]. Общность локализации руд Fe, Mn и бокситов состоит в том, что их образование происходило преимущественно в условиях жаркого и влажного климата, при сходных тектонических условиях. «В рудном ряду бокситы — руды Fe — руды Mn между первыми и вторыми членами ряда, а также между вторыми и третьими в разных фациальных типах руд можно найти почти все постепенные переходы, тогда как между крайними членами — бокситами и марганцовыми рудами никаких переходов не имеется» [там же, с. 163]. Объясняется это тем, что среди этой триады в условиях гипергенеза Al_2O_3 наименее, а соединения Mn — наиболее подвижны.

К заключению Н. М. Страхова следует заметить, что промышленные руды Al, Fe, Mn на одном фациальном профиле не встречаются. Докембрийский этап накопления гигантских месторождений железных руд не сопровождался накоплением бокситов. Можно найти и несколько других исключений из этих закономерностей, но в основном их правильность сохраняется. Особняком стоят эффузивно-осадочные руды.

Распределив месторождения железных руд по трем типам структурных единиц: платформам, геосинклиналям и областям предшествующей складчатости (каледониды в послесилурийское время, герциниды в послепалеозойское время), Н. М. Страхов пришел к следующему выводу. В ходе времен отчетливо намечается перемена условий, в которых происходило накопление гипергенных железных руд. Геосинклинальные участки стали играть все меньшую роль, а участки молодых платформ — все бóльшую. Происходила как бы миграция осадочных железных руд из геосинклиналей на платформы. В этой эволюции областей железонакопления Н. М. Страхов усматривал аналогию с общеизвестным процессом сокращения геосинклиналей и разрастания платформ и то, что история железных руд есть лишь отражение в своеобразной форме общего процесса тектонической эволюции земной коры. Эффузивно-осадочные и джеспилитовые руды, господствовавшие в докембрии и кембрии, уже в рифее начали сменяться более мелководными морскими гематитовыми и шамозит-гетитовыми оолитовыми рудами. «Это смещение железорудного процесса из пелагиали в прибрежную зону было обусловлено изменением физико-химических условий на поверхности Земли, в частности убылью CO_2 в атмосфере и в воде и ростом за счет нее биогенного кислорода» [Страхов, 1971, с. 340].

Тщательно изучив роль бактерий и других организмов в образовании железных руд, Н. М. Страхов пришел к выводу, что в этом процессе не обнаруживается какого-либо влияния биологического фактора.

В рассмотренной книге Н. М. Страхова изложен и тщательно проанализирован огромный фактический материал, а сама работа послужила многим геологам образцом исследования. В ней, как он позднее указывал [Страхов, 1971, с. 291], уже имелись все предпосылки к выделению типов литогенеза: гумидного с триадой Al—Fe—Mn, арид-

ного, с накоплениями растворимых солей, и вулканогенно-осадочного.

Новый генетический тип железорудных месторождений — аллювиальный изучала Л. Н. Формозова [1959] в Северном Приаралье. Руды этого типа оолитовые, залегают среди речных отложений. Возраст их среднеолигоценовый. Форма залежей часто лентообразная, с однонаправленной косой слоистостью. Характерно залегание руд среди светлых песков, бедных железом. Этим подтверждается мнение Н. М. Страхова о том, что рудные фации, обогащенные Fe и Mn, обычно встречаются на фоне пониженных кларков. Образованию железистых оолитов, возможно, способствовал влажный климат у истока реки и сухой — у ее устья. Вблизи речных руд встречаются также озерные, лиманные, дельтовые.

По данным А. И. Вознесенского [1978], железные руды Северного Приаралья первоначально образовались в мелководно-морских, прибрежно-морских и отчасти в дельтовых условиях. Размыв этих руд привел к образованию «вторичных», более богатых аллювиальных месторождений. В олигоцен-нижнемиоценовой толще этим автором установлены закономерности размещения железных руд, титан-циркониевых россыпей и углей.

Геохимия оолитовых железных руд речного и дельтового генезиса изучена на месторождениях Северного Приаралья и Лисаковки [Формозова, 1962а]. Руды осевых частей залежей имеют максимальные мощности (до 37 м) и отличаются повышенными содержаниями железа (40—42%), фосфора (0,5—0,7%) и серы (0,8—1,0%). Марганец ведет себя по-разному — в месторождении Лисаковка он концентрируется в низовом конце залежи (~0,5%), а в Талды-Экпе — в верховом (>0,6%).

С вулканизмом связаны многие оолитовые железные руды нижнего палеозоя и докембрия [Формозова, 1960, 1962б, 1963].

Своеобразный облик имеет девонская известняково-вулканогенная рудоносная формация Рейнских сланцевых гор с железорудными месторождениями типа Лан-Дилль [Формозова, 1963]. В ее мелководных и глубоководных фациях преобладают известняки, а сланцы и песчаники стоят на втором месте и содержат прослои известняков или кальцитовый цемент. Среда придонных вод была слабощелочная. Кальцита много даже в туфах и лавах. Количество кремнистых сланцев и лидитов мало́. Излияния лав сравнительно невелики, порядка 10—15% объема формации, но эксплозивный материал встречается часто и притом в разных породах. Руды обычно массивные, оолитовые редки, хлорит очень редок. В рудах преобладают гематит и магнетит, встречаются пирит и кальцит.

Из данных Л. Н. Формозовой вовсе не следует, что в среднем и ранеем палеозое еще не было оолитовых железных руд, не связанных с вулканизмом. Девонские оолитовые железные руды, приуроченные к кварцевым песчаникам и не содержащие вулканогенного материала, известны на западном склоне Среднего Урала, а по данным автора этой статьи — и на Китайской платформе немного западнее Ханькоу. В основании синийской системы на севере Китайской платформы вблизи г. Сюаньхуа залегают оолитовые и почковидные гематитовые железные руды. Почки представляют собой известковые водоросли — строматолиты, замещенные гематитом. Руды приурочены к верхней части

толщи кварцевых песчаников и содержат примесь хорошо окатанных зерен кварца. Судя по присутствию строматолитов, по следам размывов и трещинам усыхания, можно судить о мелководных условиях осаждения рудного материала. Принос его шел с севера, с гумидной равнины [Бушинский, 1966а, с. 43—46, 148, табл. XIV—XVII].

Подводный геосинклинальный вулканизм, как показала Л. Н. Формозова [1965, 1968], часто служил источником образования железных руд и соответствующих формаций. Эти формации всюду содержат кремнистые породы, связаны как с основными, так и с кислыми вулканитами, обычно обладающими повышенной щелочностью. В раннем докембрии образовались две группы железорудных формаций. Одна из них связана с кислым и средним расплавом, пересыщенным щелочами, а другая — с основным. Первая группа включает мощные пластовые залежи богатых магнетитовых руд, залегающих непосредственно на кератофирах и почти не сопровождающихся осадочными породами. К этой группе принадлежат месторождения Кируна, Гелливара и другие в Северной Швеции.

Рассматривая типы железорудных формаций докембрия, Л. Н. Формозова [1971, 1973] установила, что в них от архея к позднему протерозою происходит снижение интенсивности вулканизма, уменьшение выноса железа и его рассеивание. В наиболее древних формациях железные руды залегают только среди вулканических пород, в более молодых — среди вулканогенно-осадочных, а в верхнем протерозое — среди осадочных пород вдали от вулканических центров. В первых двух типах формаций руды массивные и тонкослоистые (джеспилитовые), в последнем типе — оолитовые.

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

Применяя историко-геологический метод, Н. М. Страхов [1947б] выделил основные марганцоворудные эпохи: докембрийскую, раннекембрийскую, раннекарбоновую и палеогеновую. В обеих чертах они совпадают с железорудными эпохами, но в деталях имеют различия.

Специальные работы ГИН АН СССР по изучению марганцевых руд были начаты в 1957 г. на Усинском месторождении в Кемеровской области [Варенцов, 1962а]. Руды в основном карбонатные, содержание Mn в них 10—20%. Они залегают в виде мощных (30—100 м), но сравнительно коротких линз длиной 1—2 км, среди толщи белых и темных известняков мощностью около 2000 м. С марганцевыми рудами ассоциируются пачки марганцовистых известняков (Mn 5—10%) общей мощностью около 200 м. Вместе с марганцоворудными линзами они составляют рудоносную толщу. В ней наиболее богаты родохрозитовые и феррородохрозитовые руды (Mn до 49%). Цвет их серый и темно-серый, слоистость нередко тонкая благодаря прослойкам марганцовистого стильптомелана. Основная масса руд сложена микросферолитами или микроолитами. В руде довольно часто встречаются остатки известковых водорослей, археоциат и спикулы губок, замещенные карбонатом марганца. Вмещающие известняки содержат Mn, Fe, P на кларковом уровне, но в рудоносной толще гораздо выше. По направлению с юга на север видно уменьшение содержания железа и рост — марганца, отражающее, по И. М. Варенцову, отделение одного металла от дру-

гого в процессе седиментации. В 5—12 км на север от месторождения по простиранию усинской свиты известняки сменяются вулканогенными породами, кремнистыми, слюдяными и хлоритовыми сланцами с прослоями черных известняков. По мнению И. М. Варенцова и В. П. Рахманова [1974], источник марганца для образования усинских руд эндогенный, располагался к югу от месторождения и не был связан с вулканизмом.

По Е. А. Соколовой [1967, 1975, 1978] Усинское месторождение заключено в усть-кундатской свите алданского яруса нижнего кембрия. В составе свиты выделяется три типа разрезов: 1) обломочно-карбонатный; 2) вулканогенно (туфогенно-)-кремнисто-карбонатный и 3) известняково-кремнисто-вулканогенный. Второй тип разреза представлен на Усинском месторождении. Пепловый материал содержится в породах этого разреза в качестве примеси или образует самостоятельные прослои пепловых и кристаллолитокластических туфов основного и среднего состава. Встречаются спонголиты. Непосредственной связи руд с вулканическими аппаратами не наблюдается. По мнению Е. А. Соколовой, рудные соединения выносились гидротермальными растворами по разрывным нарушениям в удалении от вулканов.

Н. С. Шатский [1954] первый положил начало региональному изучению марганцевых руд, выделив марганценосные формации. И. М. Варенцов [1962б] наметил девять главнейших марганценосных формаций. По степени рудоносности он расположил их в следующем порядке (запасы Мп в млн. т): 1) никопольская (ортокварцито-глауконито-глинистая) (800); 2) наложенные, преимущественно латеритные (64); 3) джеспилитовые (62); 4) известняково-доломитовые (31); 5) кремнисто-сланцево-ортокварцитовые (28); 6) гондитовая (21); 7) вулканогенно-осадочные порфирового ряда (9); 8) вулканогенно-осадочные зеленокаменного ряда (5,6) и 9) флишевая (туфогенно-терригенная) (0,05).

Несмотря на значительную условность подсчета запасов марганца в каждой формации, все же среди них резко выделяется никопольская формация. К ней принадлежит не только Никопольское, но и ряд других сходных с ним месторождений: Чиатурское в Грузии, Полуночное и Марсятское на Северном Урале и др.

Крупное исследование по геохимии осадочного марганцеворудного процесса выполнено коллективом геологов под руководством Н. М. Страхова. В их монографии [Страхов и др., 1968] изложены данные по современным и олигоценовым накоплениям марганца. В заключение рассмотрены основные черты вулканогенно-осадочного марганцеворудного процесса и его специфика по сравнению с другими типами марганценакопления.

В отличие от многих других осадочных руд для марганца известно много современных накоплений, легко доступных для исследования. Тем не менее решение проблемы их генезиса оказалось очень сложным [Штеренберг и др., 1975].

Железо-марганцевые конкреции в океанах распространены очень широко и представляют промышленный интерес. По форме различаются округлые конкреции, глыбы и корки. Химический состав их одинаковый; размеры округлых конкреций варьируют от 1 до 25 см, чаще 2—4 см, вес — до 55 кг. Свежие конкреции, только что поднятые со

дна океана, мягкие, легко режутся ножом, при высыхании твердеют и становятся хрупкими. Внутреннее строение конкреций однородное, но чаще они содержат ядро и концентрические слои нарастания. Ядром служат обломочки пемзы, базальтового стекла или базальта, зубы акул и отолиты рыб. Главная масса железо-марганцевых конкреций сложена рентгеноаморфными окислами Fe и Mn, а не тодоракитом, бернаситом и вернадитом, как считалось ранее [Штеренберг, 1978].

О происхождении железо-марганцевых конкреций на дне океанов высказано много гипотез. Согласно большинству из них, источником материала для образования конкреций были вулканы или гидротермы. По мнению Н. М. Страхова и др. [1968, Страхов, 1976], материал для формирования конкреций поступал с суши в составе речных вод, а в океанах подвергался разносу, так что срединных частей океанов достигали глинистые частицы, Mn, Fe, Ti, Ni, Co, Cu, Mo и другие элементы в форме различных соединений и осаждались на дно в виде красной океанической глины. В процессе диагенеза эти компоненты перераспределялись, образуя зерна, почки, глыбы и корки.

При изучении геохимии и генезиса олигоценовых руд юга СССР авторы [Страхов и др., 1967, 1968] обратились к их сравнительно-геохимическому анализу, к выявлению хода и механизма марганцеворудного процесса в целом на основе общей геохимии бассейна. Прежние исследователи полагали, что марганец перемещался вместе с железом в растворенном виде. При этом на путях миграции железо осаждалось раньше, чем марганец. Естественно было бы ожидать, что в фациальном профиле залежи железных руд должны располагаться ближе к берегу, чем марганцевые. Но таких скоплений железа нигде не обнаружено. Следовательно, приведенная традиционная схема не отвечает природе. Так, было установлено, что разделение марганца и железа происходило не на путях миграции, а в коре выветривания [Страхов и др., 1968].

Впрочем, и этот вопрос нуждается в доработке. В книге Н. А. Лисициной [1973], да и в более ранней ее статье, на которую ссылаются авторы, сказано, что из коры выветривания амфиболитов Украины вместе с 1 г Mn было вынесено 38 г Fe. Как разделялись эти элементы на путях миграции, остается неясным. Авторами допущена и другая неточность, когда они пишут, что «в составе подавляющего большинства бокситов марганец находится в количествах либо ниже кларковых, либо отсутствует вообще» [Страхов и др., 1968, с. 393]. В действительности кларк концентрации Mn в бокситах равен 1,6, кроме того, известны марганцевые месторождения коры выветривания. Следовательно, Mn при выветривании часто накапливается на месте [Бушинский, 1970а].

