

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

(и их первичные литологические особенности)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД • 1973

Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л., «Недра», 1973. 288 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

Авт.: М. Ф. Викулова, Ю. К. Бурков, А. В. Македонов и др.

Книга составлена коллективом авторов под руководством М. Ф. Викуловой. Книга является методическим пособием при фациальном анализе осадочных отложений. Это первое обобщение современных знаний о фациальных типах глинистых пород, содержащее классификацию и характеристику литологических особенностей их, что имеет первостепенное значение при фациальном анализе осадочных отложений. Особенно подробно рассмотрены современные данные о глинистых минералах как главном породобразующем элементе пород, петрографических особенностях, конкрециях, аутигенных и терригенных неглинистых минералах, малых элементах и фаунистических остатках глинистых пород и новейшие представления об условиях их образования и перспективах дальнейших исследований.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся исследованием осадочных пород.

Таблиц 11, иллюстраций 31, список литературы — 518 назв.

Авторы: М. Ф. Викулова, Ю. К. Бурков, А. В. Македонов, Н. Я. Тихомирова, А. И. Осипова, А. П. Феодилова, Г. В. Кулакова, Н. Н. Земова

Под редакцией чл.-кор. АН СССР, проф. П. М. Тараринова

ВВЕДЕНИЕ

Исследования глинистых пород с каждым годом приобретают все большее значение при изучении осадочных толщ. Это обусловлено, во-первых, расширением знаний о вещественном составе и геологических особенностях глинистых пород разного возраста различных районов СССР и зарубежных стран и возможностью использования полученных сведений для уточнения стратиграфии и корреляции разрезов осадочных отложений, фациального и формационного анализов, палеогеографических построений и ряда других; во-вторых — разработкой методики изучения глин и их главного пороодообразующего элемента — глинистых минералов и доступностью использования новейших методов их определения и соответствующей аппаратуры, что долгое время представляло большие затруднения.

В настоящее время созданы основы минералогии глин и разработана общепринятая классификация глинистых минералов [373, 381] (см. гл. II). Применение новых, непрерывно совершенствуемых методов познания глинистого вещества осадочных пород позволяет глубже проникнуть в структуру глинистых минералов с целью разрешения научных и практических проблем, связанных с использованием глин при решении геологических вопросов.

Изучение глин наряду с песчаными, карбонатными и другими осадочными породами становится одним из обязательных этапов в различных направлениях геологических исканий (гл. I). Это имеет огромное научное и практическое значение, так как глинистые породы составляют большую часть осадочных пород земной коры и в качестве полезных ископаемых широко используются в промышленности.

Исследования глин в Советском Союзе в последнее десятилетие получили особенный размах. Этому способствовало организованное Е. К. Лазаренко в 1957 г. во Львовском государственном университете совещание по исследованию и использованию глин [136], на

котором постановили создать Всесоюзную комиссию по изучению глин, что и было выполнено в том же году в АН СССР.

Всесоюзная комиссия по изучению глин (ВКГ) имеет ряд республиканских подкомиссий и отделений и периодически созывает пленумы в республиках Советского Союза (см. Материалы по изучению глин). Для участников организуются экскурсии по осмотру месторождений глин как полезных ископаемых и геологических разрезов глинистых отложений разного возраста.

За рубежом начиная с 1952 г. проводятся национальные конференции по изучению глин и глинистых минералов [385—388], СССР также участвует в работе этих конференций.

На базе обмена опытом в 1963 г. организовано Международное общество по изучению глин [239], в состав которого входит председатель ВКГ СССР академик Ф. В. Чухров.

Данная книга написана коллективом авторов под руководством М. Ф. Викуловой на базе многолетних исследований глинистых пород довоенных лет и особенно в послевоенные годы. Первое «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин» опубликовано в 1957 г. Задача настоящего методического пособия — подвести итоги в области познания основных особенностей глин как геологических образований. В этом направлении большой интерес представляет книга французского исследователя глин Мийо «Геология глин» [460], в которой автор обобщил современные представления о глинах в широком аспекте геологических и связанных с ними физико-химических проблем их формирования. Но собственно фациальным типам глин и их литологическим особенностям как породы автор уделил очень мало внимания. Этот пробел в известной степени восполнен в настоящем исследовании.

Работа задумана и разработана в основном М. Ф. Викуловой. К участию в ней были привлечены специалисты по некоторым направлениям исследований глин — анализу минералов тяжелых и легких фракций (Н. Я. Тихомирова, ВСЕГЕИ), конкреций (А. В. Македонов, ВСЕГЕИ), малых элементов (Ю. К. Бурков, ВСЕГЕИ), фаунистических особенностей (А. И. Осипова, ПИН АН СССР), общим представлениям о фациальном анализе осадочных пород (А. П. Феофилова, ГИН АН СССР). В подготовке материалов и составлении некоторых частей гл. II, III, VIII принимали участие сотрудники ВСЕГЕИ Н. Н. Змова и Г. В. Куликова.

В процессе разработки темы часто возникали большие затрудне-

ния при подборе необходимых литературных данных по характеристике литологических особенностей различных фациальных типов глинистых пород, так как нередко определения фациальной обстановки тех или иных глинистых отложений носили предположительный характер и опирались не на данные определений фаунистических и флористических остатков в глинах и вмещающих породах, а на общие соображения о закономерностях смены в пространстве пород, вмещающих глины, и их взаимоотношений друг с другом или на палеогеографические представления авторов и петрографо-минералогические данные, включая состав вещества глин и других пород. В гл. VIII приведена табл. 6 элементов, характеризующих обстановку отложений и область сноса и их проявление в литологических особенностях глин и вмещающих пород. Эта таблица, составленная на основании собственных наблюдений автора и данных литературы по осадочным породам, дает общий обзор наиболее существенных признаков, на которые может опираться исследователь при фациальном анализе осадочных пород, в том числе глин.

В работе дана характеристика фациальных типов только ископаемых осадочных глинистых отложений, для которых удалось найти необходимый литературный материал. Классификация фациальных типов глин (табл. 7) дана в соответствии с общепринятыми подразделениями суши и моря на физико-географические обстановки. Совершенно не рассматриваются глины элювиальные, в том числе коры выветривания, почвы и современные глинистые осадки, особенности которых освещены в специальных работах [154, 254].

Характеристику особенностей фациальных типов глинистых отложений разных формаций в настоящей работе дать не удалось в связи с отсутствием общепринятой классификации формаций и различным подходом ряда авторов к их выделению. Это является задачей дальнейших исследований.

При работе над книгой авторы пользовались консультациями многих исследователей. Огромную помощь оказали академик Д. В. Наливкин, В. Д. Наливкин, Р. Ф. Геккер, А. С. Запорожцева. Но их замечания, касающиеся характеристики фациальных типов глин, не удалось принять полностью, так как нами не рассматривались элювиальные образования, современные отложения и, следовательно, часть фациальных типов глин выпала из данного обзора. Пожелание В. Д. Наливкина составить определитель фаций глинистых пород пока неосуществимо из-за недостатка необходимого материала.

Особенное значение имела постоянная помощь в работе крупного специалиста в области рентгеновского изучения глинистых минералов Ю. С. Дьяконова, на протяжении многих лет исследовавшего глинистые породы и минералы из коллекций М. Ф. Викуловой, с которой он провел ряд совместных методических работ [48, 51], и способствовавшего внедрению в практику работ ВСЕГЕИ изучения глинистых минералов осадочных пород, кор выветривания и гидротермальных образований.

Авторы выражают всем глубокую благодарность за содействие в работе.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ В ГЕОЛОГИИ

1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Для группы тонкодисперсных терригенных образований существует несколько наименований. В середине прошлого столетия Науман [469] впервые обобщил эту группу пород, обозначив пелитами (pelos — ил, шлам) все породы, сложенные тончайшим обломочным материалом глинистого, известкового или смешанного состава. Среди пелитов он выделил глинистые пелиты, назвав их диалитическими, или лимматическими (λειμα — остаток) и подразумевая под ними породы, образовавшиеся в результате химического распада и дробления других ранее существовавших пород. Главнейшим представителем глинистых пелитов он считал глину.

Термин «глина» и его производные (глинистые породы, глинистые образования, глинистые отложения) распространены более широко, чем термины «пелиты», «пелитовые породы». Термин «глина» долгое время понимался двояко: 1) в минералогическом смысле — как порода, состоящая из водных алюмосиликатов типа каолинита (Вернадский, 1901) и 2) в физическом — как смесь тонкодисперсных минералов разного состава. Представления различных исследований о глине подробно рассмотрел П. А. Земятченский [125], указав, что понимание термина «глина» в минералогическом смысле неправильно. Оно получило распространение только потому, что первые минералогические исследования были проведены для глин, имевших каолиновый состав. Позднейшие исследования показали, что глины имеют различный состав.

В группе глинистых пород* по степени возрастания уплотнения различают: глины — уплотненные глины — аргиллиты. При метаморфизме глинистые породы переходят в глинистые сланцы и филлиты. Глинистые породы вместе с глинистыми сланцами слагают до 60% всех осадочных отложений.