Приуроченность изученных авторами месторождений к южной окраине Украинского кристаллического щита и юрским поднятиям района Чиатур они объясняют наличием в пределах этих регионов больших масс выходивших на поверхность пород, содержавших повышенные концентрации марганца (2—10 кларков).

Кроме того, накоплению марганца способствовали «регионально выраженные поднятия конца эоцена — начала олигоцена, уничтожившие верхние кислые горизонты развитой к тому времени зрелой коры выветривания и обнажившие более низкие ее горизонты, находившиеся на щелочной стадии; и наконец, длительное удержание элювия на этой

щелочной стадии, что было обусловлено продолжением поднятий, сочетавшихся с похолоданием климата в одних местах и некоторой ксерофитизацией его — в других. В удачном сочетании этих трех историко-геологических условий и заключается специфика олигоценового, особенно нижнеолигоценового времени, сделавшая его самой грандиозной марганцеворудной эпохой в послерифейской истории Земли» [Страхов и др., 1968, с. 396].

Эти соображения авторов безусловно интересны, но на мой взгляд, проблема образования месторождений марганца нуждается в дальнейшем изучении. Весьма важно было бы найти геохимические критерии различия между основными генетическими группами марганцевых руд — нормально-осадочными, вулканогенно-осадочными и океаническими. Последняя группа руд резко отличается от первых двух по высокому содержанию малых элементов — V, Co, Cu, Ni, Mo, Pb, Zn, так что ее можно выделить по анализам даже отдельных образцов [Страхов и др., 1968, табл. 148]. В то же время это наиболее надежный критерий определения земной коры океанического типа.

Интересно, что в древних геосинклинальных областях, отложения которых накапливались на океаническом дне, пока не найдены марганцевые руды или отдельные конкреции океанического типа. Как ни странно, содержания Co и Ni в олигоценовых марганцевых рудах юга СССР более высокие, чем в вулканогенно-осадочных рудах других месторождений. С ростом содержания Mn в рудах растет и процент V, Co, Cu, Ni, а процент Fe, P, Cr падает.

В заключение авторы отмечают удивительное многообразие форм и механизмов, порождающих высокие концентрации марганца вплоть до образования его месторождений. Выявление всего этого оказалось возможным не только в результате роста наших знаний о марганцевых рудах, но и благодаря применению авторами сравнительного фациально-геохимического подхода к изучению месторождений.

Распределение малых элементов в марганцевых рудах и во вмещающих породах изучалось в месторождениях Южно-Украинского [Варенцов, 1963, 1964; Варенцов и др., 1967], Северо-Уральского и Чиатурского районов [Штеренберг, 1963; Штеренберг и др., 1967]. Оказалось, что во всех этих районах вмещающие породы обогащены Mn, Co, Cu. Следовательно, Mn, образовавший руды, отлагался на фоне повышенных концентраций этих элементов. V и Cr содержатся в рудах и во вмещающих породах на кларковом уровне и даже ниже его.

Среди видов вулканогенных и различных кремнистых формаций послерифейского возраста Н. С. Шатский [1954] выделял две большие группы формаций, в парагенезах которых встречаются марганцоворудные залежи: первую из них можно назвать зеленокаменно-кремнистой, вторую — порфирово-кремнистой, по типам родоначальных вулканогенных пород. К первой группе он относил южноуральские месторождения девонского возраста. Руды марганца залегают в виде линз, слоев и пропластков различной мощности, среди яшм, кремнистых сланцев и туфов. В рудах нередко встречаются остатки морской фауны. Эти месторождения изучены Н. П. Херасковым. Ко второй группе принадлежат многочисленные, иногда довольно значительные месторождения Центрального Казахстана: Картас, Караджал, Ктай, Клыч, Шоинтас, Мурджик и многие другие. По данным Н. А. Штрейса [1938], рудный

горизонт приурочен к низам турне, связан с туфогенной кремнистой толщей, включающей нередко потоки альбитофировых и кварц-порфировых лав. Н. С. Шатский считал обоснованным вывод Н. А. Штрейса об эксгаляционно-осадочном происхождении марганцевых руд. Джеспилитовые марганценосные формации докембрия относятся к отдаленному вулканогенно-кремнистому типу. Тектоническое положение вулканогенно-осадочных марганценосных формаций вполне определенное. Они внутриформационные, связаны с начальными и зрелыми стадиями геосинклинального развития, с внутренними зонами складчатых областей, вулканогенными сериями существенно основного состава. В геологической истории Земли масса марганца, выносимого вулканами и гидротермами, уменьшалась.

Вулканогенно-осадочные марганценосные формации изучает Е. А. Соколова [1975, 1978]. В пределах отложений мезозоя-кайнозоя Тихоокеанского пояса она различает следующие типы формаций: францисканский (вулканогенно-кремнисто-граувакковый) и кубинский (андезитовый вулканогенно-обломочный комплекс Чили). Марганцевые месторождения и рудопроявления этих типов многочисленны, но сравнительно невелики. Среди вулканогенно-осадочных палеозойских формаций СССР Е. А. Соколова выделяет четыре марганценосные формации. Карамалыташская спилито-кератофирово-яшмовая формация находится в пределах Магнитогорского синклинория. Возраст ее ранний девон — эйфель. По мнению многих геологов, она знаменует собой начальную (океаническую) стадию развития геосинклинали. В составе формации преобладают кислые и основные вулканиты и яшмы; осадочные породы редки, представлены рифогенными и органогенно-обломочными известняками, т. е. мелководными образованиями. Руды локализуются чаще среди красных яшм заключительного этапа накопления формации. Усинская андезито-базальтовая вулканогенно-карбонатная формация отвечает переходной стадии геосинклинального процесса. Главная роль в нем принадлежит различным карбонатным породам, часто содержащим примесь пирокластики. На завершающем этапе геосинклинального процесса образовались джездинская моласовая и атасуйская вулканогенно-карбонатная формации Казахстана. Возраст их позднедевонский.

Образование вулканогенно-осадочных марганцевых руд в фанерозое происходило, по Е. А. Соколовой [1978], почти на всех стадиях геосинклинального процесса преобразования земной коры океанического типа в континентальную кору материков. Принос Mn связан с вулканическими газогидротермальными выделениями вблизи вулканов или по долгоживущим разломам. Содержание Fe в марганцевых рудах от первых стадий к последним уменьшается. Наиболее богатые и резко локализованные месторождения свойственны формациям конца переходной и, особенно, завершающей стадии. Формации этих стадий наиболее перспективны на Mn.

Новый метод количественной оценки минерального состава марганцевых руд разработан Е. С. Базилевской [1976]. Он основан на данных химического анализа и термовесового исследования. Пользуясь этим методом, Е. С. Базилевская установила более высокие содержания манганита в никопольских рудах.

Влияние бактерий на окисление, восстановление, растворение, миграцию и осаждение Fe и Mn изучали Л. Е. Штеренберг, Г. А. Дубинина и К. А. Степанова [1975] на оз. Пуннус-Ярви в Карелии. В опыте они наблюдали осаждение Mn на поверхности клеток окисляющего организма Metallogenium, а в контрольном опыте, где флора была убита формалином, Mn не осаждался. В нижней части уплощенных конкреций преобладают гидроокислы железа с остатками кокковидных железобактерий.

Скрытые микроструктуры Fe-Mn конкреций удалось выявить благодаря новому методу их обесцвечивания [Штеренберг, 1973]. Оказалось, что Fe-Mn конкреции океанов состоят из микроконкреций [Штеренберг и др., 1974]. Это подтверждено изучением распределения Fe, Al, Si, Ni, Co и других элементов при помощи микроанализатора МС-46 сканированием по площади [Штеренберг и др., 1977]. Авторы различают два генетических типа Fe-Mn конкреций. Океанские конкреции, где в осадках очень мало органического вещества, образовались путем осаждения Fe и Mn из вод бассейна. Для образования озерных и морских Fe-Mn конкреций, как полагал и Н. М. Страхов, источником материала служили осадки, из которых благодаря восстанавливающему действию органического вещества ионы Fe и Mn мигрировали кверху и были осаждены в форме конкреций.

В современных бассейнах И. М. Варенцов [1976] выделяет Fe-Mn накопления двух типов: 1) гидроокисные, окисные конкреции и корки; 2) металлоносные осадки. Fe-Mn конкреции расположены преимущественно на поверхности раздела грунт — вода в областях, где скорости их роста существенно выше скоростей накопления осадков. Геохимические расчеты [Varentsov, 1934] показывают, что рост конкреций происходил в результате взаимодействия их активных поверхностей главным образом с придонной водой.

В океанах значительная роль принадлежит гидротермам в зонах активных океанских хребтов, а также выщелачиванию из вулканических материалов основного состава при их взаимодействии с морской водой. Проведенные И. М. Варенцовым [1970] эксперименты, наблюдения в природе и геохимические расчеты показали, что количество Mn и Fe, которое освобождается при подобных процессах, на несколько порядков превосходит массу этих элементов, поставляемых континентальным стоком. Причиной формирования Fe-Mn конкреций и металлоносных осадков в современных бассейнах является автокаталитическое окисление переходных металлов, главным образом Fe, Mn, происходящее в морской воде [Варенцов, 1972, 1973, 1974, 1975, 1976; Варенцов и др., 1978].

В настоящее время генезис марганцевых месторождений изучается по международной программе геологической корреляции [Варенцов, 1977].

БОКСИТЫ

До 1930 г. в Советском Союзе было известно только одно бокситовое месторождение Тихвинское, с рудами низкого качества и небольшими их запасами. Первые широкие геологопоисковые работы на бокситы проведены под руководством академика А. Д. Архангельского геологами Геологического института АН СССР и ВИМС на Урале,

в Сибири, Казахстане, Средней Азии и на Русской платформе. В результате этих работ в течение короткого времени (5 лет) было найдено большое количество бокситовых залежей. Некоторые из них уже выработаны, но послужили основным источником алюминия в период Великой Отечественной войны, а уральские и казахстанские разрабатываются и в настоящее время.

Геологическими отрядами был собран и обработан огромный новый материал по бокситам. В частности А. Д. Архангельский сам изучал шлифы бокситов под микроскопом. Полученные данные и выводы требовалось довести до сведения широкого круга геологов, обсудить их и наметить пути дальнейших исследований. Для этого в 1935 г. Геологической ассоциацией АН СССР была организована Конференция по генезису руд железа, марганца и алюминия. Руководил ею А. Д. Архангельский. Он сделал основополагающий доклад, который затем был опубликован под названием: «Типы бокситов СССР и их генезис» [Архангельский, 1937].

Ранее было известно в мире два основных типа бокситовых залежей — латеритный и «терра росса». В краткой статье А. Д. Архангельский [1933] доказал осадочное происхождение всех известных в то время бокситовых залежей в Советском Союзе. Немного позднее он писал: «Мне пришлось в ней коренным образом разойтись с огромным большинством советских и иностранных геологов» [Архангельский, 1937, с. 365]. Здесь же им приведено большое количество новых доказательств идеи об осадочном происхождении бокситов Урала, Казахстана, Салаира, Енисейского кряжа, Средней Азии, Тихвина и средиземноморских стран. С тех пор эта идея служит для советских геологов отправным пунктом при поисках бокситовых месторождений.

На основании теоретических идей А. Е. Ферсмана, геологических и гидрохимических данных А. Д. Архангельский высказал новую идею, что бокситы на территории СССР представляют собой химические осадки, выпавшие из истинных или коллоидальных растворов на дне озерных или морских бассейнов. Озерные бокситы залегают среди глин, а морские — среди известняков. Основным источником глинозема для образования бокситов была, по мнению А. Д. Архангельского, латеритная кора выветривания. Он допускал также и другие его источники — сульфидное выветривание и гидротермы, связанные с вулканизмом.

Соответственно возможным источникам алюминия было предложены четыре гипотезы их генезиса: 1) латеритно-осадочная, кластогенная (Н. М. Страхов, Г. И. Бушинский, Н. А. Лисицина и др.); 2) гидротермально-осадочная (А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. Л. Яншин, К. К. Зеленов, В. Н. Разумова и др.); 3) сульфидного выветривания (А. Л. Яншин, Ю. К. Горецкий и др.); 4) хемогенно-осадочная — перенос Al из коры выветривания органическими кислотами (В. Н. Разумова, И. И. Гинзбург, Д. Г. Сапожников). Две первые гипотезы развиваются в ГИН АН СССР, а в последние годы — в ВИМС, ВСЕГЕИ и в других учреждениях, третья — в ВИМС, четвертая — в ИГЕМ АН СССР. Последние два направления не получили признания широкого круга геологов, а о развитии первых двух будет сказано ниже.

Крупным достижением было выявление А. Д. Архангельским закономерностей размещения бокситовых месторождений в земной коре:

приуроченности их к определенным стратиграфическим горизонтам в определенных районах, к отложениям теплого или жаркого влажного климата, связи с корами выветривания, с прибрежно-морскими известняками, угленосными толщами, перерывами в накоплении осадков, условиями минимального приноса терригенного материала. Эти закономерности являются руководящими при поисках бокситов и в настоящее время.

На основании закономерностей размещения бокситов, теории их генезиса и отличного знания геологии СССР А. Д. Архангельский [1937] составил план дальнейших поисков бокситовых месторождений. Бокситы озерного типа он рекомендовал искать среди континентальных угленосных отложений карбона и мезозоя в западной окраине распространения каменноугольных пород севернее Тихвинского района и на Урале. Прогноз этот оправдался — бокситы были обнаружены почти во всех указанных районах. Севернее Тихвина найдена группа североонежских месторождений, выявлены также бокситовые залежи на Урале, в Казахстане, Сибири и Средней Азии. Следует отметить открытие бокситовых месторождений в указанных А. Д. Архангельским отложениях и за пределами названных районов — на Южном и Среднем Тимане, в Белгородской области на юге Украины. Морские бокситы он рекомендовал искать в девоне Урала севернее и южнее известных месторождений, а также на Салаире и в карбоне Средней Азии. Во всех этих районах бокситы были найдены, хотя не везде промышленные. Среди мезозойских известняков на территории СССР бокситы не были известны, но А. Д. Архангельский рекомендовал обратить внимание и на эти известняки. Позднее действительно бокситы были найдены в Крыму, на Карпатах, Кавказе и в Закавказье. Бёмит на р. Малке был указан Н. В. Ренгартен [1949], а 20 лет спустя были найдены и бокситы.

Рассмотрим работы по бокситам других геологов. Из них наиболее выдающейся является работа А. В. Пейве [1947] «Тектоника Северо-уральского бокситового пояса». Полевые исследования проводились им с 1941 по 1945 г., в годы, когда страна особенно сильно нуждалась в алюминии. Одновременно с А. В. Пейве изучили стратиграфию, геологию и вели разведку Д. В. Наливкин, А. Н. Ходалевич, С. М. Андронов, Н. А. Каржавин, И. А. Любимов, П. П. Савченко и др.

А. В. Пейве изучил структуры рудных полей и составил детальные структурные карты, необходимые для успешной разведки и добычи бокситов. Им выделены дорудные и послерудные тектонические нарушения. Первые из них влияли на образование и сохранение бокситов, а последние осложняли геологическое строение месторождений и их разработку. По швам многих дорудных сбросов происходили послерудные движения. Он установил также несогласия между кровлей и почвой рудного горизонта, имеющие важное генетическое значение.

Большое значение имеет открытие А. В. Пейве глубинных разломов и установление тектонической обусловленности Северо-Уральского бокситового пояса. «Бокситовые горизонты образуются после региональных для петропавловской фациальной зоны перерывов в осадконакоплении и залегают в основании трансгрессивных комплексов D_2^1 и D_2^2. Промышленные бокситы образуются только там, где эти комплексы налегают на известняки, представленные рифогенной фацией»

[Пейве, 1947, с. 35]. Эти выводы до сих пор служат основными критериями при поисках бокситов субровского горизонта.

На основании личных наблюдений на Урале, в Средней Азии [Пейве, 1937а, б] и литературных данных по другим районам земного шара А. В. Пейве сделал важные широкие обобщения. Все бокситовые месторождения он разделил на три большие группы, или типа: 1) элювиальный, связанный с латеритным выветриванием, платформенный; 2) осадочный озерно-болотный, тоже платформенный; 3) осадочный морской, геосинклинальный. Северо-Уральский и Ферганский бокситовые пояса приурочены к внутренним зонам геосинклиналей. Не только в Уральской, но и в других геосинклиналях бокситы отлагались на поверхности известняков сразу вслед за перерывами в осадочном процессе. Строение бокситоносных толщ цикличное. Каждый цикл начинается бокситовым горизонтом, который сменяется вверх по разрезу битуминозными и заканчивается светло-серыми известняками.

При изучении генезиса бокситов А. В. Пейве, как и А. Д. Архангельский, считал вопрос об источниках свободного глинозема коренным. Если для платформенных типов боксита источник глинозема достаточно ясен, то для геосинклинальных — вызывает острые споры. Все построения о том, что для последних источником глинозема была латеритная кора выветривания, являются гипотетическими и не имеют каких-либо доказательств. На то время это замечание было вполне справедливым. А. В. Пейве обстоятельно рассмотрел теорию «терра росса» и обосновал непригодность ее для объяснения генезиса геосинклинальных бокситов. А. В. Пейве и Н. А. Штрейс [1946, 1947] отвергли и биохимическую гипотезу как несостоятельную.

Предположение о вулканогенном, фумарольно-сольфатарном источнике глинозема для образования девонских бокситов Урала впервые высказал Н. А. Штрейс в отчете за 1936 г. Немного позднее на генетическую связь бокситов с термальными водами фумарол указывали А. Д. Архангельский [1937] и А. Л. Яншин [1937, 1968]. Возможность образования бокситов таким путем не исключал и Н. М. Страхов [1940]. А. В. Пейве располагал более конкретным, но не всегда обоснованным материалом. Неточной была основа всего — стратиграфия, согласно которой известняки петропавловской свиты фациально переходили в 1—2 км к западу от выходов боксита в порфириты S_2^1 —D, будто бы слагающие синклинальный прогиб. При такой трактовке возраста свит Кумбинской зоны неправильной была геологическая карта и построенный на ее основе структурно-фациальный разрез восточного склона Северного Урала для конца среднего девона, а также распределение фаций в конце раннего и начале среднего девона, т. е. на время образования бокситов [Пейве, 1947, фиг. 26 и 28]. Срединное Тагильско-Исовское поднятие выделял и Н. А. Штрейс [1951]. Получалось, что известняки петропавловской свиты воздымались в виде подводного вала, на котором отлагались бокситы — вдали от берега. Это как будто подтверждалось почти полным отсутствием терригенного материала в бокситах. Учитывая крайне низкую миграционную способность Al в море, А. В. Пейве сделал вывод, что образование бокситов связано с кислыми глубинными растворами, поступавшими снизу из магмы.

Вскоре после выхода в свет книги А. В. Пейве была уточнена стратиграфия района и составлена новая геологическая карта [Андронов, 1961]. Оказалось, что петропавловская свита в 1—2 км к западу от выходов субровского бокситового горизонта срезана эрозией и далее на запад не имеет возрастных аналогов, а предполагавшиеся ранее ее аналоги в виде порфиритов имеют не девонский, а силурийский возраст. Выходит, что бокситы отлагались не на подводном валу, а на восточном склоне приморской полосы, к западу от которой простиралась суша в виде значительного острова (Бушинский, 1958б, 1971).

Этим гидротермально-осадочная гипотеза лишилась своей базы и, казалось бы, должна была прекратить свое существование. Но удивительно то, что сторонники этой гипотезы даже не обратили на это внимание и продолжали ее разработку, предлагая новые варианты.

Дальнейшее изучение возможной вулканогенной природы бокситов проводил К. К. Зеленов [1960а, б, 1963, 1964, 1972; Зеленов и др., 1965]. В водах р. Юрьевой, берущей начало у подножия вулкана Эбеко на о-ве Парамушир, он обнаружил высокие содержания растворенного Al_2O_3 — до 445 и 154 мг/л при pH 1,63. При впадении в море эти кислые воды нейтрализуются и Al_2O_3 образуют белую взвесь. Расчетный ее состав такой (в %): Al_2O_3 — 74,48; SiO_2 — 7,82; Fe_2O_3 — 18,70; TiO_2 — нет. Отсутствие титана характерно и для других образцов взвеси, что совсем не отвечает бокситам. Сущность процесса выноса глинозема, по К. К. Зеленову, состоит в следующем. Во время извержений наземных вулканов образуются конусы, сложенные пористыми накоплениями шлака и пепла. От вулканического очага из недр Земли идут горячие эксгаляции H_2S, Cl, HCl и других летучих компонентов, которые проникают по пористым породам конусов вверх. На своем пути они встречаются с нисходящими водами атмосферного происхождения и растворяются в них, образуя сильные кислоты — H_2SO_4, HCl. Возникшие таким путем кислые горячие воды с pH 0,1—0,4 разлагают вулканические породы и переводят в раствор почти весь Al, Fe и ряд других компонентов. На месте остаются кремнезем и бóльшая часть титана. Кислый раствор окислов Al и Fe выходит на поверхность в составе источников, которые стекают в море или в озеро. Свидетельствами этих процессов, происходивших в прошлом, являются ныне массивы белых кремнистых, в основном опаловых пород, оставшихся на месте. Подсчитав их объемы и зная химический состав первичных и остаточных пород, можно определить количество вынесенного вещества. Таким путем определено, что из обеленного массива только центральной части о-ва Парамушир вынесено в море 400 млн. т Al_2O_3 и 200 млн. т Fe_2O_3 [Зеленов и др., 1965]. Но из этого огромного количества вещества бокситы не образовались. Это объясняется тем, что приносимый в море тонкий материал рассеивался движениями воды. Для быстрого осаждения глинозема из кислого раствора необходимы нейтрализатор в виде карбонатного дна и спокойный водоем, как было на Урале. Однако изучение К. К. Зеленовым [1965, 1972] влияния вулканов Индонезии на рудообразование, где, казалось бы, существовали необходимые условия, не дало никаких результатов — бокситы не были обнаружены и там. Тем не менее он считает, что процессы выноса глинозема из вулканов Курильских островов могут служить ключом к выяснению генезиса ряда геосинклинальных бокситовых месторож-

дений и основанием для их прогноза. Бокситы могут быть найдены в тех районах, где конец вулканической деятельности сочетается с широким распространением карбонатных, преимущественно рифогенных пород.

Большое внимание возможности образования бокситов из вулканогенных источников уделял и Н. М. Страхов [1960, 1964]. Он указывал, что обилие Al в кислых гидротермах и достоверно установленное выделение Al_2O_3 в гелевую фазу при попадании этих гидротерм в морскую воду настойчиво толкают исследователя к мысли о возможном образовании бокситов в областях наземно-вулканогенных отложений или прилегающих к ним морских. И все же приходится признать, отмечал Н. М. Страхов, что бокситовых руд, которые бы органически включались в вулканогенные комплексы или переходили в них по простиранию, до сих пор неизвестно, это своего рода запрещенная ассоциация. Внимательное изучение геологии бокситоносных районов мира позволило В. Н. Григорьеву [1965, 1968] сделать вывод об отсутствии связи геосинклинальных бокситов с вулканизмом.

В эти же годы Д. Н. Котова [1972] нашла диаспоровые конкреции в девонской вулканогенно-осадочной серии горы Актас хр. Тарбагатай. Мощность линзы пемзовой породы с конкрециями равна 2,2 м.

Опираясь на данные А. В. Пейве, К. К. Зеленова и других авторов, А. Л. Яншин [1968] снова высказался в пользу гидротермально- и вулканогенно-осадочного происхождения геосинклинальных бокситов. Такую же идею продолжали разрабатывать Г. С. Дзоценидзе в Тбилиси (ИГН АН ГССР) и геологи Уральского научного центра АН СССР (А. К. Гладковский и др.).

Изучение выноса Al из вулканического конуса Эбеко продолжалось и позднее. В 1968 и 1969 гг. Л. П. Никитина определила высокие концентрации Al_2O_3 в водах р. Юрьевой, а в составе взвеси в 1,1 км от берега содержание Al_2O_3—39,6%; SiO_2—3,4%; TiO_2—0,05% и Fe_2O_3—16,9%. В 1972 г. С. К. Гипп (ВИМС) изучал взвеси вблизи устья р. Юрьевой, но свободного глинозема в них не обнаружил. Большое значение гидротермальным процессам в образовании кор выветривания и бокситов придает В. Н. Разумова [1977а, б].

Проблема сернокислотного генезиса бокситов разрабатывалась в ВИМС Ю. К. Горецким, но она не получила признания геологов.

Латеритно-осадочная теория генезиса бокситов разрабатывалась в ГИН АН СССР по двум направлениям — хемогенному и кластогенному. Хемогенный вариант развила В. Н. Разумова [1961]. Месторождения бокситов, по ее мнению, возникали в местах высачивания грунтовых вод из коры выветривания в озера и речные долины в условиях затрудненного выноса обломочного материала. В Центральном и Южном Казахстане она выделила пестроцветную каолиновую формацию гумидной зоны приморского климата. В составе этой формации ею описано пять подформаций, одна из них — бокситоносная каолиновая сложена красными, белыми и пестроокрашенными каолиновыми глинами, вмещающими гнезда и линзы бокситов. Эти глины и бокситы «представляют собой отложения заболоченных равнин и подпруженных речных долин» [Разумова, 1961, с. 159]. Критикуя латеритную теорию, она пишет: «Однако объяснить образование бокситов десилификацией глин коры выветривания трудно, так как с этих позиций

трудно объяснить приуроченность каменистых бокситов, лишенных примеси глинистого вещества, к бортам котловин, дифференциацию гидратов глинозема и окислов железа в пределах пласта, а также расклинивание бокситовых залежей глинистым материалом в глубь депрессий» [там же, с. 160—161]. Коррозию кварцевых зерен и замещение их гиббситом в бокситах она объясняет не выносом кремнезема, но действием глиноземистых растворов, которые, реагируя с кварцем, давали глины, а при избытке глинозема выделяли гиббсит. По мнению В. Н. Разумовой [1977а], бокситовые залежи Гвинеи в Африке не являются верхней зоной коры выветривания, а представляют собой более поздние наложенные осадочно-хемогенные образования. Она предприняла попытку найти структурные аналоги бокситов среди других руд. «Оказалось, что такого типа обломочные структуры и реакционная активность нижнего контакта характерны для эксплозивных брекчиевидных образований» [Разумова, 1977б, с. 196].

Геологические типы кор выветривания платформенных и геосинклинальных областей выделены и описаны В. Н. Разумовой, П. Н. Херасковым и А. Г. Черняховским [1963]. Эти авторы разделяют коры выветривания платформ на три типа: 1) коры поверхности складчатого основания платформ; 2) коры поверхностей размыва внутри осадочного чехла и 3) внутриформационные коры выветривания. В геосинклинальных областях выделяются тоже три типа кор выветривания: 1) коры, связанные с крупными перерывами; 2) коры, связанные с незначительными перерывами; 3) внутриформационные коры. Какой-то единой формации коры выветривания, по мнению авторов, заведомо не существует.

Зональное описание минералогии бокситоносных латеритных кор выветривания дано в книгах А. Г. Черняховского [1966] и В. Н. Разумовой [1967]. Ранее общепринятая концепция Б. Б. Полынова, трактовавшая выветривание силикатных пород как однонаправленный процесс, в настоящее время не подтверждается фактическим материалом. Вопреки этой концепции «состав продуктов выветривания определяется как климатом, так и составом материнских пород» [Разумова, 1967, с. 108].

Кластогенный вариант латеритно-осадочной теории генезиса бокситов возник не сразу. Вначале была изучена литология бокситов мела-палеогена Казахстана (Н. А. Лисицына). Неожиданно оказалось, что осадочные бокситы содержат слишком много обломочного бокситового материала и не могут называться химическими осадками. Учитывая к тому же крайне низкую подвижность растворенного глинозема в латеритных условиях, бокситовой группе ГИН АН СССР во главе с Н. М. Страховым пришлось отказаться от хемогенной теории образования осадочных бокситов и высказаться за их кластогенный характер с последующей бокситизацией.

Г. И. Бушинский изучал литологию девонских бокситов Урала с 1953 по 1957 г. и продолжал интересоваться ими позднее. Кроме Урала, он посетил ряд месторождений Казахстана, Приангарья, Средней Азии, Аджарии, Украины, Тихвинской группы, Югославии, Венгрии и Китая. Уже в первых работах автора [Бушинский, 1956а, 1958б, г, 1959] показано, что девонские бокситы Урала залегают на закарстованной поверхности известняков, сложены в значительной мере обломочным бокситовым материалом и представляют не морские, а боль-

шей частью наземные образования, отложенные временными потоками. При трансгрессии моря наземные бокситы подвергались размыву и переотложению. Переотложенных морских бокситов на Урале немного. Цвет их обычно серый или черный, нередко они содержат остатки морской фауны, отпечатки псилофитов, пирит и сидерит.