Глины характеризуются следующими признаками. Частицы слагающих их минералов в преобладающей массе имеют малые размеры. На основании способности частиц размером $< 0,01$ мм коагулировать

* В иностранной литературе для всех глинистых пород, включая почвы, нередко применяется технический термин «глинистые материалы» [408]. В СССР в литологии термин «глинистый материал» употребляется для наименования глинистого вещества любых осадков и пород.

под влиянием электролитов (частицы $> 0,01$ мм этой способностью не обладают), что имеет особое значение при образовании глинистых осадков, принято к глинам относить породы, содержащие более 50% частиц $< 0,01$ мм. Среди последних в глинах присутствует не менее 25% частиц размером $< 0,001$ мм. Породы с содержанием частиц $< 0,001$ мм менее 25% обычно уже содержат более 50% частиц размером $> 0,01$ мм. В четвертичной геологии, грунтоведении и почвоведении такие породы называют суглинками. Для древних глинистых отложений с содержанием более 50% частиц $> 0,01$ мм этот термин не принят; в зависимости от соотношения песчаных, алевроитовых и глинистых частиц они получают различные наименования: глинистых алевролитов, алевропелитов, псаммо-алевропелитов и т. д.

Вторым признаком глин является своеобразие их состава, а именно обязательное присутствие в значительном количестве глинистых минералов. Последние в основном сосредоточены во фракции $< 0,001$ мм (по другим авторам $< 0,002$ мм) глинистой породы, но имеют и более крупные размеры и могут встречаться во всех фракциях глин.

Третьим основным признаком глин является пластичность, т. е. способность глин давать с водой пастообразные массы различной консистенции. Пластичность является функцией степени дисперсности и связанной с ней большой удельной поверхности глин, а также наличия глинистых минералов, имеющих малые размеры и обладающих пластинчатой формой, увеличивающей способность глин удерживать воду. Пластичность глин проявляется не только в их естественном состоянии, но сохраняется и после высыхания при повторном увлажнении водой. Благодаря пластичности глины при высыхании сохраняют приданную им форму.

После обжига глинистые минералы превращаются в другие минералы (муллит, кристобалит и др.), вследствие чего обожженная глина теряет пластичность и приобретает твердость камня.

Частицы размером $0,01—0,001$ мм, выделенные из глины в отдельную фракцию, обычно представляют собой рыхлый порошок, который не обладает пластичностью. Но если в этой фракции присутствуют глинистые минералы, то в зависимости от их количества она может быть в той или иной степени связной и даже пластичной.

Четвертой важной особенностью глин является их способность к обмену основаниями, что зависит главным образом от присутствия глинистых минералов. Состав поглощенных катионов оказывает существенное влияние на пластические свойства глин [222].

Глинистые минералы, являющиеся главной составной частью глинистых пород и имеющие слоистую и реже ленточно-слоистую структуру и пластинчатую форму (гл. II), сообщают глинам их особые свойства по сравнению с другими осадочными породами. Никакие другие минералы, имеющие размеры $< 0,01$ или $0,001$ мм, не способны образовать глину, так как тело такого состава не будет: 1) удерживать в достаточном количестве воду при увлажнении, 2) давать пластичное тесто, 3) формоваться, 4) поглощать катионы

и обменивать их с окружающей средой. Такие минералы, как кварц, полевой шпат, пироксены и другие, не обладающие слоистой структурой решетки и пластинчатой формой кристаллов, при любом дроблении не дадут с водой пластичного теста и не станут глиной. Таких образований в природе нет. Это были бы несвязные порошки и пыли.

Глинистые минералы очень малы, имеют малую толщину. Их кристаллы изометричной и реже удлинненно-пластинчатой, иногда волокнистой формы макроскопически обычно неразличимы. Только с помощью электронного микроскопа расширились наши познания в отношении формы и размеров глинистых частиц. Глинистые минералы возникают повсюду, существуют, непрерывно изменяясь в зависимости от изменений окружающей среды — «дышат», по образному сравнению Мийо [460].

Уплотненные глины возникают под действием различных процессов изменения глинистых осадков и глин (в зонах диагенеза и эпигенеза). Они размокают в воде не сразу, как глины, но в течение некоторого времени. Куски глины, не размокшие через сутки или более, все же разминаются пальцем в пластичную массу.

Аргиллиты — камнеподобные, совершенно не размокающие в воде глинистые породы. Различают первичные аргиллиты, в которых уплотнение и цементация глинистого осадка происходят при диагенезе, и вторичные, возникающие при эпигенезе и в начальной стадии метаморфизма, когда происходит частичная (меньше половины) перекристаллизация глинистых и других минералов.

К первичным аргиллитам относятся, в частности, сравнительно редко встречающиеся в природе каолинитовые огнеупорные сухарные глины (сухари) и кремневки или флинтклей и тонштейны (гл. VIII), образующиеся в результате старения и кристаллизации гелей Al_2O_3 и SiO_2 . Сухарные глины обычно пористы, кремневки более сцементированы и сходны по внешнему виду с кремнями, откуда и происходит их название.

В зарубежной литературе термин «аргиллит» разными исследователями трактуется различно. Так, например, Кароцци [382] применяет термин «аржиллит» (argillite) в смысле, равнозначном термину «глинистые породы», что нельзя считать удачным. В английской литературе термин «аргиллит» имеет тот же смысл, что и в советской литературе, но более узкий объем [394]. Он применяется только для отвердевшей слабо метаморфизованной глинистой породы, т. е. вторичных аргиллитов, но без видимой слоистости, кливажа или сланцеватости. Для слоистых разновидностей аргиллитов с кливажем или начинающейся сланцеватостью применяются термины «claystone» и «clayslate» [222].

Глинистые сланцы — метаморфизованные глинистые породы, не размокающие в воде; глинистые и другие минералы в этих породах под влиянием процессов метаморфизма в значительной мере (более половины основной массы) переходят в серицит, биотит и другие слюды и хлориты. В глинистых сланцах присутствуют также новообразования кремнезема, эпидота и других минералов и в качестве

примесей — кварц, углистое вещество, иногда в заметном количестве рутил, турмалин и рудные минералы. Отличительной особенностью сланцев является развитие сланцеватости, часто не совпадающей с первоначальной слоистостью. При перекристаллизации глинистой массы вновь образующиеся минералы нередко ориентируются по новому направлению параллельно сланцеватости. Термин «глинистые сланцы» не следует применять к неметаморфизованным слоистым уплотненным глинам и аргиллитам.

К глинистым породам относят и так называемые соляные глины, содержащие растворимые соли. Соляные глины входят в группу галопелитов, т. е. тоңкодисперсных соляных пород, залегающих в виде слоев небольшой мощности в различных соляных толщах. В случае большого содержания солей соляные глины приобретают пластичность обычно только после отмывки их водой (гл. VIII).

Помимо глинистых минералов (главной составной части глинистых пород) в их составе присутствуют терригенные (кластогенные) и аутигенные неглинистые минералы, конкреции, фаунистические и растительные остатки. Особенности и значение этих петрографических элементов глинистых пород, за исключением растительных остатков, рассматриваются в гл. III—VII. Макролитологические признаки глинистых пород (форма залегания, цвет, гранулометрический состав, отдельность, излом, текстура, минеральный состав), а также комплекс поглощенных катионов и химический состав подробно рассмотрены в «Методическом руководстве» [222]. Макролитологические особенности охарактеризованы при описании фацциальных типов глин в гл. VIII.

2. НЕКОТОРЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ

В области геологических исследований глин в последние 20 лет произошли крупные изменения в связи с:

1) разработкой новых и усовершенствованием существующих методов изучения глинистых минералов, дающих возможность наиболее достоверного определения особенностей минералов глинистого вещества осадочных пород;

2) синтезом в нормальных условиях температуры и давления большей части известных глинистых минералов, за исключением гидрослюд, хлоритов и смешаннослойных минералов, что позволяет более глубоко рассматривать вопросы генезиса глинистых минералов;

3) расширением технических возможностей лабораторных исследований глинистого вещества глинистых и других пород благодаря созданию специальной аппаратуры и относительной доступности ее приобретения;

4) развитием во многих странах мира региональных и тематических геологических, литологических (в том числе минералого-петрографических) исследований различных глинистых образований (почв, кор выветривания, осадочных глин, уплотненных глин и аргиллитов, аргиллизированных глинистых пород гидротермального происхо-

ждения, современных осадков, а также глинистого вещества других осадочных пород) с использованием данных, полученных с помощью новой техники.

Все это привело к накоплению большого фактического материала по характеристике геологических особенностей и вещественного состава различных глинистых пород и глинистого вещества других пород (песчаных, карбонатных, галогенных, сульфатных и т. д.) разного возраста и современных осадков, распространенных на территориях различных стран земного шара в разных тектонических областях.