Красные бокситы слагают нижнюю часть бокситового горизонта и составляют главную массу руды. Микросбросы в тонкослоистых бокситах указывают на то, что их накопление шло одновременно с развитием карста и с бокситизацией глинисто-песчанистого материала. Слоистость в бокситах нередко ритмичная, типа «градед беддинг» — каждый слой начинается зернистым бокситом, зерна которого кверху становятся более мелкими и сменяются тонкими частицами, образуя пелитоморфный боксит. Такая слоистость характерна для водоемов, куда материал приносился временными потоками. Трещины усыхания на поверхности некоторых слойков указывают, что и сами эти водоемы были временными. Бокситы отлагались не на подводном гребне, а на склоне, вершина которого была сложена зеленокаменными породами, подвергшимися латеритному выветриванию. При размыве их сносился не только бокситный материал, но и зерна ильменита, магнетита, титаномагнетита и циркона, находимые в бокситах. Наряду с этими зернами изредка встречаются зерна плагиоклаза, свежие, выветрелые и даже замещенные бёмитом, а также гальки боксита псевдоморфного по порфириту. Падение косых слойков зернистого боксита на восток указывает направление сноса бокситового материала с запада. Судя по отсутствию сортировки частиц главной массы бокситов, принос бокситового материала совершался грязевыми потоками. В пользу водномеханического его переноса говорит и геохимия титана [Бушинский, 1963б; Страхов, 1963; Лисицына, Пастухова, 1963а].

При изучении древней коры выветривания Казахского нагорья Н. А. Лисицыной [1956, 1959] установлено ее зональное строение. Верхняя, или каолинитовая, зона образовалась в результате дальнейшего выноса SiO_2, почти полного растворения кварца, кристаллизации каолинита и выделения гиббсита. В боксите Софиевского месторождения найден обломок боксита, псевдоморфного по порфириту. Все это еще больше подтверждает генетическую связь коры выветривания и бокситов.

Среди бокситоносных пород Сибири, Казахстана и Восточного Приуралья Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова [1963б] выделили семь типов пород: 1) глины смешанного состава; 2) глины каолинитовые; 3) глины каолинитовые и глиноземисто-каолинитовые; 4) глины бокситовые; 5) бокситы глинистые; 6) бокситы сухаристые; 7) бокситы каменистые. Все эти породы составляют один генетический ряд и обладают редкообломочной структурой. Только у каменистых бокситов структура бывает обломочно-бобовая, конгломератовая или брекчиевая. Безбобовые породы внешне однородны, но под микроскопом и у них видна обломочная микроструктура. У многих глинистых обломков песчаной и более крупной размерности видна реликтовая структура порфирита. Очевидно, эти обломки образовались за счет размыва каолинитовой и гидрослюдисто-каолинитовой зон коры выветривания порфиритов. Обломочки глин присутствуют у всех разновидностей глин, а в бокситах они замещены гиббситом. Следовательно, осадочные бок-

ситы образовались в основном на месте своего залегания, а исходным материалом для них послужили глины смешанного состава.

Бобовины в бокситах бывают переотложенные и аутигенные. Микроструктура последних такая же, как и в цементе бокситов и вмещающих глин. Эти бобовины немагнитны, но терригенные обычно черные, магнитные. В бокситовых глинах, глинистых и сухаристых бокситах встречаются желваки (конкреции) каменистого боксита. Глины смешанного состава, переотложенные в карстовые воронки, при дальнейшем выветривании преобразованы в каолинитовые глины и бокситы путем выноса кремнезема. Эти новообразования «не отражают условий осадконакопления в разных частях континентальных бассейнов и не могут рассматриваться как фациальные разновидности пород осадочной толщи» [Лисицына, Пастухова, 1963б, с. 91]. Дальнейшую бокситизацию осадков подтверждают и наблюдения Ю. Г. Цеховского [1976], который описал шесть горизонтов латеритной коры выветривания в карьере Аркалыкского месторождения. Эти горизонты образовались в результате периодического приноса терригенного материала в карстовую воронку и опускания ее дна при росте карста вниз.

Бокситы Енисейского кряжа и Сибирской платформы имеют бобово-обломочное строение и представляют собой переотложенные продукты латеритной коры выветривания, впоследствии бокситизированные. Реликты этой коры найдены и в коренном залегании [Бобров, 1968].

Обобщая материалы по изучению бокситов, автором [Бушинский, 1958в, г, 1963б, 1964а, б, в, 1967а, 1970а, б] сделаны новые выводы. На фациальных профилях кор выветривания от тундры к влажным тропикам и от них к сухой пустыне показаны положение бокситов и связь их с каолинитом и окислами железа. Описано образование метасоматического боксита и латерита. Сущность латеритного выветривания и образования бокситов состоит в разложении алюмосиликатов при промывании пород теплой дождевой бескремнистой водой, выносе Na, K, Ca, Mg, Si и накоплении Al, Fe, Ti и других элементов-гидролизатов в качестве остаточного продукта. После переотложения последнего нередко происходит дальнейшая латеритизация или бокситизация.

Очень много бокситов залегает в карстовых депрессиях. Некоторые авторы приписывали вмещающим известнякам или доломитам химическую роль как осадителей глинозема из растворов. Но так как бокситы в карстах часто представлены грубообломочным материалом, то такая аргументация отпадает. В действительности роль карста сводится к тому, что карстовые депрессии представляют собой удобные ловушки для захоронения бокситов от последующего размыва, а подстилающие карстовые породы достаточно водопроницаемы, что благоприятно для промывания водами бокситового материала и его латеритизации [Бушинский, 1958б, г, 1964а, 1971].

Дальность переноса бокситового материала от латеритной коры выветривания в бокситовые понижения была, по С. Ф. Малявкину и А. Д. Архангельскому, порядка нескольких сотен километров. На примерах, где хорошо известно положение источников материала и места его накопления (месторождения Северо-Онежского района, Южной Украины, Арканзаса и др.), Г. И. Бушинский [1964в] показал, что

дальность переноса материала была совсем небольшая, порядка нескольких сотен метров или немногих километров. В этой же статье рассмотрены бокситоносные формации, бокситовые генетические комплексы отложений, фациальные изменения бокситовых пластов, структуры бокситов, поведение титана в бокситах и латеритизация материала коры выветривания, переотложенного на карстующиеся карбонатные породы.

Геологическими формациями Н. С. Шатский [1955] называл такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно, парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.). Это понятие формаций нашло широкое применение у советских геологов, в том числе у бокситчиков. Но в приложении его к бокситам остаются в стороне такие важные факторы, как источник бокситового материала — кора выветривания, благоприятные для нее материнские породы, а для карстовых бокситов — подстилающие их известняки и доломиты. Значение этих факторов для понимания генезиса бокситов и прогноза бокситовых месторождений очень большое. Для подобных образований нами [Бушинский, 1964в] предложено название *генетический комплекс отложений*, который включает соответствующую рудоносную формацию и породы — источники руд.

Так как бокситы образовались в условиях жаркого влажного климата, то для прогноза бокситоносности были разработаны минералогические критерии палеоклиматов [Бушинский, Скворцова, 1965].

К 70-м годам накопилось уже достаточно материалов для выяснения закономерностей размещения бокситов в геосинклинальных областях. В них, как и на платформах, известны те же три типа бокситовых месторождений: 1) латеритный; 2) осадочный на силикатных породах; 3) осадочный на карбонатных породах или карстовый. Из них последний тип резко преобладает. Крупные и богатые месторождения бокситов отлагались на закарстованной поверхности известняков на суше, в отдельные сравнительно кратковременные этапы развития той или иной геосинклинальной области. Возникновение таких этапов происходило в разные времена, каждый этап начинался от появления островов, сложенных силикатными и карбонатными породами и продолжался до горообразования.

Геохимический тип бокситов как геосинклинальных, так и платформенных областей характеризуется содержанием Al, Ti и других элементов-гидролизатов, в 3—5 раз более высоким по сравнению с их содержанием в материнских породах [Бушинский, 1958в, г, 1963б, 1975а, б]. Это дает основание утверждать, что и образование бокситов происходило по единой схеме — начиналось с латеритизации, нередко заканчивалось переотложением и последующей латеритизацией или диагенетической бокситизацией переотложенного материала. Все это совершалось независимо от тектоники. Между геосинклинальным и платформенным типами бокситов известны переходные подтипы — южнотиманский, китайский, прованский и др. [Бушинский, 1967а].

Геохимическая особенность бокситов заключается и в их гидролизатном составе [Бушинский, 1963б]. Ни один тип хемогенных руд или других хемогенных осадков из вод бассейнов не обладает таким соста-

вом. Это подтверждено огромным количеством новых данных, полученных В. А. Теняковым и другими исследователями [Бушинский, 1975а, б, 1977; Лисицына, 1973; Проблемы..., 1975]. Такая особенность бокситов является основным геохимическим критерием латеритно-осадочного их образования, а не химического осаждения из вод бассейна.

Исходя из факта концентрации элементов-гидролизатов в бокситах, можно на основании их химического состава судить о типах пород — источников сноса и о заключенных в них рудах ниобия, циркония или других элементов. Это бокситовый метод поисков руд в плохо обнаженных районах [Бушинский, 1970б, 1971; Бушинский, Теняков, 1977; Бушинский, Закруткин, 1978]. Показана возможность применения шлихового метода при поисках бокситов [Бушинский и др., 1964]. В монографии «Геология бокситов» [Бушинский, 1971, 1975а] дано глобальное их обобщение, разработаны классификации бокситов и бокситовых месторождений — литологическая, генетическая и промышленная. Выделены и описаны главнейшие типы бокситовых месторождений, их происхождение, закономерности размещения в земной коре и методы поисков и разведки. Прослежено развитие бокситонакопления в геологической истории Земли.

Под руководством Н. М. Страхова и Г. И. Бушинского проведено три Всесоюзных семинара по геологии, минералогии и генезису бокситов и изданы труды этих семинаров [Бокситы..., 1958; Генезис бокситов, 1966; Латериты, 1964; Проблемы..., 1975].

Вынос химических элементов при выветривании основных пород в условиях жаркого влажного климата и перераспределение остаточных продуктов изучено Н. А. Лисицыной [1973]. Она установила, что общая направленность минеральных преобразований одна и та же во всех изученных ею типах элювия — от исходной породы до окислов Al, Fe, Ti. Подвижность элементов в разных типах элювия разная и зависит от химических свойств элементов, их минеральной формы в исходных породах и от условий выветривания. Наиболее устойчивыми или наименее подвижными элементами оказались Al, Fe, Ti, Ga, Zr, малоподвижными — Cr, V, более подвижными — Si, Ni, Zn, Pb, Cu. По мере увеличения интенсивности выветривания растет вынос кремния, что ведет к образованию бокситов.

Вопрос об эволюции бокситообразования в истории Земли поднимался в советской литературе неоднократно. По мнению Н. М. Страхова [1960], повышенные и высокие содержания CO_2 в атмосфере архея, протерозоя и раннего палеозоя резко активизировали процессы химического выветривания, притом не только в тропической, но и в умеренно влажных зонах поверхности Земли. «Иначе говоря, реальная интенсивность бокситообразования в ранние эпохи истории Земли, вероятно, много больше, чем в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое... Это обстоятельство могло действовать только в одном направлении, а именно: способствовать выносу Al_2O_3 из коры выветривания в виде растворов и увеличивать роль химического осаждения бокситовых накоплений» [Страхов, 1960, с. 193].

Действительно, пластообразная форма корундовых, корундсодержащих, кианитовых и диаспорсодержащих сланцев подтверждает идею Н. М. Страхова о возможном химическом переносе глинозема в дорифейское время. Но вместе с алюминием в растворах мигрировал и

кремний, что ограничивало возможность бокситонакопления. Ответ на этот вопрос дает практика — в течение последних 20 лет проведены интенсивные поиски бокситов в СССР, но идея крупного бокситонакопления в докембрии пока не подтвердилась [Бушинский, 1975а, с. 399].

Учитывая находки бокситовых конкреций в Сибири и другие данные, А. В. Сидоренко [1975а, б], А. В. Сидоренко и В. А. Теняков [1976] пришли к выводу, что процессы латеритизации и бокситообразования имели место и в более глубоком докембрии, начиная с архея, а наблюдаемое уменьшение запасов бокситов к протерозою отражает степень их сохранности, а не интенсивность образования. «Первично-бокситовые или первично-бокситоподобные образования в условиях высоких фаций метаморфизма скорее всего должны быть представлены телами корундов и нуждаков, ассоциирующих с кианитовыми, силлиманитовыми и андалузитовыми сланцами [Сидоренко, Теняков, 1976, с. 25]. Такие породы известны практически во всех докембрийских регионах мира. Состав элементов-примесей (авторы отмечают малое количество данных), указывает, что до метаморфизма это были латериты или бокситы. Процессы латеритизации и образования бокситов происходили, по утверждению авторов, начиная с архея.

ФОСФОРИТЫ

Изучением фосфоритов занимался А. Д. Архангельский с 1909 г., заключительные же статьи по этому вопросу опубликованы им значительно позднее [Архангельский, 1972а, б, 1930]. Русский материал совершенно определенно показывает, отмечал А. Д. Архангельский, что фосфориты встречаются только в отложениях морских бассейнов, обладающих нормальной соленостью воды, и в осадках терригенного или пелагического характера. Редкость фосфоритов в областях геосинклиналей А. Д. Архангельский объяснял редкостью в них перерывов осадочного процесса. Но понятие о геосинклиналях с того времени изменилось, в них тоже найдено немало перерывов осадочного процесса, а с некоторыми перерывами связаны и фосфориты. Образование верхнемеловых фосфоритовых горизонтов находилось в теснейшей связи с колебаниями осадочного процесса. В центральной части Днепровско-Донецкой впадины, где толща верхнемеловых отложений отличается исключительной полнотой, где нет и следов перерывов, фосфориты отсутствуют. На периферии впадины имеется несколько фосфоритовых горизонтов, которые связаны со следами перерывов и размывом подстилающих пород. Фосфориты представляют собой участки вмещающей их породы, проникнутые фосфатом или замещенные им. А. Д. Архангельский рекомендовал искать кроме известных новые типы фосфоритов. Для этого должна быть поставлена задача выяснения распределения фосфора в осадочных породах вообще.

В первые годы существования ГИН АН СССР работы по изучению фосфоритов проводились геологами Научного института по удобрениям и инсектофунгицидам под руководством А. В. Казакова [1939]. Он отмечал, что в отношении минералогической природы фосфатного вещества фосфоритов до самого последнего времени господствовали полная неразбериха, засорение научной литературы множеством названий фос-

фатных «минералов»: курскит, франколит и др. По его исследованиям, фосфатное вещество всех платформенных и геосинклинальных фосфоритов в основном состоит из высокодисперсного фторапатита, а практически вся H_2CO_3 этих фосфоритов принадлежит высокодисперсному тонкорассеянному кальциту. Этим А. В. Казаков отрицал идею А. Д. Архангельского о существовании указанных минералов.

В те же годы и позднее Г. И. Бушинский [1938, 1954б, 1956б, 1966а], как и А. Д. Архангельский, отрицал существование фторапатита как породообразующего минерала фосфоритов Русской платформы и Каратау. На основании оптических свойств, плотностей, агрохимических особенностей и рентгеноструктурных данных он доказывал присутствие карбонат-фторапатитов — курскита и франколита как основных разновидностей апатита в фосфоритовых рудах. Фторапатит, франколит и курскит образуют ряд, в котором плотность, показатель преломления и параметр a_0 кристаллической ячейки падает, а двупреломление, содержание CO_2 и усвояемость растениями увеличивается. Теперь это уже ни у кого не вызывает сомнений, и в сборнике «Тезисы всесоюзного семинара «Вещественный состав фосфоритов» [1977] говорится лишь о деталях вхождения CO_2 или С в решетку типа апатита.

К решению проблемы происхождения фосфоритов А. В. Казаков подходил на основе своих экспериментов и данных океанологии и геологии. Это позволило ему выдвинуть принципиально новую химическую гипотезу происхождения фосфоритов в связи с восходящими течениями (апвеллинги). Под его руководством была изучена физико-химическая система равновесия фосфатов кальция в разбавленных растворах, близких к нейтральным. Вначале изучалась более простая система в дистиллированной воде. Позднее А. В. Казаков [1950б] получил более точные результаты исследования той же системы: содержание P_2O_5 в жидкой фазе, равновесной с фторапатитом, варьировало от 0,020 до 0,080 мг/л при pH 8,2—8,6, но при pH 7,6 возрастало до 0,20 мг/л. После А. В. Казакова исследования фосфатных равновесий продолжил А. И. Смирнов. Он определил, что океанская вода с pH 8,1, содержащая CaO — 560, F — 1, SO_3 — 220 и CO_2 — 73 мг/л, может содержать в растворе 0,25—0,35 мг/л P_2O_5 вместо имеющихся 0,011 мг/л, т. е. в 2—3 раза недосыщена фосфатами, но в глубоких частях океана, возможно, близка к их насыщению.

Из числа океанологических данных А. В. Казаков учитывал, что фосфаты, растворенные в морской воде, это очень важное и дефицитное питательное вещество для фитопланктона, который в свою очередь служит пищей для животных. После отмирания организмы падают ко дну, увлекая с собой и фосфор, а разлагаясь, снова его освобождают. «Таким образом, в глубоких частях бассейнов мы имеем огромные резервы растворенных фосфатов, которые в некоторых случаях донными холодными течениями могут подводиться к шельфам континентов и здесь за счет уменьшения парциального давления CO_2 в воде должны неизбежно выпадать из ставших «пересыщенными» в новой физико-химической обстановке растворов» [Казаков, 1937, с. 6]. В этих водах, по его мнению, происходит последовательная кристаллизация сначала кальцита, а потом фторапатита. В работе 1939 г. он допускал совместную кристаллизацию этих минералов, но так как размеры кристаллов кальцита должны быть крупнее, чем апатита, то это предопределяло

их расслаивание в движущихся восходящим потоком водных массах. Известковые осадки нижней половины шельфа, содержащие избыток CO_2 и недостаток O_2, т. е. носящие черты «отравления», обычно почти не содержат бентосной фауны. Это, утверждал А. В. Казаков, еще больше выражено для фосфатных шельфов геосинклинальных бассейнов, примером чего являются фосфориты швагериновой зоны C_3 бассейна р. Селеук на западном склоне Урала и фосфоритов Каратау в Казахстане, «где формировалась типичная фация химических афанитовых темного цвета известняков» [Казаков, 1939, с. 75].

Благодаря своей оригинальности, подкупающей обоснованности и стройности гипотеза А. В. Казакова сразу получила признание многих видных советских и зарубежных геологов (Б. М. Гиммельфарб, М. В. Кленова, Л. В. Пустовалов, Н. М. Страхов, Л. Б. Рухин, А. Б. Ронов, V. McKelvey, R. Sheldon, R. Swanson, N. Salvan и др.). Эта гипотеза рассмотрена автором ранее [Бушинский, 1938, 1952, 1954б, 1957, 1966а, б], так что здесь остановимся на ней только вкратце, с учетом новых данных. В статье 1938 г. нами было показано, что в зоне восходящих течений океанов происходит не химическое, а биогенное осаждение фосфора в составе органических остатков и что фосфориты образуются при их разложении в морском иле (диагенез). За последние годы проведено большое количество океанологических работ, которые позволили Г. Н. Батурину [1978] сформулировать эту идею как установленный факт, что осаждение фосфора на дно в области восходящих течений происходит не химическим путем, а в составе биогенного детрита.

В отношении связи фосфоритов с восходящими течениями по гипотезе А. В. Казакова тоже имеются возражения. Прежде всего фосфоритовые горизонты Русской платформы, палеогеография которых хорошо изучена, отлагались не на шельфах океанов, а на окраинах внутренних морей [Казаков, 1950а] и в центральных частях заливов и проливов, куда доступ океанических восходящих течений был практически невозможен. Примерно в таком же положении находятся фосфоритовые горизонты крупнейших месторождений Северной Африки и Средней Азии [Покрышкин и др., 1978]. Даже фосфоритоносные моря Марокко соединялись с океаном проливами, но не являлись открытым шельфом. В. И. Покрышкин допускает проникновение восходящих вод по этим проливам на сотни километров, что совершенно невероятно. Как известно, восходящие течения вызываются сгонными ветрами, которые дуют постоянно в одном направлении, и прибереговыми течениями. Тогда для образования фосфоритов Западной Африки необходимо допускать западное, а для ее северной окраины — одновременно северное направления ветров, что тоже невозможно. Крупнейший фосфоритоносный бассейн пермской формации Фосфория также не прилегал непосредственно к океану [Бушинский, 1969].

Гипотезе А. В. Казакова о последовательной кристаллизации кальцита, а затем апатита в восходящем течении противоречит факту присутствия только биогенного кальцита по направлению от фосфоритной фации в сторону глубокого моря. Этому же факту противоречит и второй вариант его гипотезы об одновременной кристаллизации фосфата и кальцита, а затем об их расслаивании. Эти противоречия относятся как к современным, так и к мезозойским и кайнозойским морям.

Неприменимость гипотезы А. В. Казакова к объяснению генезиса древних фосфоритов Азии отметил и В. Н. Холодов [1970б]. Трудно представить себе течения, поступающие извне в мелководный эпиконтинентальный бассейн, вытянутый почти на 5000 км от Каратау до Тихого океана.

В защиту идей А. В. Казакова выступал Н. М. Страхов. Он писал: «Хотя гипотеза А. В. Казакова позволяет без труда истолковать весьма большое число фактов, касающихся фосфоритовых руд, все же в настоящее время она нуждается в значительных поправках и видоизменениях сравнительно с тем первоначальным видом, в каком она была им высказана» [Страхов, 1971, с. 471]. И далее: «Концепции, предлагаемые взамен теории А. В. Казакова, обладают куда большими надочетами, чем его схема» [там же, с. 472]. «Обязательным условием в схеме А. В. Казакова является наличие широких связей данного участка моря с древним океаном. Однако палеогеографические карты для ряда фосфатонакопляющих морей заведомо не удовлетворяют этому условию; так обстоит дело, например, с портландским бассейном на Русской платформе, с морем верхневолжского и валанжинского веков, когда накопились огромные массы фосфоритов. Для этих морей характерного внутриконтинентального облика, узких, с большим количеством заливов, накоплявших фосфаты на участках, весьма удаленных от открытых океанических бассейнов, требование гипотезы А. В. Казакова явно и несомненно не удовлетворяется» [там же, с. 471]. Выход из этого положения Н. М. Страхов усматривал в ее чрезмерной актуалистичности. Если учесть, что моря платформенного типа отличались сравнительной мелководностью и плоским дном, то и гидродинамическая активность их должна быть меньше, чем у океанов. Соответственно, зона спокойной воды, где накапливались растворенные фосфаты, также должна быть выше. «Отсюда следует, что в наиболее глубокой, придонной части платформенных морей, вероятно, уже реализовались такие концентрации фосфатов, которые «разрешали» химическую садку P_2O_5, пусть даже в очень слабой степени, когда создавались восходящие течения глубинной воды» [там же].

Однако эту попытку улучшить хемогенную гипотезу нельзя признать удачной. Дело в том, что даже в океанах, как теперь доказано [Батурин, 1978], химическая садка фосфатов в условиях восходящих течений не происходит, а в малых и мелких морях возможностей для нее еще меньше. Да и сами восходящие течения, для возникновения которых необходимы постоянные ветры одного направления [Страхов, 1960], вряд ли могли существовать в гумидных условиях субтропиков мезозоя Русской платформы.

Три варианта улучшения хемогенной гипотезы, предложенные А. И. Смирновым, Н. М. Страхов [1971, с. 472—473] признал несостоятельными. Неприемлемость этих вариантов отмечалась и мною [Бушинский, 1966а].

Далее Н. М. Страхов критикует биохимическую гипотезу происхождения фосфоритов, предложенную Г. И. Бушинским [1938, 1952, 1954б, 1963а, 1966а, б, 1967б] взамен хемогенной гипотезы А. В. Казакова «Эта концепция: модернизирующая, по существу, забытую схему Мерея — Кайо — Архангельского, на первый взгляд подтверждается данными о современном фосфоритообразовании на юго-западном шельфе

Африки» [Страхов, 1971, с. 474]. Этот упрек несправедлив, так как указанные три автора не были забыты, они цитируются и схемы их рассматриваются в моих работах. Согласно биолитной гипотезе Меррея, фосфориты образовались в областях массовой гибели организмов в неблагоприятных условиях — при встрече холодных и теплых течений. В основе биохимической гипотезы лежат, напротив, другие условия, благоприятные для массового развития организмов в местах обильного питания, и их естественное отмирание — «дождь трупов», падающих ко дну. На дне происходит их разложение, при этом выделяются фосфаты и образуются фосфориты.

Далее Н. М. Страхов писал: «Дождь трупов» привлекается всегда для объяснения высоких концентраций органического вещества в илах, т. е. для возникновения морских горючих сланцев. Но как раз в этом случае никаких сколько-нибудь повышенных накоплений P_2O_5 в илах не происходит, фосфор уходит из осадка. В случае же образования фосфоритов (по Г. И. Бушинскому) «дождь трупов» приводит к совершенно противоположным результатам — в осадке накапливаются фосфаты и исчезают огромные количества органического вещества, в десятки раз превосходящие массу поступавшего с ним фосфора. Естественно выяснить: почему же судьба «дождя трупов» на дне складывается столь различно в случае генерации горючих сланцев и в случае формирования фосфатов? К сожалению, этот элементарный и абсолютно неотвратимый вопрос Г. И. Бушинский не разбирает и даже не ставит. Без убедительного его разъяснения биохимическая концепция повисает в воздухе» [Страхов, 1971, с. 474].

Количество разложенных органических веществ на дне, где образовались фосфориты, должно превышать количество фосфора, фосфоритов в 50—100 раз. Цифра эта очень большая, но океанологи, по-видимому, считают ее само собой разумеющейся, поэтому, а может быть, и по сложности методики соответствующих подсчетов пока не выполнили. Очевидно, это дело будущего. Во всяком случае «При исследовании взвесей, собранных в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах, включая зоны распространения фосфоритов, хемогенный фосфат кальция не обнаружен» [Батурин, 1978, с. 23]. Эти данные говорят против химической гипотезы происхождения морских фосфоритов.

Вулканогенно-осадочное происхождение геосинклинальных фосфоритов доказывал Н. С. Шатский. Он писал: «Изучение фосфоритоносных отложений не оставляет у меня никаких сомнений в том, что к формациям вулканогенно-кремнистого ряда приурочены также и крупные концентрации фосфатов» [Шатский, 1955, с. 19]. В пространстве рядом с зеленокаменной формацией располагается производная от нее либо яшмовая, либо кремнисто-сланцевая («сакмарская») формация, а далее от них отдаленная кремнистая формация. С последней связаны, по мнению Н. С. Шатского, наиболее крупные фосфоритовые месторождения: кембрийские в Малом Каратау и пермские в западных штатах США (формация Фосфория). Фосфориты в обеих этих формациях ассоциируются с кремнистыми породами. На западе от формации Фосфория Н. С. Шатский указывал точные, по его мнению, стратиграфические аналоги формации Фосфория, выраженные вулканическими и кремнисто-сланцевыми образованиями. «Протяженность каратавской

фосфоритоносной формации также велика (1000—1500 км), как и формации Фосфория» [Шатский, 1955, с. 27]. Ссылаясь на работы Н. А. Штрейса, Н. С. Шатский протягивал эту формацию на северо-запад от Малого Каратау до Улутау и далее на север. Непосредственно она не связана с вулканогенными породами, так как возможные переходы скрыты под мощными толщами более молодых осадков, но косвенно он сопоставлял ее с зеленокаменными эффузивами нижнего кембрия на Южном Урале.