Обработка полученного фактического материала позволила сделать ряд теоретических обобщений в областях минералогии и генезиса глинистых минералов, петрографии и геологии глин. Без учета данных этих достижений в настоящее время невозможно движение вперед в области познания глин как геологических образований и полезных ископаемых. Предпосылками для использования данных о глинах и глинистых минералах осадочных пород в геологии являлись следующие общие закономерности процессов формирования глинистого вещества глин и других осадочных пород. Впервые обобщение в этом направлении дано С. Е. Уивером [511].

1. Процессы глинообразования сравнительно устойчивы на протяжении более или менее длительных отрезков геологического времени на той или иной территории при относительной однородности тектонических, климатических и связанных с ними физико-географических и физико-химических условий осадконакопления. Поэтому состав глинистого вещества осадочных пород может быть устойчивым на протяжении мощных разрезов осадочных толщ и может сильно изменяться даже на расстояниях от нескольких метров до десятков километров как по вертикали разрезов, так и в пространстве в пределах одного стратиграфического горизонта.

2. В осадочных толщах наиболее распространены разнообразные полиминеральные по составу глинистого вещества глины. Но в некоторых обстановках могут возникать особые, относительно мономинеральные типы глин — каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые, в том числе глауконитовые, палыгорскитовые и т. д. То же можно сказать и о составе глинистого вещества других пород — песчаных, алевритовых, карбонатных, соляных и пр.

3. Глинистые минералы образуют в осадочных толщах ассоциации, характерные для различных фациальных типов глинистых и других пород, комплексов пород и стратиграфических горизонтов. Качественные различия ассоциаций глинистых минералов более отчетливы в крупных стратиграфических подразделениях и могут быть установлены даже при видовом определении глинистых минералов. Для установления различий в составе глинистого вещества пород более мелких единиц разрезов (слоев, пачек) необходимы: а) количественный минералогический анализ с помощью рентгеновского или электронографического анализов и б) детальный структурный анализ (рентгеновский и электронографический) для выявления

различий структурных особенностей глинистых минералов одного вида.

4. Изменения минералогических и петрографических особенностей глинистых пород довольно четко прослеживаются в циклически построенных осадочных толщах. Определенные разновидности глин обычно приурочиваются к определенным участкам циклов. Это весьма убедительно показано на примерах изучения угленосных отложений разного возраста и районов [41, 53, 241] и огнеупорных глин эоцена [395] (см. гл. II настоящей работы).

5. Закономерности распространения глинистых минералов и изменений состава глинистого вещества пород в разрезах осадочных толщ в пространстве и времени могут быть использованы для уточнения расчленения разрезов, характеристики особенностей циклического строения осадочных толщ и, следовательно, для более полноценного решения вопросов стратиграфии и корреляции разрезов на площади развития отдельных формаций.

Приближенная временная корреляция разрезов возможна по распространению особых относительно мономинеральных типов глин, имеющих специфический облик, например каолинитовых, палыгорскитовых глин, бентонитов (см. гл. VIII) и др. Тонштейны в угленосных толщах параллических бассейнов имеют значение для стратиграфии угольных пластов [376].

В СССР публикуется много работ, которые отчетливо показывают рациональность исследований глинистого вещества глин и других пород на основании изучения закономерностей изменения ассоциаций глинистых минералов осадочных пород во времени при региональных и тематических исследованиях осадочных толщ с целью уточнения вопросов стратиграфии расчленения разрезов и их корреляции. Так, Л. И. Горбунова [82] использовала данные о глинистом веществе пород для расчленения разрезов нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. А. А. Гаврилов и В. А. Александрова [66] выяснили возможность уточнения стратиграфического расчленения аргиллитов ордовика Южного Урала по комплексам глинистых минералов. В. С. Саянов [287] установил различия в составе глинистого вещества в миоценовых известняках Северо-Западного Причерноморья и его изменчивость от тортона до среднего сармата (Г + М + Q; Г + М + Мк + Q; Г, К; Г; М, Г) *.

Аналогичные данные по использованию глинистых минералов осадочных пород для уточнения стратиграфии и расчленения разрезов приводятся в работах А. Г. Сеидова [289, 290], И. Д. Эхуса

* Здесь и далее применяются следующие буквенные обозначения глинистых и некоторых неглинистых минералов: Б — биотит, В — вермикулит, Гал — галлуазит, Г — гидрослюда, Гл — глауконит, И — иллит, К — каолинит, М — монтмориллонит, Мк — мусковит, П — палыгорскит, С — сепиолит, Х — хлорит, Ш — шамозит, Q — кварц. Смешаннослойные (см—сл) минералы обозначаются буквами минералов, слой которых входят в структуру данного вида: (В—М) — вермикулит — монтмориллонит, (Х—В) — хлорит — вермикулит или индексами: соответственно (14В—14М), (14Х—14В) и др.

[131, 132], Р. Г. Дмитриевой [96], Н. Н. Верзилина [40], геологов Западной Сибири М. Ф. Соколовой и др. [296], Б. К. Горцуева и З. А. Яночкиной [84], Д. Д. Котельникова [172], А. Х. Рейера [272] и других.

В последние годы опубликован ряд исследований, в которых показана возможность уточнения вопросов стратиграфии, расчленения разрезов и фациального анализа [53, 433, 486] по структурным особенностям отдельных видов глинистых минералов (иллита, каолинита, см. гл. II).

6. Резко выделяющиеся по цвету, мощности, составу, выдержанности строения на значительной площади и другим признакам глинистые отложения часто используются при картировании в разных регионах [435, 498].

7. Глинистые минералы осадочных пород имеют значение при анализе тектонических и метаморфических процессов, связанных с формированием осадочных толщ. Например, каолинит может быть использован для различения фаций геосинклинальных бассейнов и передовых прогибов, так как он менее характерен для первых [511].

Различия в составе комплексов глинистых минералов пород (особенно наличие, отсутствие и количественное содержание каолинита и монтмориллонита) влияют на изменение ряда физических свойств глин после отложения — пластичность, способность к гидратации и разбуханию. Это отражается и на характере внутренних тектонических деформаций пород, например развитии кливажа, плейчатости пород, следов землетрясений, оползней.

И. В. Кириллова [144] считает, что глинистые породы в зависимости от их минерального состава могут быть активными и пассивными в процессах складкообразования. Наиболее активны монтмориллонитовые глины, способные к регидратации после уплотнения и отдачи воды даже при значительном нагревании (300—500°). Так, глинистые сланцы юры и мела внутренней зоны геосинклинали Большого Кавказа, сходные по химическому составу с монтмориллонитовыми глинами, обладают сильно развитым кливажем, а в породах с более высоким содержанием R_2O_3 (глины с каолинитом, гидрослюдой) кливаж развит локально.

Большая сохранность первичного слюдяного материала во взвесах и преобладание в глинистых осадках гидрослюды указывают на интенсивное поднятие области сноса во влажном климате, когда происходит быстрый снос терригенного материала.

О спокойном устойчивом тектоническом режиме в областях сноса и осадконакопления свидетельствует развитие относительно однородных по минеральному составу глинистых пород на значительных пространствах при сравнительно постоянных мощностях свиты и наличии процессов химической седиментации [96, верхний майкоп в Восточном Предкавказье; 498].

С. Е. Уивер [512] считает, что изменения в составе глинистого вещества пород миссисипских отложений связаны с региональными тектоническими изменениями.

Особенности глинистых минералов отдельных видов, устанавливаемые рентгеновским анализом, могут указывать на метаморфизм глинистых отложений. Так, например, по данным С. Е. Уивера [511], относительная резкость пика иллита является хорошей шкалой степени метаморфизма осадочных пород в Уошита.

8. Крупные фациальные черты глинистых отложений могут быть установлены на основании их макролитологических и фаунистических особенностей ([435]; А. И. Осипова — см. гл. VII настоящей работы). Но для детального фациального анализа необходимы петрографическое исследование, определение глинистых минералов и сопоставление с данными изучения глинистых минералов современных осадков.

Большое значение для выяснения условий образования имеют амплитуда и скорость изменения признаков в теле глины. Для этого необходимо изучать глинистые толщи с помощью картирования или сопоставления разрезов смежных скважин по простиранию и вкрест простирания осадочных отложений с одновременным исследованием признаков вмещающих глины пород.

Некоторые исследователи [444] показали, что глинистые минералы можно использовать при определении условий образования осадочных пород, так как состав глинистого вещества закономерно изменяется на площади в пределах одного стратиграфического горизонта в качественном и количественном отношениях в зависимости от изменения условий отложения. Наиболее отчетливо это прослеживается в молодых отложениях, где накопление осадков происходило относительно медленно и обстановки отложений более резко различались [511].

Если условия образования отложений известны, то глинистые минералы могут явиться дополнением при определении фациальной обстановки. Для этого необходимо знать структурные особенности разных представителей минералов одного вида в породах данной толщи. Но в некоторых случаях в идентичных фациях ассоциации глинистых минералов могут быть разными, и для выяснения такого различия необходимы детальные литологические исследования и структурный анализ глинистых минералов. Фациальный анализ по глинистым минералам будет более достоверным при изучении распределения содержащих их типов пород в пространстве в пределах данного стратиграфического горизонта.