Учение о формациях, в том числе и фосфоритоносных, разработанное Н. С. Шатским, получило широкое и плодотворное применение у советских геологов. После выхода в свет работы Н. С. Шатского продолжались интенсивные исследования обеих упомянутых формаций. Выяснено, что кремнистые породы в них представляют не химические, а биогенные осадки — спонголиты [Бушинский, 1966а, 1969; Джумалиев, Холодов, 1970]. Эффузивы Скалистых гор, возрастные аналоги формации Фосфория, отдалены от нее на 1200 км и разделены орогенным поясом Антлер и прогибом Эли (Большой Бассейн), так что генетическая связь фосфоритов с этими вулканитами была невозможна. Так же велико расстояние и от Малого Каратау до Южного Урала. Рассматривая эти и друге подобные случаи, Н. М. Страхов [1960, с. 218, 1971, с. 558] пришел к выводу, что достоверных отдаленных рудоносных формаций вулканогенного происхождения пока не встречено, да они и не могут быть. Возможно существование только околоочаговых руд, а образование других рудных накоплений, отдаленных от предполагаемых очагов вулканизма большим безрудным пространством, противоречит физико-химическим данным. Вполне естественно отложение руд вблизи очага, а далее от него рудные компоненты будут терять свои концентрации и приобретать различные примеси, отлагаясь только в рассеянном состоянии.

Учитывая эту критику, сторонники теории эндогенно-осадочного образования месторождений фосфоритов выдвинули новые ее варианты. Они признали, что «образование пермских фосфоритов Скалистых гор (формация Фосфория.— *Г. Б.*), по-видимому, нельзя связывать с вулканическими процессами» [Бродская, Ильинская, 1968, с. 322]. «Фосфатопроявления, приуроченные к карбонатно-кремнистым толщам, залегающим в миогеосинклиналях и в краевых частях платформ вблизи крупных разломов, не связаны с приносом фосфора из отдаленных вулканических областей» [там же, с. 291]. Здесь имеются в виду не только фосфатопроявления, но и месторождения фосфоритов Малого Каратау в Казахстане и формации Фосфория в США.

Разработка проблемы эндогенного источника фосфора для образования осадочных фосфоритов продолжается [Бродская, Ильинская, 1970; Бродская, 1974]. Авторы выделяют четыре основных типа фосфатных рудопроявлений, связанных с эндогенным источником фосфора: 1) вблизи вулканических очагов, в лавах и туфах; 2) в зоне развития вулканических и вулканогенно-осадочных пород, среди вулканогенно-терригенных, карбонатно-кремнистых и карбонатно-терригенных пород; 3) фосфориты в осадочных толщах, обогащенных прокластическим материалом, на значительном расстоянии от очагов, иногда в другой структурной зоне, 4) фосфатонакопления, также отдаленные от очагов, среди кремнистых, карбонатно-кремнистых, карбонатных, реже терри-

генных пород. Первые три типа не образуют крупных залежей, а к последнему авторы относят гигантские месторождения формации Фосфория и Малого Каратау. Раннекембрийской эпохе фосфатонакопления в Малом Каратау предшествовала активная вулканическая деятельность. Высокая щелочность образовавшихся при этом пород свидетельствует об интенсивной дифференциации магматического расплава. В таких условиях постмагматические процессы могли по глубинному разлому выносить фосфор и кремний в морской бассейн, где и произошло биохимическое осаждение этих элементов в форме фосфоритов и спонголитов. При этом дальность переноса фосфора и кремния была небольшая — от нескольких до десятков километров. Каких-либо серьезных доказательств этой схемы пока нет.

Авторы специально изучали возможность приноса фосфора в район Малого Каратау из районов Северного Тянь-Шаня, где в начале кембрия происходила интенсивная вулканическая деятельность. Детальное опробование на фосфор многих разностей пород, в том числе кремнистых, залегающих в виде линз, показало очень низкое содержание в них P_2O_5, не более 0,1—0,2%. Поэтому, а также по причине значительной дальности переноса авторы признают, что трудно считать вулканизм Северного Тянь-Шаня источником фосфора для образования фосфоритов Малого Каратау. На основании большого материала Н. Г. Бродская [1974] пришла к выводу, что поступление эндогенного фосфора в зону гипергенеза определяется главным образом постмагматическим процессом, в то же время для месторождений фосфоритов характерны зоны крупных разломов.

В этой, как и в хемогенной, гипотезе очень много предположений, чтобы назвать ее теорией. Здесь допущены и некоторые преувеличения, на которых необходимо остановиться. Например, указывается, что «многочисленные месторождения хемогенных фосфоритов обнаружены в верхнемеловой эффузивно-осадочной толще Грузии и в третичных эффузивно-осадочных породах Сахалина» [Зеленов, 1963, с. 78]. В действительности в этих районах не известно ни одного фосфоритового месторождения, а только фосфатопроявления и единичные находки фосфатов. Все они непромышленные. Другие преувеличения этого же автора являются результатом неточного цитирования единиц измерения. Например, данные Окада о концентрации фосфатов в воде Тихого океана у вулканического о-ва Иводзимо-Синто завышены от 2,28 до 10 раз. Данные Бульяна о содержании P_2O_5 5—15 мг/м^3 в водах Тирренского моря будто бы повышены с учетом влияния подземного вулканизма. На самом деле такие концентрации фосфатов в 20 раз ниже кларковых для морской воды, так что ни о каком повышении говорить не приходится. Наиболее сильное впечатление в статье К. К. Зеленова [1963] производят две карты и разрез, показывающие распределение фосфатов в водах Карибского моря, по данным Ракестрау и Смита. Но и здесь завышены концентрации фосфатов в 33 раза против данных, не превышающих кларковые, которые приведены в статье указанных авторов, но в других единицах измерения. Эти авторы приводят карты распределения фосфатов на глубинах 600 и 800 м, показывающие не увеличение, а уменьшение их концентраций от материка в сторону предполагаемого К. К. Зеленовым выхода фосфатных гидротерм. Повышенные содержания растворенных фосфатов в грун-

товых растворах Охотского моря тяготеют главным образом к северной его части, где нет вулканов, и лишь в небольшом количестве встречаются у Курильской гряды; они обычны для мелководных областей.

На обширном материале В. Н. Холодов [1970б] показал, что залежи фосфоритов и руд Fe, Mn, V в Средней и Восточной Азии плохо совмещаются с эффузивными породами в разрезах и на площади. Фосфор и некоторые другие рудные компоненты приносились с докембрийской суши реками [Холодов, 1970а]. Район Малого Каратау во время образования фосфоритов представлял собой подводный хребет-отмель, куда с обеих сторон восходящие холодные течения приносили фосфат, который осаждался при потере CO_2 [Холодов, 1973].

Биохимическая гипотеза происхождения фосфоритов разрабатывалась в ГИН АН СССР Г. И. Бушинским на основе детального изучения их литологии и палеогеографии. Сущность биохимической гипотезы состоит в следующем. Фосфор в различных формах (минеральный, растворенный и нерастворенный, свободный и в составе организмов) доставлялся в районы морей, где происходило образование фосфоритов, главным образом реками, приносившими свои воды с гумидных равнин. На шельфах океанов источником фосфора были глубинные воды, приносимые восходящими течениями. В море фосфор усваивался организмами, которые использовали его на построение своего скелета. Отмирание организмов происходило естественным образом, но в некоторых районах могло сопровождаться и длительным массовым отмиранием (районы встречи холодных и теплых течений и др.). Отмершие организмы падали на дно, где разлагались, их фосфор освобождался и переходил из органической формы в фосфат. При этом одна часть растворенного фосфата диффундировала из ила обратно в придонную воду и снова поступала в биогенный круговорот, а другая — осаждалась среди ила или песка в форме различных конкреций, псевдоморфоз, неправильных масс и единичных частиц.

Для того чтобы в илу на дне моря создалось пересыщение грунтового (илового) раствора фосфатом, необходимы обильный дождь отмерших организмов и быстрое их разложение на дне. Это возможно при условии приноса вод с повышенными концентрациями фосфатов реками или апвеллингом в зону фитопланктона (верхний слой воды мощностью до 150 м) и малой глубины. Если эта зона богата растворенными фосфатами, то в ней происходят пышный расцвет организмов и соответственно постоянное и массовое его отмирание. Малая глубина необходима для того, чтобы отмершие и падающие вниз организмы не все успели разложиться на пути ко дну и донесли свой фосфор до дна. Повышенная температура воды способствует быстрому разложению органических веществ и освобождению из них фосфора [Бушинский, 1952, 1954б, 1963а, 1966а, б, 1969].

Морской ил представляет собой очень сложную физико-химическую систему, ход реакций в которой определяется не только по канонам классической физико-химии, но и присутствием положительных и отрицательных катализаторов, ускоряющих и тормозящих химические реакции, стимуляторов и ингибиторов. По экспериментальным данным, их влияние на осаждение фосфатов из растворов очень велико. Не менее важно их значение и в природе, в частности в геологии [Бушинский, 1938, 1967б].

В морском илу фосфаты осаждаются прежде всего в полостях многих раковин моллюсков и брахиопод, замещают арагонит и кальцит, древесину, вещество губок и капролитов. Последние часто встречаются не только в пластовых и зернистых, но и в желваковых фосфоритах, а также в рассеянном виде в различных породах. При их изучении возникает вопрос, чего не хватало в илу для более интенсивного образования фосфоритов: либо растворенного фосфата, либо стимулятора для его осаждения. В случаях рассеянных фосфатизованных капролитов приходится допускать, что фосфатов в иловом растворе было достаточно, а не хватало стимуляторов для их осаждения. Примером могут быть сантонские пески Актюбинской и Пензенской областей, содержащие рассеянные капролиты.

Обобщая данные по микробальному и энзиматическому осаждению фосфатов кальция, Т. Н. Батурин [1978] отмечает ведущее значение этого процесса в образовании костных тканей и фосфоритов. Энзимами, или ферментами, принято называть биологические катализаторы. Среди них есть тоже свои ингибиторы и стимуляторы.

Попутно следует отметить характерную черту современных и кайнозойских фосфоритов, образовавшихся в областях восходящих течений. В этих фосфоритах и во вмещающих их осадках терригенный материал на шельфе Перу — Чили представлен в основном полевыми шпатами и частью кварцем, на шельфах Африки и Северной Америки — преимущественно кварцем и частью полевыми шпатами и пироксеном. Из карбонатов указываются кальцит в составе различных раковин, изредка ромбоэдры доломита [Батурин, 1978]. В отличие от них пластовые, зернистые и ракушняковые фосфориты из месторождений США, Африки, Азии и Австралии содержат терригенную примесь преимущественно в форме кварцево-песчаных зерен, сопровождаются известняками и доломитами, а также кремнистыми породами — спонголитами и породами неясного происхождения. Наличием связи с доломитами и ассоциацией с кварцево-песчанистым материалом они резко отличаются от фосфоритов из областей апвеллинга. Палеогеография водоемов, где образовались эти фосфориты, непохожа на шельфы океанов, а скорее на заливы, проливы или лагуны. Для желваковых фосфоритов Русской платформы характерна примесь терригенных зерен кварца и отсутствие доломитов. Это группа глауконитовых фосфоритоносных формаций, по Н. С. Шатскому. Фосфоритоносные бассейны, в которых отлагались эти фосфориты, не представляли собой шельфы океанов и не имели с ними непосредственной связи.

Фосфатные зерна — капролиты в древних породах интересны и в том отношении, что это самые древние следы животных на Земле. Они были найдены в улунтуйской свите верхнего протерозоя Западного Прибайкалья, в низах синийской системы на месторождении Чайное в Китае [Бушинский, 1966а, б] и в тимской свите нижнего протерозоя КМА. Других следов столь древней жизни животных еще никто не находил.

ПРОЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К группе прочих полезных ископаемых здесь отнесены те из них, которые ГИН АН СССР изучал сравнительно мало. Это золото, алмазы, ванадий, никель, редкие элементы, различные соли, цеолиты, палыгорскиты, огнеупорные глины, карбонатные и кремнистые породы.

Обстоятельные геологические обзоры золотоносных районов Сибири составил В. А. Обручев [1961, 1963]. На основе изучения геологической деятельности рек на северо-востоке СССР И. П. Карташов [1972] описал типы золотоносных россыпей.

Многочисленные поиски алмазов начиная с первой их находки на Урале в 1829 г. более 100 лет не имели успеха. По рекомендации В. С. Трофимова в 1946 г. учреждениями Министерства геологии СССР были начаты поиски алмазов на Сибирской платформе между реками Енисеем и Леной, особенно в бассейне среднего течения р. Вилюя. Институт геологических наук СССР в 1949 г. организовал Центрально-Сибирскую геологическую экспедицию под руководством В. С. Трофимова. Ее задачей было изучение геологии районов, перспективных на алмазы, и оценка перспектив алмазоносности Сибири. В результате работ были получены обширные материалы по стратиграфии, литологии, петрографии и тектонике Сибири и ее алмазоносности [Равский, 1959; Трофимов, 1957, 1961]. Выяснены также закономерности размещения и образования алмазных месторождений [Трофимов, 1967]. На основе изучения литологии А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов и В. И. Муравьев [1960] разработали новое направление в науке — стадиальный анализ. Особенно широкое применение оно нашло совсем в другой области — в нефтяной геологии.

Образование руд ванадия в осадочных породах изучал В. Н. Холодов [1973]. Руды ванадия образовались вблизи выходящих на поверхность магматических толщ с повышенным содержанием этого элемента. Наиболее активными адсорбентами растворенного ванадия в осадочном процессе являются органическое вещество и гидроокись железа.

Ранее считалось, что руды силикатного никеля образуются при выветривании ультрабазитов. По исследованиям В. Н. Разумовой [1977а], залежи этих руд связаны с древними очагами разгрузки горячих напорных вод, поступавшим по разломам.

Редкие элементы — галлий и скандий, местами ванадий и никель — накапливаются в бокситах и в других породах коры выветривания [Бушинский, 1963б, 1964а, б, в, 1971, 1975а; Лисицына, 1973]. Редкие земли, стронций, иногда ванадий и уран концентрируются в фосфоритах [Бушинский, 1966а, б, 1969; Холодов, 1973].

Главной ареной накопления различных солей калия и натрия были аридные зоны современного северного полушария. Закономерности их размещения и условия образования разработаны Н. М. Страховым [1947а, 1962]. С соленосными формациями связаны руды свинца, цинка, меди, фосфора, хлориды и сульфаты калия и натрия, доломит, гипс, ангидрит, сера, бор, залежи нефти и горючего газа, гелий, йод, бром и другие редкие элементы. Как видно, изучение соленосных формаций таит неограниченные возможности нахождения новых месторождений.