Исследование глинистых минералов позволяет охарактеризовать водную среду седиментации (фации) с точки зрения ее пассивности, активности и эволюции во времени [498]. Наиболее распространенные детритные фации указывают на «пассивную» среду, в которую поступал принесенный материал. В среде «активной» происходят выщелачивание, разложение принесенного материала и новообразование глинистых и других минералов.

Я. К. Писарчик указывает, что глинистое вещество пород галогенно-карбонатной толщи кембрия Сибирской платформы является индикатором фациальных особенностей осадконакопления, так как

некоторые глинистые минералы аутигенны — степень их магнетизности зависит от фациальных особенностей отложения и, в частности, от степени солености вод бассейна осадконакопления (см. гл. VIII).

Шоуэр [495] определил состав 142 образцов глин верхнепенсильванского возраста, образовавшихся в речных, дельтовых и морских условиях (были установлены К, И, В, X и см-сл. И—М). Среда континентальных фаций оказывает более значительное влияние на процессы изменения слюд и глинистых минералов вплоть до преобладания К в глинистых фракциях и отсутствия В и X. В морских глинах глинистое вещество менее изменено. Вермикулит деградированный переходит в хорошо кристаллизованный X путем адсорбции Mg. Степень и результаты преобразования глинистых минералов непостоянны, и местами наблюдается значительное сходство состава глинистого вещества в континентальных и дельтовых отложениях. Чувствительным индикатором фациальных условий являются минералы, присутствующие в небольшом количестве («следы»), но не общий минеральный состав. Присутствие или отсутствие кристалличности X—В-ассоциации — наиболее существенный диагностический признак. Особое значение имеют смешаннослойные минералы.

Е. Т. Герасимова, А. В. Кузнецов и Н. Г. Латынов [76], М. Ф. Видулова [49], М. А. Ратеев [270] и И. Д. Зхус [132] установили в отложениях нижнего карбона Русской платформы (малиновская толща, бобриковский, тульский и другие горизонты) в глинах разных условий образования (морских, лагунных, континентальных) различные ассоциации глинистых минералов (гидрослюды, монтмориллонита, каолинита).

С. Е. Уивер [511] отмечает, что ассоциации глинистых минералов зависят от условий осадконакопления, но характер связей между определенными условиями образования пород и составом ассоциаций глинистых минералов еще недостаточно изучен.

Применение физико-химических методов изучения обнаруживает ряд новых особенностей глинистых пород и минералов, которые в дальнейшем могут быть использованы при фациальном анализе.

1. При полевых наблюдениях Каасберг [428] обнаружил широкие колебания скоростей звуковых волн в уплотненных глинах (shales) (наиболее распространенной осадочной породы). Данные измерений скорости звука и средней валовой плотности ряда природных и искусственных агрегатов были сопоставлены с минеральным составом, ориентировкой частиц и связностью породы с целью выяснения их влияния на отношение скорость — плотность. Минеральный состав образцов измерялся посредством сравнения отношений интенсивностей отражений (002) к (110), полученных от срезов параллельно и перпендикулярно к напластованию породы.

Измерения скорости звука и данные рентгеновского анализа показали, что плоскости напластования горизонтально залегающих глинистых пород разных стадий уплотнения имеют круговую симметрию и что степень предпочтительной ориентации параллельно

плоскости наслоения базальных поверхностей частиц иллита увеличивается с возрастанием уплотнения. Наблюдаемые большие различия в скоростях звука в приготовленных и одинаковым способом высушенных иллитовых и каолинитовых агрегатах связаны с тонкими структурными различиями обоих минералов. Для использования различий глинистых пород в отношении проводимости колебаний звуковых волн при фаціальном анализе необходимы дальнейшие исследования.

2. По данным А. Э. Бедчера [15], структурные и текстурные особенности глин предопределяют их анизотропию по отношению к физическим свойствам — электропроводности, теплопроводности, проницаемости, упругости и др. Анизотропия глин морского происхождения неоднородна в зависимости от глубины залегания; континентальные глины практически изотропны. Коэффициент анизотропии глин, устанавливаемый с помощью каротажных наблюдений, может быть использован при фаціальном анализе исследуемых отложений.

Джипсон [401] в результате детального электронномикроскопического изучения в шлифах и репликах ориентировки глинистых частиц и органического материала в уплотненных глинах показал, что ископаемые плоскости сланцеватости в глинах наблюдаются внутри зон ориентированных частиц и на границе между частицами органического материала и хорошо или случайно ориентированными частицами глинистых минералов. Его исследования подтвердили и уточнили Уайт [516] и Одэм [474].

Присутствие трещин в глинистых породах обычно рассматривалось геологами как следствие высыхания ила на воздухе в периоды выхода его на поверхность. Лабораторные опыты показали [379], однако, что некоторые трещины могут возникать в глинистых отложениях, содержащих монтмориллонит, в периоды ненарушенного водного покрова вследствие увеличения солености воды, например, в результате сезонных изменений солености в лагунах, каналах приливной зоны и на побережье моря, где на степень солености влияют поверхностные течения. Хотя изменение свойств монтмориллонитовых глин в зависимости от изменения солености не является новым открытием, подводное развитие трещин сокращения в природных условиях не было известно как фактор геологических явлений.

Кале [465] указывает, что глинистые минералы могут влиять на образование некоторых доломитов как катализаторы, являясь источником Mg-ионов или мембранами, влияющими на миграцию ионов. Наиболее существенны различные направления ионного обмена, процессы сгущения и роста кристаллов и некоторые «глинистый минерал-карбонатные» реакции. Эти процессы не обязательно связаны с условиями прибрежной зоны или обмеления бассейнов.

Краткое сообщение Шведингера и Эрдмана [493] о каротеноидах в современных осадках как функции обстановки отложения представляет интерес как возможный новый индикатор условий образова-

ния глинистых пород. Каротиноиды — вездесущий класс красных пигментов, присутствующий почти во всех живущих растениях и животных. Хотя эти в высшей степени ненасыщенные компоненты чувствительны к свету и кислороду, они присутствуют в современных осадках. Содержание каротиноида и отношение ксантофил — каротен пока определены только для поверхностных горизонтов ряда современных водных обстановок. Выяснилось, что концентрации каротиноидов, выраженные как функция органического углерода, в морских осадках были выше, чем в пресноводных. Все значения отношения ксантофил — каротен были выше единицы. Вопрос о сохранности и наличии каротиноидов в древних осадочных отложениях, в том числе глинах, пока не изучен.

9. Результаты исследования эволюции глинистых минералов осадочных пород во времени и пространстве в зависимости от изменения фациальных условий их образования могут быть использованы при формационном анализе. Уивер [513] считает, что с помощью данных о глинистых минералах осадочных пород можно выделять формации более точно, чем по данным других методов, так как а) глинистое вещество после диагенеза не испытывает существенных изменений до глубин более 2000 м и б) глино-минеральные зоны могут быть выдержанными на протяжении до 4000 км (нижний и средний ордовик, миссисипи).

Первой обстоятельной работой, показавшей возможность решения этого вопроса, является исследование Бентора, Боденхеймера и Геллер [364], хотя авторами этот вопрос не рассматривался и в своих исследованиях они опирались только на данные видовых определений глинистых минералов. Эти исследователи установили характер эволюции глинистых минералов в раннекембрийских — позднепретричных отложениях разреза Негева (Южный Израиль) в зависимости от фациальных условий осадконакопления. При этом были учтены относительная устойчивость климатических условий (жаркий климат со сменой влажных и сухих периодов), характер выветривания, дальность переноса и физико-химические особенности среды, включая органические соединения.

В указанном интервале времени наблюдалась трехкратная смена длительно устойчивых условий формирования глинистого вещества пород. Для нижнего палеозоя были характерны гидрослюды, для нижнего мезозоя — гидрослюда и каолинит (в эпохи обилия растительного покрова), для длительной трансгрессии верхнего палеозоя — монтмориллонит и хлорит.

Авторы подчеркивают, что ассоциации глинистых минералов согласно видовым определениям и данным количественного минералогического анализа в общих чертах сохраняются в течение длительных периодов, несмотря на существенные изменения фациальной обстановки. Процессы глинообразования, достигнув определенной стадии развития (равновесия), что отражается на среднем минеральном составе глинистых фракций разных типов пород в определенные интервалы времени (рис. 1) сохраняются в течение длительных

периодов даже независимо от существенных изменений обстановки.