Цеолиты — новый и перспективный вид минерального сырья. Впрочем, под названием пуццоланов их применяли еще в Древнем Риме в качестве добавки к извести при строительстве зданий. Только недавно установлено, что пуццоланы из с. Поццуоли сложены цеолитами. Теперь цеолиты широко используются во многих странах в качестве молекулярных сит, поглотителей, катализаторов, осушителей, извлечения ^{137}Cs и ^{90}Sr из радиоактивных отходов, как диетические добавки в корм животных и для многих других целей. Первые находки цеолитов в осадочных породах СССР сделаны Н. В. Ренгартен в 1940 и 1945 гг. и Г. И. Бушинским в 1941 и 1950 гг. на Урале и на Русской равнине. В последние два десятилетия геологами ГИН АН СССР сделано много находок цеолитов, в том числе и промышленного значения [Бушинский, 1954б; Коссовская, 1973, 1975; Коссовская и др., 1960; Бушинский, Шуменко, 1970; Копорулин, 1975; Коссовская, Муравьев, 1975; Муравьев, 1979]. Под руководством А. Г. Коссовской проведен Всесоюзный семинар «Геология, генезис и использование природных цеолитов».

Палыгорскиты и сепиолиты помимо промышленного значения, представляют интерес и как индикаторы геологических обстановок [Ломова, 1979].

Огнеупорные глины ранее считались продуктами переотложения белых каолинов. Г. И. Бушинский [1956а, 1958в, г, 1975а] показал, что разные глины, переотложенные в озерно-болотные условия, подвергались диагенезу и благодаря выносу железа и кремния становились огнеупорными.

Карбонатные породы имеют разнообразное применение. В ГИН АН СССР они изучались в основном для выяснения их происхождения. Достаточно назвать сборник «Типы доломитовых пород и их генезис» [1956] и книги отдельных авторов [Страхов, 1951, 1960, 1962, 1963; Образование..., 1954; Хворова, 1958; Архангельская и др., 1960; Бушинский, 1954б]. Писчий мел, как теперь установлено с помощью электронного микроскопа, на 90—99% состоит из кальцитовых скелетов известковых водорослей конколитофорид [Бушинский, Шуменко, 1979].

Кремнистые породы, применение которых весьма разнообразно, ранее разделялись на опаловые и кварцевые. С помощью рентгеноструктурного метода установлено, что опоки и трепелы, считавшиеся ранее опаловыми, в действительности сложены рентгеноаморфным опалом и кристобалитом [Бушинский, 1954б; Бушинский, Франк-Каменецкий, 1954]. Более детальные исследования подтвердили это заключение [Муравьев, 1973, 1976; Коссовская, Муравьев, 1975]. Среди главных типов кремнистых пород выделяется три типа поверхностей скола: блоковый, бугорчатый и сложный [Хворова, Дмитрик, 1972]. Блоковым, или новакулитовым, типом поверхности обладают яшмы Южного Урала, мелкобугорчатым — фтанитоиды и опоки. Чрезвычайно интересно, что мелкие округлые и удлиненные бугорки очень похожи на бактерии, но авторы очень осторожно подходят к такому заключению, так как с такими бугорками сходны и агрегаты силикагеля.

ПРОБЛЕМЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ГИН АН СССР

Основной задачей ГИН АН СССР является разработка общетеоретических проблем геологии, прежде всего проблемы глобальной корреляции геологических процессов. Такие работы в отношении железных руд, а затем и многих других полезных ископаемых начаты Н. М. Страховым [1947б, 1960—1962]. Эти работы высоко оценены и удостоены первая — Государственной, а вторая — Ленинской премии. Целесообразность глобальной корреляции рудоносных формаций несомненна, и такую работу нужно расширять и совершенствовать.

Глобальная зависимость образования определенных полезных ископаемых от определенных климатов уже твердо установлена. По полезным ископаемым мы можем судить о климатических условиях их образования и, наоборот — по палеоклиматам можно прогнозировать различные руды. Такой строгой взаимозависимости в отношении тектонических процессов и образования руд и рудоносных формаций пока не установлено, но, вероятно, она существует и ее нужно искать.

В системе работ по глобальной корреляции рудоносных формаций необходимо изучать не только их мировое распространение, но проводить детальное литологическое изучение опорных разрезов, полигонов, районов или бассейнов, на базе чего делать широкие обобщения.

Основные проблемы изучения осадочных полезных ископаемых изложены П. П. Тимофеевым [1978]. Из них следует подчеркнуть проблемы выветривания, образования железорудных, угленосных, нефтегазоносных и соленосных формаций и бассейнов, источников фосфора при образовании фосфоритов, проблемы вулканогенно-осадочных и стратиформных руд, а также фациального и формационного анализа как метода прогнозирования полезных ископаемых в осадочных толщах.

ЛИТЕРАТУРА

Андронов С. М. Некоторые представители семейства Pentameridae из девонских отложений г. Североуральска. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 55).

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленов К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 33).

Архангельский А. Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов.— В кн.: Фосфориты СССР. Л.: Геол. ком., 1927а, с. 35—43.

Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов.— В кн.: Фосфориты СССР. Л.: Геол. ком., 1927б, с. 23—34.

Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л.: Изд-во Совета нефт. пром-сти, 1927в.

Архангельский А. Д. Где и как искать новые нефтеносные области в СССР.— Нефт. хоз-во, 1929, № 6, с. 16—21.

Архангельский А. Д. О поисках залежей фосфоритов в СССР.— Докл. АН СССР. Сер. А, 1930, № 5, с. 97—101.

Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования бокситов в СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 11, вып. 4, с. 405—436.

Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— В кн.: Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 365—512.

Базилевская Е. С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд (Никопольский бассейн и конкреции Тихого океана). М.: Наука, 1976. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 287).

Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978.

Бобров Е. Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М.: Наука, 1968.

Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6.

Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958.

Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 258).

Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатонакопление в вулканических областях.— Тр. / ГИН АН СССР, 1968, вып. 196, с. 193—292.

Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Основные генетические типы фосфатных рудопроявлений, связанных с эндогенным источником фосфора.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 257—262.

Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1938, т. 16, вып. 4, с. 328—344.

Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит. М.: Изд-во АН СССР, 1952.

Бушинский Г. И. Происхождение полезных ископаемых. М.: Гостехиздат, 1953.

Бушинский Г. И. Геохимия осадочного процесса.— В кн.: Спутник полевого геолога-нефтяника / Изд. 2-е. Л.: Гостоптехиздат, 1954а, т. 2, с. 385—428.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГН АН СССР, 1954б, вып. 156. Геол. сер., № 67.

Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954в, № 1, с. 3—12.

Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956а, № 11, с. 3—15.

Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов.— В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956б, с. 49—54.

Бушинский Г. И. Фосфориты.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. 2, с. 238—244.

Бушинский Г. И. Кремнистые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958а, т. 2, с. 254—268.

Бушинский Г. И. О генетических связях глин с бокситами.— В кн.: Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958б, с. 164—171.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958в, с. 176—263.

Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958г, т. 1, с. 426—461.

Бушинский Г. И. Критический обзор советской литературы по бокситам.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, № 4, с. 117—132.

Бушинский Г. И. О стилолитах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 8, с. 39—57.

Бушинский Г. И. О конкрециях.— В кн.: Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962, с. 230—242.

Бушинский Г. И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе.— В кн.: Дельтовые и мелководные морские отложения.— М.: Изд-во АН СССР, 1963а, с. 102—107.

Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1963б, № 2, с. 198—217.

Бушинский Г. И. Карстовые бокситовые и фосфоритовые месторождения и роль карста в боксито- и фосфатонакоплении.— Бюл. МОИП. Отд. геогр., 1964а, т. 12, с. 54—65.

Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов.— В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964б, с. 17—33.

Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов.— Тр. / ГИН АН СССР, 1964в, вып. 103, с. 5—24.

Бушинский Г. И. Карст, содержащий бокситоносные отложения.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 15, с. 99—109.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966а. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 149).

Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966б, № 3, с. 23—48.

Бушинский Г. И. Закономерности размещения бокситов в геосинклинальных областях.— Тр. СНИИГГИМС, 1967а, вып. 66, с. 9—25.

Бушинский Г. И. Ингибиторы и стимуляторы в литогенезе.— Литол. и полезн. ископ., 1967б, № 4, с. 116—120.

Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 201).

Бушинский Г. И. О залежах бокситов средиземноморского типа.— Annal. Inst. geol. publ. Hungarici, 1970а, t. 54, N 3, p. 21—27.

Бушинский Г. И. Общие черты и особенности накопления осадочных руд алюми-

ния, железа, марганца и фосфора.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970б, т. 2, с. 15—17.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971.

Бушинский Г. И. Геология бокситов / Изд. 2-е. М.: Недра, 1975а.

Бушинский Г. И. Современное состояние проблемы генезиса бокситов.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975б, с. 5—17.

Бушинский Г. И. Типы месторождений конкреционных руд, условия и стадии их образования.— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций. Л.: ВСЕГЕИ, 1976, с. 3—4.

Бушинский Г. И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6, с. 32—43.

Бушинский Г. И., Закруткин В. Е. Геохимия бокситов Южного Тимана. М.: Наука, 1978. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 327).

Бушинский Г. И., Кутушева Р. Ш., Шальнева З. Н. О возможности применения шлихового метода при поисках бокситов, фосфоритов и апатитов.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1, с. 111—112.

Бушинский Г. И., Скворцова Е. Д. Экспозиция темы «Осадочное рудообразование» в Музее землеведения.— В кн.: Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1965, т. 3, с. 193—205.

Бушинский Г. И., Теняков В. А. Выветривание: процессы, породы и руды.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5, с. 10—18.

Бушинский Г. И., Франк-Каменецкий В. А. Гидравлическая активность и рентгенометрическая характеристика вещества трепелов и диатомитов.— Докл. АН СССР, 1954, т. 96, № 4, с. 817—820.

Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Уточнение определения цеолита из меловых отложений Брянска.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6, с. 111—113.

Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Писчий мел и его происхождение.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 2, с. 37—55.

Варенцов И. М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау.— Тр. / ГИН АН СССР, 1962а, вып. 70, с. 28—64.

Варенцов И. М. О главнейших марганценосных формациях.— Тр. / ГИН АН СССР, 1962б, вып. 70, с. 119—170.

Варенцов И. М. К геохимии олигоцена Южно-Украинского марганцеворудного бассейна (о распределении Mn, Fe, P, CO_2 и $C_{орг}$ в харьковских отложениях).— Тр. / ГИН АН СССР, 1963, вып. 97, с. 72—164.

Варенцов И. М. К познанию условий образования Никопольского и других месторождений Южно-Украинского марганцеворудного бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1, с. 25—39.

Варенцов И. М. Изучение выщелачивания марганца при взаимодействии вулканических материалов с морской водой.— Геол. рудных м-ний, 1970, т. 12, № 4, с. 93—104.

Варенцов И. М. О главных аспектах формирования железо-марганцевых руд в современных водоемах.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972, с. 158—173. (МГК. 24-я сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4).

Варенцов И. М. К изучению формирования железо-марганцевых конкреций и корковидных образований в современных водоемах.— В кн.: I Международный геохимический конгресс: Доклады. М.: Наука, 1973, т. 4, кн. 2, с. 24—37.

Варенцов И. М. Геология марганца.— В кн.: Проблемы геологии и полезные ископаемые на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974, с. 91—100.

Варенцов И. М. Геохимические аспекты формирования железо-марганцевых руд в современных шельфовых морях.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 150—165.

Варенцов И. М. Геохимия переходных металлов в процессе формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 79—96.

Варенцов И. М. Отчет о работе по проекту № 111 «Генезис марганцевых месторождений» Международной программы геологической корреляции за 1977 г. М.: ГИН АН СССР, 1977.

Варенцов И. М., Базилевская Е. С., Белова И. В., Семенова М. Г. Особенности распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и вмещающих отложениях Юго-Украинского марганцеворудного бассейна.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 179—198.

Варенцов И. М., Диков Ю. П., Бакова Н. В. К модели формирования Fe-Mn руд в современных бассейнах: (эксперименты по синтезу окисных фаз Mn, Fe, Ni, Co на гидроокислах железа).— Геохимия, 1978, № 8, с. 1198—1210.

Варенцов И. М., Рахманов В. П. Месторождения марганца.— В кн.: Рудные месторождения. М.: Недра, 1974, т. 1, с. 109—167.

Вознесенский А. И. Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья. М.: Наука, 1978. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 325).

Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Генезис бокситов. М.: Наука, 1966.

Григорьев В. Н. Палеогеографическая обстановка формирования палеозойских геосинклинальных бокситов Средней Азии и их формационное положение.— Тр. / ГИН АН СССР, 1965, вып. 14, с. 107—139.

Григорьев В. Н. Геосинклинальные бокситы.— Тр. / ГИН АН СССР, 1968, вып. 196, с. 293—320.

Джумалиев Т. Д., Холодов В. Н. Кремнистые породы фосфоритоносной чулактауской свиты Малого Каратау и условия их образования.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2, с. 414—417.

Зеленов К. К. Доломиты в нижнекембрийских отложениях северного склона Алданского массива и условия их образования.— Тр. / ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 28—50.

Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. М.: Изд-во АН СССР, 1957. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 8).

Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960а, № 3, с. 57—71.

Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960б, № 8, с. 58—74.

Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг.— Сов. геол., 1963, № 3, с. 61—81.

Зеленов К. К. О возможном вулканогенном источнике вещества геосинклинальных бокситов.— В кн.: Symposium sur les bauxites oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb: Yugoslav. Acad. Sci. et des Arts, 1964, vol. 1, p. 115—133.

Зеленов К. К. Алюминий и титан в кратерном озере вулкана Кава Иджен (Индонезия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 32—45.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972.

Зеленов К. К., Ткаченко Р. И., Канакина М. А. Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана Эбеко (остров Парамушир).— Тр. / ГИН АН СССР, 1965, вып. 141, с. 140—167.

Казаков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Л.: Госхимиздат, 1937. (Тр. Науч. ин-та по удобр. и инсектофунг.; Вып. 139).

Казаков А. В. Фосфатные фации. 1. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. (Тр. Науч. ин-та по удобр. и инсектофунг.; Вып. 145).

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950а, № 5, с. 42—68.

Казаков А. В. Фторапатитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород.— Тр. / ИГН АН СССР, 1950б, вып. 114. Геол. сер., № 40.

Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М.: Наука, 1972. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 245).

Копорулин В. И. Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов Северо-Востока СССР.— В кн.: Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 122—138.

Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Тр. / ИГН АН СССР, 1954, вып. 153. Геол. сер., № 64.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 63).

Коссовская А. Г. Семинар «Минералогия и происхождение осадочных цеолитов Тихоокеанского кольца».— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 157—159.

Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 23—44.

Коссовская А. Г., Муравьев В. И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 431—433.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 34).

Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1952.

Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 29).

Котова Л. Н. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай. М.: Наука, 1972. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 224).

Латериты. М.: Недра, 1964. (МГК. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14).

Лисицына Н. А. О замещении кварца гиббситом.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5, с. 1023—2025.

Лисицына Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1959. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 11).

Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 231).

Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах.— Литол. и полезн. ископ., 1963а, № 2, с. 238—248.

Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М.: Наука, 1963б. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 95).

Ломова О. С. Палыгорскиты и сепиолиты — индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 336).

Лунева О. И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М.: Наука, 1977. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 309).

Методы изучения осадочных пород: В 2-х т. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Муравьев В. И. О генезисе опок.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4, с. 94—106.

Муравьев В. И. Об образовании трепелов.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3, с. 93—97.

Образование осадков в современных водоемах / Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, М. И. Князева, А. Н. Разживина, М. А. Ратеев, Д. Г. Сапожников, Е. С. Шишова. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Обручев В. А. Рудные месторождения. М.: Горгеонефтеиздат, 1934.

Обручев В. А. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961, Т. 3. Геологический обзор золотоносных районов Сибири.

Обручев В. А. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 4. Геология золоторудных месторождений Сибири.

Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. В 2-х т. М.: Наука, 1968. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 196).

Пейве А. В. Бокситы Средней Азии.— В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1935 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937а, с. 53—86.

Пейве А. В. Проблема поисков бокситов в Тянь-Шане.— В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1935 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937б, с. 58—70.

Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса.— М.: МОИП, 1947.

Пейве А. В., Штрейс Н. А. О новой теории генезиса бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 163—170.

Пейве А. В., Штрейс Н. А. О морских палеозойских бокситах Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 145—155.

Покрышкин В. И., Бойко В. С., Ильяшенко В. А. Закономерности размещения фосфоритовых месторождений Африкано-Азиатской провинции.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 102—120.

Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.

Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 22).

Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 46).

Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М.: Наука, 1967. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 174).

Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977а. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 303).

Разумова В. Н. К вопросу о природе обломочных структур бокситов.— Докл. АН СССР, 1977б, т. 236, № 1, с. 196—199.

Разумова В. Н., Херасков Н. П., Черняховский А. Г. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 77).

Ренгартен Н. В. Бемит с Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1949, т. 69, № 3, с. 425—427.

Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Вестн. АН СССР, 1963, № 6, с. 39—45.

Сидоренко А. В. Развитие минерально-сырьевой базы страны и задачи науки.— Вестн. АН СССР, 1964, № 7, с. 12—24.

Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.

Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975а, с. 5—15.

Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геол., 1975б, № 2, с. 3—16.

Сидоренко А. В. Геология и научно-технический прогресс.— В кн.: Проблемы минерального сырья и редких элементов.

М.: ИМГРЭ, 1976, вып. 11. Редкие элементы. Сырье и экономика, с. 9—16.

Сидоренко А. В. Комплексное использование минеральных ресурсов — важнейшая научно-техническая проблема современности.— Вестн. АН СССР, 1977, № 11, с. 86—94.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184—187.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геол., 1971, № 5, с. 3—20.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 72—79.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 277).

Сидоренко А. В., Теняков В. А. Бокситообразование в геологической истории Земли и «принцип сходства» экзогенных процессов в докембрии и фанерозое.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1150—1153.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры.— Докл. АН СССР, 1978, т. 438, с. 705—708.

Соколова Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 74—93.

Соколова Е. А. Марганценосные вулканогенно-осадочные формации разных стадий геосинклинального процесса.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 225—259.

Соколова Е. А. Марганценосные вулканогенно-осадочные формации: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1978.

Страхов Н. М. Горючие сланцы зоны Perisphinctes panderi: (Очерк литологии).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1934, т. 12, вып. 2, с. 200—250.

Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала.— Тр. ИГН АН СССР, 1939, вып. 16. Геол. сер., № 6.

Страхов Н. М. Формирование гипергенных железных руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 3, с. 3—37.

Страхов Н. М. Геология Кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. М.: МОИП, 1947а.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли: (Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования).— Тр. / ИГН АН СССР, 1947б, вып. 73. Геол. сер., № 22.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. / ИГН АН СССР, 1951, вып. 124.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12—49.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5, с. 3—21, № 8, с. 29—60.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1—3.

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

Страхов Н. М. Еще раз о так называемой вулканогенной гипотезе бокситообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3, с. 170—173.

Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 102—133.

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

Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976.

Страхов Н. М., Варенцов И. М., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С., Штеренберг Л. Е. К познанию механизма марганцеворудного процесса (на примере олигоценовых руд юга СССР).— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 34—56.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М.: Изд-во АН СССР, 1952. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 23).

Страхов Н. М., Штернберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцоворудного процесса. М.: Наука, 1968. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 185).

Тезисы Всесоюзного семинара «Вещественный состав фосфоритов». Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.

Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Междуведомственного литологического комитета.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 3—15.

Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 4).

Трофимов В. С. Алмазоносная провинция Сибири.— Природа, 1957, № 7, с. 10—18.

Трофимов В. С. Некоторые закономерности размещения алмазных месторождений на Сибирской платформе.— Тр. / ЯФСО АН СССР, 1961, сб. 6, с. 142—153.

Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. М.: Недра, 1967.

Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 20).

Формозова Л. Н. Формационные типы оолитовых железных руд.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3, с. 117—146.

Формозова Л. Н. Геохимия оолитовых железных руд речного и дельтового генезиса.— Тр. / ГИН АН СССР, 1962а, вып. 70, с. 5—27.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Тр. / ГИН АН СССР, 1962б, вып. 70, с. 65—118.

Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования.— Тр. / ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 161—208.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— Тр. / ГИН АН СССР, 1965, вып. 141, с. 7—46.

Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— Тр. / ГИН АН СССР, 1968, вып. 196, с. 7—153.

Формозова Л. Н. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 22—39.

Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 250).

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Тр. / ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 7—29.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— Тр. / ГИН АН СССР, 1968, вып. 195, с. 9—136.

Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 246).

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 1. Довендские поднятия как источник рудных компонентов.— Литол. и полезн. ископ., 1970а, № 2, с. 130—147.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия в Евразии. Статья 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1970б, № 4, с. 29—44.

Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. (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, 1975а, с. 191—208.

Холодов В. Н. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании: (Опыт геохимико-металлогенического анализа).— Литол. и полезн. ископ., 1975б, № 6, с. 50—69.

Холодов В. Н., Штеренберг Л. Е. К оценке роли Балтийского щита в качестве рудной питающей провинции.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5, с. 73—92.

Цеховский Ю. Г. О заполнении бокситами карстовых депрессий на Аркалыкском месторождении в Казахстане.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2, с. 64—75.

Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения. М.: Наука, 1966. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 145).

Шатский Н. С. Проблемы нефтеносности Сибири.— Нефт. хоз-во, 1932, т. 23, № 9, с. 131—140.

Шатский Н. С. О возможных нефтеносных районах советского Севера.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР: Тр. I геол.-развед. конф. Л., 1936, т. 2, с. 299—307.

Шатский Н. С. О роменской нефти.— В кн.: Труды нефтяной конференции 1938 г. Киев: Изд-во АН УССР, 1939, с. 293—297.

Шатский Н. С. Месторождения твердых битумов (асфальты, асфальтиты, пиробитумы) и геологические условия их образования.— В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1943, т. 2, с. 212—246.

Шатский Н. С. О марганцевоносных формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7—100.

Шатский Н. С. О геологических формациях.— Избр. труды. М.: Наука, 1965а, т. 3, с. 7—12.

Шатский Н. С. Формационный метод выяснения закономерностей распределения

минеральных концентраций в земной коре.— Избр. труды. М.: Наука, 1965б, т. 3, с. 13—15.

Штеренберг Л. Е. Очерк геохимии североуральских марганцевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 97).

Штеренберг Л. Е. К методике обесцвечивания железо-марганцевых образований в прозрачных шлифах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 149—150.

Штеренберг Л. Е. Главные марганцевые минералы океанских железо-марганцевых конкреций.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1, с. 32—49.

Штеренберг Л. Е., Дубинина Г. А., Степанова К. А. Образование Fe-Mn стяжений уплощенной формы.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 166—181.

Штеренберг Л. Е., Куприянова Т. А., Воронин Б. И. О строении железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2, с. 125—133.

Штеренберг Л. Е., Нестерова И. Л., Карасева Г. И., Черкасова Е. В. Особенности распределения Ni, Co, Cu, Cr и V в марганцевых рудах и рудовмещающих породах Чиатурского месторождения.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 199—213.

Штеренберг Л. Е., Степанова К. А., Ильичева Л. В. Детали строения Fe-Mn конкреций Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 1014—1017.

Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 4, с. 90—97.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала.— В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951, т. 3.

Яблоков В. К. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 248).

Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири.— В кн.: Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 629—645.

Яншин А. Л. Вулканизм и осадочное рудообразование.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 4, с. 100—114.

Varentsov I. M. Geochemical aspects of formation of ferromanganese ores in shelf regions of recent seas.— Acta Mineral.-Petrogr., 1973, vol. 21, N 1, p. 28—35.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

И. В. Хворова
ВУЛКАНИЗМ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ 9

Е. В. Шанцер
ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ 56

П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова
РАЗВИТИЕ ИДЕЙ В ОБЛАСТИ ПОЗНАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА 96

А. Г. Коссовская
ПРОБЛЕМЫ ГЕОМИНЕРАЛОГИИ 110

В. Н. Холодов
ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД, ЕЕ РАЗВИТИЕ И ПРОБЛЕМЫ 159

Г. И. Бушинский
ИЗУЧЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 216

CONTENTS

Foreword 5

I. V. Khvorova
VOLCANISM AND SEDIMENT FORMATION 9

E. V. Shantser
RESULTS AND PROSPECTS FOR STUDY OF GENETIC TYPES OF DEPOSITS 56

P. P. Timofeev, L. I. Bogolyubova
DEVELOPMENT OF IDEAS IN COGNITION OF MATERIAL PETROGRAPHIC COMPOSITION AND GENESIS OF ORGANIC MATTER 96

A. G. Kossovskaya
PROBLEMS OF GEOMINERALOGY 110

V. N. Kholodov
GEOCHEMISTRY OF SEDIMENTARY ROCKS, ITS DEVELOPMENT AND PROBLEMS 159

|G. I. Bushinsky|
STUDY OF MINERAL RESOURCES 216

УДК 551.21:551.35

Вулканизм и осадкообразование. Хворова И. В.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980.

В статье изложены данные о влиянии вулканизма на осадкообразование. Разобрана роль вулканических продуктов в формировании минерального состава различных типов обломочных пород: вулкано-терригенных, тефрогенных и гиалокластогенных. Приведена их характеристика и рассмотрены особенности формирования в разных ландшафтных условиях. На основе сведений о газогидротермальном выносе и изучении парагенезов вулканических и осадочных пород показано влияние вулканической деятельности на образование гидрогенных осадков, преимущественно морских. Ил. 5, библиогр. 91 назв.

УДК 551.35

Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений. Шанцер Е. В.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980.

Рассматривается сущность учения о генетических типах отложений и значение их диагностики как составной части фациального и формационного анализа. Дается обзор итогов изучения генетических типов континентальных отложений в ГИН АН СССР и выдвигаются некоторые очередные задачи дальнейших исследований с целью выяснения специфики континентального литогенеза вообще. Табл. 1, библиогр. 87 назв.

УДК 553.9

Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980.

Описываются история развития угольной геологии в ГИН АН СССР, а также становление и разработка генетического подхода к анализу угленосных толщ. Рассматриваются принципы построения углепетрографической классификации углей. Характеризуется вклад сотрудников ГИН АН СССР в изучение процессов диагенеза и других постседиментационных преобразований углей и «черных сланцев». Библиогр. 46 назв.

УДК 549.551.552

Проблемы геоминералогии. Коссовская А. Г.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980.

Геоминералогия — новое направление в литологии, возникшее и развившееся в ГИН АН СССР. Сущность геоминералогии заключается в изучении на эволюционно-кристаллохимическом уровне минералов-индикаторов и минеральных парагенезов, свойственных различным геологическим процессам, протекающим в верхней осадочно-метаморфической оболочке Земли. Рассматриваются история возникновения геоминералогии, ее современные проблемы и методы, примеры геоминералогической истории ряда индикаторных алюмосиликатных минералов и минеральных парагенезов. Ил. 5, библиогр. 131 назв.

УДК 550.4

Геохимия осадочных пород, ее развитие и проблемы. Холодов В. Н.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980.

Дается определение новой отрасли геологической науки — геохимии осадочных пород, рассматриваются ее методология и связь с литологией. Выделяются и описываются важнейшие этапы развития литологии и геохимии осадочных пород. Показана роль сотрудников ГИН АН СССР, в первую очередь академика Н. М. Страхова, в разработке важнейших теоретических проблем осадочной геохимии. Табл. 1, ил. 5, библиогр. 291 назв.

УДК 553.2

Изучение полезных ископаемых. Бушинский Г. И.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического Института АН СССР. М.: Наука, 1980.

Изложены сведения по истории исследования в ГИН АН СССР следующих полезных ископаемых: нефти и горючего газа, горючих сланцев, руд железа и марганца, бокситов, фосфоритов и др. Рассмотрена история развития различных взглядов на их происхождение. Обсуждены общетеоретические вопросы осадочного рудогенеза. Библиогр. 213 назв.

ЛИТОЛОГИЯ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР
Редактор издательства Н. М. Митяшова
Художник А. С. Кущенко. Художественный редактор И. Ю. Нестерова
Технический редактор А. М. Сатарова. Корректоры Д. Ф. Арапова, М. К. Запрудская

ИБ № 17145

Сдано в набор 21.05.80. Подписано к печати 22.08.80.
Т-15630. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая
Усл. печ. л. 21,29 Уч.-изд. л. 22,5 Тираж 1000 экз. Тип. зак. 3178. Цена 3 р. 90 к.

Издательство «Наука» 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука» 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
71	4 св.	последнего	подледного
73	15 сн.	Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Гренландии и Исландии	не было единства по поводу динамики образования
101	1—2 сн.	коллинитовой, а не телинитовой	телинитовой, а не коллинитовой
231	17 св.	зитовый вулканогеннообломочный комплекс Чили).	зитовый) и вулканогеннообломочный комплекс Чили.

Заказ № 3178

3537