Каждая область глино-минерального равновесия окружена ореолом в пространстве и времени, внутри которого легко устанавливается устойчивая ассоциация глинистых минералов. Приспособление к новому устойчивому равновесию является очень медленным

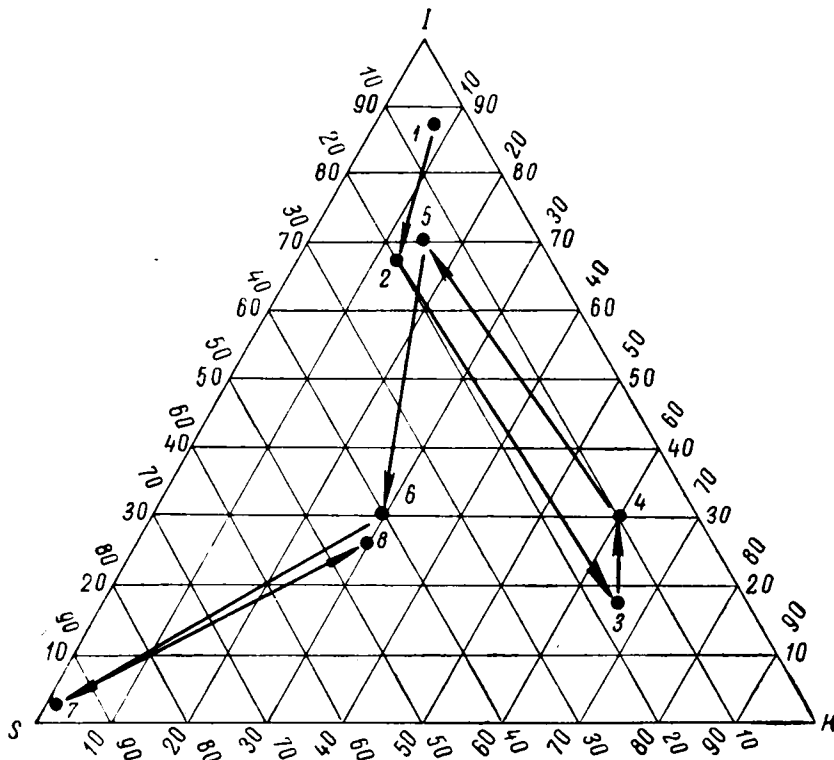


Рис. 1. Изменяемость среднего состава глинистого вещества осадочных отложений района Негева [364].

1 — нижний палеозой; 2 — триас; 3 — юра; 4 — нижний мел; 5 — нижний сеноман — турон; 6 — средний — верхний турон; 7 — сенон — эоцен; 8 — третичные (только морские).

процессом, требующим целых геологических периодов, т. е. по крайней мере нескольких десятков миллионов лет. Но хотя глинистые минералы кажутся устойчивыми в отношении пространственных изменений, влияние новой обстановки можно восстановить по деталям ассоциаций.

Кратковременные трансгрессии в центральной части Негева в нижнем мелу изменили ассоциации глинистых минералов морских отложений более глубоко, чем одновременные более устойчивые трансгрессии на прибрежной равнине. Между морскими и назем.

ными породами наблюдается различие в составе глинистых ассоциаций. Эти изменения начинаются немного позднее, чем трансгрессия.

С трансгрессией увеличивается количество М. Небольшое, но определенное увеличение М отражает процесс замещения иллита (и К) в морской обстановке. Обилие беспорядочно смешаннослойного минерала И — М в прибрежной зоне моря указывает на превращение И через И — М в М.

В море К растворяется и замещается И. Увеличение вверх по разрезу отношения И/К в образцах северной части Негева по сравнению с центральной указывает на увеличение плотности растительности в связи с более влажным климатом в центральной части исследованного района.

Иллит в море переходит в гидробитит и вермикулит. Судя по различию качественного состава набора минералов тяжелой фракции, наблюдается их адаптация в новой морской обстановке.

Если бы авторы могли исследовать структурные различия глинистых минералов отдельных видов, они смогли бы более детально выяснить влияние фациальной обстановки на формирование комплексов глинистых минералов в соответствующих отложениях.

Ситлер [497] установил в осадочных отложениях на границе верхнего мела (датский ярус) и нижнего эоцена, развитых на территории Франции, чередование двух периодов седиментации в зависимости от тектонических и климатических изменений — речной (детритный или эрозионный) и озерный (химический) и соответственно двух процессов формирования ассоциаций глинистых минералов. На основании видовых определений глинистых минералов (К, Х, Г, М, Г—М, П) и их количественного содержания в глинистом веществе пород Cr — P_g автор отчетливо показал: 1) временную изменчивость ассоциаций глинистых минералов по разрезу в четырех районах: Западном и Восточном Провансе, Лангедоке (Монпелье) и Северных Пиренеях (Корбьер) и 2) возможность использования полученных данных о глинистых минералах для уточнения стратиграфии, формационного и палеогеографического анализов.

10. Закономерности формирования и распределения ассоциаций глинистых минералов глин и других пород осадочных толщ в зависимости от условий их образования могут быть использованы при решении ряда вопросов, связанных с палеогеографическим анализом, в дополнение к данным других палеогеографических методов.

Установление положения области сноса, направлений сноса, состава размывавшихся пород, в том числе древних кор выветривания, рельефа суши возможно по составу ассоциаций унаследованных глинистых минералов наряду с минералами тяжелых и легких фракций глинистых пород (гл. V). Эти вопросы рассматриваются в многочисленных работах по изучению осадочных толщ. Из них можно отметить работы Р. Г. Дмитриевой [96], М. А. Ратеева, С. В. Тихомирова [271], М. А. Ратеева [270], И. Д. Зхуса [132], Д. Д. Котельникова [172], Э. А. Пирруса [255, 256], Милье и Эрли [462], Уивера [512],

Келлера [432], Гриффина [405], Ситлера и Деманжона [498] и др.

Исследование глинистых минералов имеет большое значение для восстановления палеоклиматических условий. Обилие каолинита, присутствие гидратов окислов алюминия и одновременно железа в глинистых и других породах указывают на жаркий влажный тропический и субтропический климат. Большое количество гидрослюда и присутствие хлорита в континентальных и морских отложениях связаны с арктическим холодным и умеренно холодным влажным климатом ([149, 498], четвертичные отложения европейских и других стран), но может также указывать на относительно быстрые положительные тектонические движения области сноса (см. гл. I). Новообразование минералов палыгорскитовой группы связано с почвами и отложениями засоленных бассейнов аридного климата.

Определение климатических условий прошлых геологических эпох по ассоциациям глинистых минералов рассматривается во многих работах, например, Уивера [511], Люка [444], Мийо [460], Ситлера и Деманжона [498], Раупа [482], И. Д. Зхуса [132].

Последняя, довольно большая, работа И. Д. Зхуса [132], посвященная палеогеографическому значению глинистых минералов при исследовании осадочных толщ (а именно: влиянию климата, тектонического режима и условий седиментации на формирование ассоциаций глинистых минералов), не вносит сколько-нибудь новых данных в имевшиеся представления, так как автор использовал лишь групповые определения глинистых минералов (К, Г, М, X, П, см-сл) пород.

Реальные сдвиги при рассмотрении значимости глинистых минералов при решении проблем палеогеографии, а также при фациальном и формационном анализе возможны лишь при установлении различий глинистых минералов в пределах групп минералов, что требует специальных исследований на геологическом материале, и применения количественного минералогического анализа глинистых минералов.

Аналогичное положение наблюдается и в оценке значимости глин при анализе условий образования современных осадков. Утверждения М. А. Ратеева [270] о независимости ассоциаций глинистых минералов современных осадков разных условий образования от гидрохимического режима водоемов и об отсутствии связи глинистых минералов с фациальными типами осадков и другие далеко не убедительны.

Из перечисленных главнейших проблем изучения глинистых пород в геологии в настоящей работе освещен ряд вопросов, связанных с исследованием их особенностей как породы (гл. II—VII), которые следует учитывать при фациальном анализе осадочных толщ, и дана характеристика фациальных типов глин разных фаций континента и моря (гл. VIII).

Г Л А В А II

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глинистые минералы — наиболее подвижные образования среди представителей слоистых и цепочечных силикатов земной коры. Они возникают только в гидросфере. Вода, низкие температура и давление и биопроцессы — главные факторы возникновения глинистых минералов в разных геологических условиях из продуктов разложения многих минералов.

Глинистые минералы образуются в почвах, корах выветривания, современных и древних осадках и осадочных породах и гидротермально-измененных породах. Они не остаются неизменными после своего возникновения и под влиянием изменяющихся условий среды постепенно преобразуются то в сторону роста и более совершенной кристаллизации индивидов, то растворяются или замещаются другими минералами. Причиной этого является нестойкость большинства глинистых минералов в быстро изменчивых средах поверхностной зоны земной коры.

Изменения глинистых минералов могут быть ничтожными, незаметными не только для глаза, даже вооруженного световой оптикой, но и для тонких методов распознавания особенностей их структуры (лучи рентгена, инфракрасные, электронные и др.). В течение последних 15 лет минералоги всех стран уделяют большое внимание изучению процессов изменения глинистых минералов в разных обстановках их образования и существования в земной коре. В этом направлении уже достигнуты значительные успехи, особенно в последнее десятилетие.

Малые размеры, изометрично-пластинчатый и реже удлиненно-пластинчатый или волокнистый габитус, обычно слабо выраженная кристаллическая огранка индивидов, малая и нередко неравная толщина и слоистая структура кристаллитов, способность быстро обмениваться катионами с окружающей средой создают большие возможности для изменений глинистых минералов в природных условиях при физическом и химическом воздействии окружающей среды.

Эти изменения проявляются в возникновении различных дефектов в структуре минералов, их полиморфных модификаций, замещениях комплекса поглощенных катионов, частичном или полном разрушении кристаллитов, переходе одних минералов в другие, иногда постепенно через промежуточные образования (например,

Классификационная схема кристаллических глин
(Mackenzie,

Класс	Тип	Заряд на элементарную ячейку	Группа	Серия
Филло- силикаты	1 : 1 диформный	~ 0	Каолинита	Диоктаэдрическая
			Серпентина	Триоктаэдрическая
	2 : 1 : 1 тетра- формный	Изменчивый	Хлорита	Диоктаэдрическая Триоктаэдрическая
			2 : 1 триформ- ный	~ 0
	~ 0,7	Монтмориллонита (или смек- тита)		Диоктаэдрическая Триоктаэдрическая
	~ 1,3	Вермикулита		Диоктаэдрическая Триоктаэдрическая
	~ 1,8	Иллита		Диоктаэдрическая Триоктаэдрическая
	~ 2	Слюды		Диоктаэдрическая Триоктаэдрическая
	~ 4	Хрупких слюд		Диоктаэдрическая Триоктаэдрическая
	Ленточно- слоистые силикаты	2 : 1	~ 0,2	Гормитов

стых минералов и родственных филлосиликатов
Mitchell, 1966)

Виды	Структурные разновидности	Химические разновидности
Каолинит Галлуазит Антигорит Хризотил	Накрит Диккит Каолинит Каолинит неупорядоченный по оси <i>b</i>	Метагаллуазит ($< H_2O$) Амезит (Fe^{2+}) Гронштедтит (Fe^{2+}, Fe^{3+})
Судоит Пенни Глинохлор и др.		
Пирофиллит Тальк		Миннесотаит (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, H)
Монтмориллонит Сапонит		Бейделлит (Si на Al) Нонтронит (Al на Fe) Волконскоит (Al на Cr) Сокопит (Mg на Zn) Гекторит (Mg на Li)
Вермикулит диоктаэдрический Вермикулит триоктаэдрический		
Иллит Теддикит		Браммаллит (K на Na) (?) Глауконит (Al на Fe)
Мусковит Флогопит	2M, 3H, 4M 1M, 2M и др.	Парагонит (K на Na) Биотит (Al на Fe) Лепидолит (Al на Li) Цинвальдит (Li, Fe^{2+})
Маргарит Сейбертит		
Пальгорскит Сеншолит		Ксилотил (Al на Fe)

смешаннослойные виды), в растворении одних минералов и синтезе других.

Почти все виды основных групп глинистых минералов были открыты в прошлом столетии [222]. Они были установлены главным образом с помощью химического анализа и по сходству со слоистыми силикатами изверженных и метаморфических пород.

В связи с вариациями состава и наличием примесей нередко глинистые минералы одного вида из разных местонахождений получали разные наименования. Это было постепенно устранено в связи с применением рентгеновского анализа, начиная с тридцатых годов текущего столетия [278, 488, 489].

Кроме различных по структуре простых глинистых минералов были установлены промежуточные между отдельными видами образования, представляющие собой правильные и чаще неправильные сочетания слоев различных слоистых силикатов. Эти образования получили название смешаннослойных минералов.

Используемая в настоящее время номенклатура глинистых минералов еще не охватывает всех возможных в природных условиях новообразований (простых и смешаннослойных видов) этих минералов в силу недостаточной изученности их и трудности выделения мономинеральных фракций из природных смесей. Наиболее разнообразные, неустойчивы и трудноопределимы модификации глинистых минералов в почвах, корах выветривания и гидротермальных образованиях.

Помимо неясностей в номенклатуре глинистых минералов, до сих пор не существовало общепринятой классификации их. Этот вопрос неоднократно обсуждался в последние годы в литературе и на международных совещаниях. Предложено несколько классификаций, которые очень сходны по построению [373, 449] и непрерывно совершенствуются. По мнению Кайер и Энен [381], различия в построении классификаций возникают вследствие недостаточности критериев определения понятия «глинистый минерал». Множественность классификаций определяется также различиями в оценке значимости структурных особенностей слоистых силикатов (Материалы к классификации глинистых минералов, 1961; Ковалев, Дьяконов, 1961). В настоящее время Международной минералогической ассоциацией одобрена классификационная схема кристаллических глинистых минералов и родственных филлосиликатов (табл. 1а и б), которая была принята в 1962 г. Номенклатурным подкомитетом Международного комитета по изучению глин [336, 452].

Минералогическая характеристика глинистых минералов (синонимика, кристаллографические и структурные особенности, оптические данные, химический состав и физические свойства) рассмотрена в ряде сводных минералогических работ, из которых наиболее полными являются [278, 381].

Структура всех глинистых минералов определяется способами сочетания Si-тетраэдров и Al-октаэдров. Тетраэдры и октаэдры образуют непрерывные слои или сетки. Большинство глинистых минера-

Идеализированные структурные формулы глинистых минералов
(по Г. А. Ковалеву и Ю. С. Дьяконову, 1961,
с учетом позднейших уточнений)

Группа	Минерал	Структурная формула
Каолинитовая	Каолинит } Диккит } Накрит } Галлуазит }	$Al_2 [Si_2O_5] \cdot (OH)_4$
		$Al_2 [Si_2O_5] \cdot (OH)_4 \cdot nH_2O$
Гидрослюдистая (иллитовая)	Гидромусковит } Иллит } Браммалит } Глауконит }	$(K, Na, Ca)_{<1} Al(Si, Al)_4 O_{10}] \times$ $\times (OH)_2 \cdot nH_2O$
		$(K, Na, Ca)_{<1} (Fe^{3+}, Mg, Al)_2 \times$ $\times [(Si, Al)_4 O_{10}] \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$
Монтмориллоновая	Диоктаэдрическая серия: монтмориллонит, нонтронит, волконскит	$(Al, Fe, Cr)_{2-x} Mg_x [(Si, Al)_4 O_{10}] \times$ $\times (OH)_2 \cdot \left[Na \cdot \frac{1}{2} (Mg, Ca) \right]_x nH_2O$
	Триоктаэдрическая серия: сапонит, гекторит, соконит, пимелит, медмонтит	$(Mg, Zn)_3 [Si_{4-x} Al_x O_{10}] \cdot (OH)_2 \times$ $\times \left[Na \cdot \frac{1}{2} (Mg, Ca) \right] \cdot nH_2O$
Вермикулитовая	Вермикулиты: диоктаэдрическая серия триоктаэдрическая серия	$(Mg, Ca)_{1/2} nH_2O (Al, Fe^{3+})_2 \times$ $\times [Si_3 Al O_{10}]^*$ $(Mg, Ca)_{1/2} 5H_2O (Mg_{3-x} Fe_x^{3+}) \times$ $\times [Si_3 Al O_{10}] O_x \cdot (OH, F)_{2-x}$
Хлоритовая	Хлориты триоктаэдрические	$(Mg, Fe^{2+}, Al)_{4-6} [(Si, Al)_4 O_{10}] (OH)_8$
Палыгорскитовая	Палыгорскит Септолит	$Mg_5 (H_2O)_4 (OH)_2 [Si_8 O_{20}] \cdot nH_2O$ $Mg_8 (H_2O)_4 (OH)_4 [Si_{12} O_{30}] \cdot nH_2O$

* Предполагаемая формула; X — количество трехвалентного железа, образовавшегося при окислении Fe^{2+} исходных слюд.

лов имеет слоистую структуру; кроме того, существуют минералы с цепочечной структурой.

Среди слоистых силикатов минералы каолининовой группы образованы сочетанием в один пакет (силикатный слой) одной тетраэдрической и одной октаэдрической сетки (Te — Oc). Они называются двухслойными или диформными. Большая часть слоистых глинистых минералов образована двумя тетраэдрическими и одной октаэдрической сеткой (Te — Oc — Te). Они входят в трехслойную,

или триформную, группу. Трехслойные минералы имеют идентичный силикатный каркас с некоторыми небольшими деформациями. В этом каркасе (т. е. в центре тетраэдров и октаэдров) расположены разные ионы, природа которых в совокупности с межслоевыми ионами придает минералам характерные свойства.

В последней классификации (табл. 1а) хлориты выделены в четырехслойную (тетраформную) группу; гиббитоподобный и бруситоподобный слои играют в структуре хлоритов ту же роль, что и межслоевые катионы и молекулы воды в других слоистых силикатах. Днооктаэдрические хлориты получили название «судоитов».

Слоистые силикаты различаются по расстоянию, разделяющему два смежных силикатных слоя (пакета), и химическому составу. Минералы с цепочечной структурой построены так же, как и трехслойные, но силикатные слои вытянуты в одном направлении и образуют цепочки или ленты, которые соединяются друг с другом краями.

Ниже приведены краткие сведения о некоторых структурных особенностях глинистых минералов разных групп, об условиях их образования и распространения в осадочных и других породах.

Данная ниже характеристика глинистых минералов показывает неоднозначную минералогическую и генетическую изученность отдельных групп глинистых минералов и их видов. Это связано с различной распространенностью чистых разновидностей глинистых минералов в природных условиях, частотой встречаемости совместно с другими минералами и трудностью выделения мономинеральных фракций из смесей, а также тем, что многие минералы обнаружены в глинистых породах сравнительно недавно (вермикулит, хлорит, смешаннослойные виды).

2. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Каолинитовая группа

Минералы: каолинит, галлуазит, диккит, накрит.

Каолинит образуется в условиях сильного выщелачивания пород в гумидном климате в кислой среде, бедной основаниями, в разных физико-географических обстановках из продуктов гидролиза силикатных минералов, особенно полевых шпатов и слюд. Каолинит возникает в результате разных процессов (синтеза, диагенеза и катагенеза) в почвах (латеритах, подзолах и др.), корах выветривания разных пород, осадочных глинах, гравелитах, песках и песчаниках, современных детритных осадках разного состава некоторых водоемов и в низкотемпературных гидротермально-измененных породах. В обстановке с ограниченным дренажем кроме каолинита могут возникать другие глинистые минералы, например гидрослюда, монтмориллонит. Особенно благоприятные условия для формирования каолинита создаются в периоды образования угленосных толщ в теплом и жарком влажных климатах.

Как терригенный материал каолинит присутствует в разных количествах в глинах осадочных, мергелях, в глинистом цементе любых осадочных пород — терригенных и хомогенных (соли, гипсы, известняки) и т. д. Мощные залежи каолинитовых глин возникают в результате размыва каолинитовых кор выветривания.

Каолинит терригенного происхождения в глинах и других породах имеет небольшие размеры, обычно $< 0,001$ мм. Более крупные кристаллы (до 0,1 мм в поперечнике и больше) встречаются редко, главным образом при синтезе каолинита в условиях относительно свободного роста кристаллов или в случае небольшого перемещения аутигенного каолинита без значительного механического воздействия. П. А. Землячский [124] описал делювиальную каолинитовую глину с кристаллами К больше 1 мм в диаметре. В разрезе Прояновского месторождения в жилах среди первичного каолина нами был встречен желтый каолинит с размером кристаллов больше 1 мм.

В условиях переменного увлажнения и высыхания К с совершенной структурой может приобрести несовершенную структуру с одновременным изменением формы элементарной ячейки из триклинной в псевдомоноклинную или перейти в галлузит (см. ниже); как в природных условиях при переносе, так и при растирании в сухом виде или дроблении каолинита происходит прогрессивное разрушение кристаллической структуры минерала, и он становится рентгеноаморфным [222]. Согласно Бриндли [370], слои структуры каолинита сами по себе более устойчивы, чем межслоевое пространство, что, по-видимому, и определяет возникновение различных структурных форм каолинита при механических воздействиях на минерал в природных условиях.

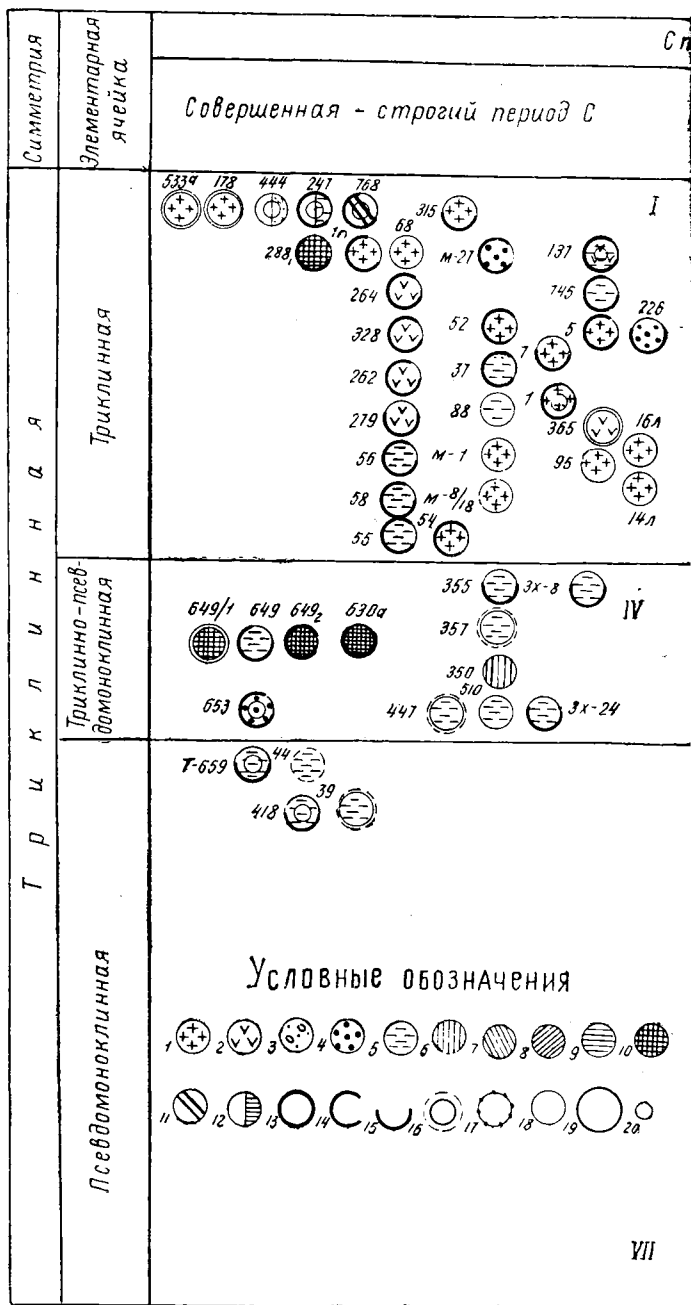
Согласно данным рентгенографического анализа, каолинит имеет двухслойную структуру и образует непрерывный ряд форм по степени совершенства структуры — от совершенного (триклинного) до несовершенного псевдомоноклинного, неупорядоченного по оси b («файрклея»). Каолинит с совершенной структурой состоит из силикатных слоев (тетраэдрическая и октаэдрическая сетки — Те — Ос), расположенных с периодом в один слой. Несовершенный каолинит характеризуется беспорядочным наложением элементарных слоев структуры со смещениями в направлении оси b на величины, кратные $b/3$, и упорядоченным относительно друг друга по направлению оси a [278].

Совместная работа М. Ф. Викуловой, Б. Б. Звягина в 1962—1963 гг. [52, 53, 14] позволила установить среди каолинитов девять структурных форм по степени совершенства структуры и форме элементарной ячейки. Развитие этих форм связано с различными условиями образования содержащих каолинит пород (рис. 2) — глин, кор выветривания, песков и песчаников.

Рассмотрение рис. 2 показывает, что однозначного соответствия между структурными разновидностями каолинита и генетическими типами пород крупных групп фаций (озерные, речные, морские отложения и т. д.) на первый взгляд нет. Любая разновидность каолинита

Рис. 2. Структурные разновидности каолинита и их связь с условиями образования [53].

Кора выветривания: 1 — на кислых изверженных и метаморфических породах и глинах; 2 — на основных изверженных породах. *Осадочные отложения:* 3 — делювиальные глинисто-песчаные с гравием; 4 — речные глинисто-песчаные (алеуритовые); 5 — озерные глинистые (пресноводные); 6 — озерно-болотные глинистые; 7 — дельтовые песчаные; 8 — лагунные песчано-глинистые; 9 — морские песчано-глинистые и глинистые; 10 — диа-катагенетические глинистые новообразования; 11 — гидротермальные глинистые образования; 12 — предположительное определение фациальной обстановки. *Проявимость средних рефлексов четверок* ($\frac{13}{1}$) по сравнению с крайними ($\frac{20}{1}$) на втором эллипсе: 13 — очень хорошая; 14 — хорошая; 15 — средняя; 16 — плохая; 17 — нулевая. *Проявимость рефлексов на пятом эллипсе:* 18 — единичные рефлексы; 19 — четкое проявление целой последовательности рефлексов; 20 — слабое проявление последовательности рефлексов.



епень совершенства

Промежуточная - не совсем строгий период С	Несовершенная - нестрогий период С			
<p style="text-align: center;">II</p>	<p style="text-align: center;">III</p>			
<p style="text-align: center;">IV</p>	<p style="text-align: center;">VI</p>			
<table border="0" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 33%; vertical-align: top;"> <p>272</p> <p style="text-align: center;">VIII</p> </td> <td style="width: 33%; vertical-align: top;"> <p style="text-align: center;">IX</p> </td> <td style="width: 33%; vertical-align: top;"> <p style="text-align: center;">IX</p> </td> </tr> </table>		<p>272</p> <p style="text-align: center;">VIII</p>	<p style="text-align: center;">IX</p>	<p style="text-align: center;">IX</p>
<p>272</p> <p style="text-align: center;">VIII</p>	<p style="text-align: center;">IX</p>	<p style="text-align: center;">IX</p>		

присутствует в породах разных фациальных групп, и в породах одной группы фаций обнаружен каолинит с разными структурными особенностями. Это связано, с одной стороны, с тем, что формирование минералогических особенностей каолинита определяется многими природными факторами, изменяющимися даже в пределах одной обстановки. Влияние каждого фактора в отдельности и всех в целом в данной обстановке на вариации в строении минерала не изучено. С другой стороны, необходимо иметь в виду то, что пределы устойчивости структурных форм каолинита не являются узкими, и поэтому они могут существовать в разных обстановках одной группы фаций.

Несмотря на невозможность в настоящее время полного сопоставления данных о генезисе пород, содержащих каолинит, со структурными особенностями этого минерала, полученные сведения позволяют установить общие тенденции в развитии и характере распространения структурных форм каолинита в осадочных породах. Они определяются процессами синтеза и разрушения каолинита.

Синтез каолинита происходит главным образом в коре выветривания различных пород (рис. 2 — I, II, III группы каолинита) и в меньшей степени в осадочных породах (глинах, песчаниках, алевролитах, углях, бокситах) континентального происхождения (озерные, речные, болотные фации — I, II, III, IV, V, VII и частично VIII группы каолинита) в результате вторичных изменений принесенного материала при отложении осадка, его выветривании до диагенеза, при диагенезе и катагенезе.

Новообразования каолинита, различимые макроскопически или микроскопически, имеют вид: 1) кристаллов и их сростков вермикулитоподобной, веерообразной, сноповидной, таблитчатой или порфиробластовой формы (иногда это псевдоморфозы по исходным минералам) или 2) колломорфных (часто натечных) мономинеральных выделений разных размеров и формы в глинистом веществе, трещинках и пустотах породы или полостях растительных остатков.

Каолинит длительно развивавшихся (зрелых) кор выветривания, близко переотложенных продуктов их размыва, а также некоторых интенсивно преобразованных на месте осадочных пород, независимо от степени совершенства структуры минерала, имеет триклинную элементарную ячейку (обр. I, II, III групп). В начальной стадии формирования каолинита на месте возможно возникновение несовершенной структуры (обр. 237^б)*, которая в дальнейшем постепенно упорядочивается путем собирательной кристаллизации.

Следует различать механическое и химическое разрушение каолинита. При переносе в результате столкновений друг с другом и другими минералами частицы каолинита расщепляются по спайности, скалываются на гранях и разламываются. При этом может происходить смещение слоев в структуре минерала, иногда с разворотом одной части кристалла по отношению к другой, и возникнове-

* Здесь и ниже при ссылках на номер образца см. рис. 2.

ние между ними устойчивых сочетаний слоев. Расщепленные обломки кристаллов могут срастаться друг с другом после отложения.

Механические воздействия и срастания способствуют постепенному переходу каолинита совершенной структуры с триклинной формой элементарной ячейки в каолинит несовершенной структуры с псевдомоноклинной элементарной ячейкой.

Нарушения при переносе подготавливают каолинит к дальнейшему изменению и химическому растворению, если среда осадка сможет энергично воздействовать на принесенный материал, либо в сторону окончательного разрушения (например в море, засоленной лагуне), либо в сторону возникновения новых индивидов каолинита путем преобразования принесенных частиц каолинита.

Наиболее распространен в исследованных образцах (и, по-видимому, вообще в природе) каолинит I и IX групп. К I группе относится каолинит аутигенный, образовавшийся в коре выветривания различных пород или при диагенезе и катагенезе глинистых и глинисто-песчаных пород, и аллотигенный, перемещенный на небольшое расстояние от коры выветривания («вторичные» каолины) в континентальные водоемы.

Каолинит IX группы имеет только аллотигенное происхождение и обнаружен в смеси с гидрослюдой или монтмориллонитом в глинистых и песчаных породах континентального и морского происхождения. В морских глинах каолинит не образуется, но существует в определенных границах, постепенно измельчаясь и разрушаясь при переносе. Глины относительно удаленных от берега моря фаций содержат каолинит с наиболее нарушенной структурой. К таким глинам, в частности, относятся «бейделлитовые» глины мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности (например обр. Пр-8, Б-85^a и др.).

Каолинит остальных групп в породах осадочного происхождения является промежуточным по структурным особенностям между каолинитами I и IX групп. Он установлен нами в небольшом количестве образцов, главным образом в отложениях нижнего карбона Подмосковного бассейна и верхнего мела — неогена в разрезе Положского месторождения огнеупорных глин. Каолинит этих групп возник в результате изменения его при переносе или перекристаллизации принесенного материала после отложения.

Каолинит осадочных пород, имеющий только аллотигенное происхождение, сосредоточен в III (за исключением обр. 378), VI, IX и частью в VIII (обр. 44/2 К-20, 211, 451 и др.) группах. В остальных группах (II, IV, V, VII) и некоторых образцах VIII группы (обр. 272, 216, 218, 409) он имеет аллотигенное и аутигенное происхождение.

Диа- и катагенетические новообразования каолинита имеют разную степень совершенства структуры и разную форму элементарной ячейки. Они происходят при синтезе из химических и коллоидных растворов (обр. 288₁, 378, 767) в стадии диагенеза и катагенеза или в результате механического перемещения тонких суспензий подземными водами по порам и трещинам с сохранением структуры при-

несенного глинистого минерала. Этот процесс является аналогом современных почвенных илювиальных процессов [85]. Отложение перенесенных чешуек глинистого минерала нередко сопровождается появлением оптической ориентировки частиц и упорядочением структуры глинистого минерала. Это наблюдается и в настоящее время в шахтных выработках каолиновых глин в г. Боровичи (обр. 630а, 649, 649а).

Размещение на рис. 2 нескольких случайных образцов каолинита аргиллизированных пород в I, II и IX группах показывает, что дальнейшие работы, вероятно, обнаружат среди этих образований более полную гамму структурных форм каолинита. Следует думать, что целеустремленный подбор образцов в будущем позволит более четко, чем это возможно в настоящее время для осадочных пород, уточнить влияние физико-химических условий среды формирования аргиллизированных пород на развитие структурных особенностей каолинита.

Оценка степени совершенства и определение формы элементарной ячейки — первые шаги в познании структуры каолинитов разных условий образования. Дальнейшие работы должны будут осветить вопросы, связанные с закономерностями строения слоев структуры каолинита и их сеток, конкретными искажениями слоев, координатами атомов, межатомными расстояниями и т. д.

Вероятно, ряд различий в строении каолинита, а также других глинистых минералов может быть выявлен не только рентгеноструктурным анализом. Так, термический анализ может дать характеристику энергетической устойчивости структуры разных форм минерала; инфракрасно-спектральный анализ — сведения о неупорядоченно распределенных структурных особенностях минералов (размещение в пространстве гидроксиллов, изоморфных замещений и др.). Большую помощь в этих исследованиях окажет электронномикроскопическое изучение морфологии частиц минералов.

Структурные разновидности каолинита, устанавливаемые по форме элементарной ячейки и степени совершенства структуры, сами по себе, как это отмечено выше, не являются индикаторами какой-то одной определенной обстановки, но в совокупности с рядом геологических данных и особенностей строения пород могут давать дополнительные критерии для определения условий образования содержащих их пород.

Кажущееся неполное соответствие между разными формами строения каолинита и генетическими типами пород является положительным моментом. Оно указывает пути дальнейших исследований глин, в которых детализация структурных признаков глинистых минералов должна сопровождаться обязательным установлением тонких различий в условиях формирования пород разных фаций.

Ю. С. Дьяконовым исследован с помощью рентгенографического анализа ряд образцов каолинита (из них многие изучены Б. Б. Звягиным). Согласно заключению Ю. С. Дьяконова, эти образцы можно разбить только на четыре группы.

Первая группа характеризуется упорядоченным наложением каолиновых слоев по оси *c* с минимальными смещениями по оси *b* *:

Обр. № 288 ₁	152	649/2	95	630a	178
I	I	IV	I	IV	I
Д-К	к. в.	Д-К	к. в.	Д-К	к. в.

Вторая группа объединяет образцы каолинита с заметным смещением слоев по оси *b* беспорядочно относительно друг друга:

Обр. № 52	88	649	58	68	56	315	83
I	I	IV	I	I	I	I	II
к. в.	к. в.	оз.	к. в.	к. в.	оз.	к. в.	к. в.

Третья группа образцов содержит каолинит (типа «файрклея») с очень частыми беспорядочными смещениями слоев по оси *b*:

Обр. № 1	T-656	148	474	393/я	T-341a
I	VIII	VI	IX	VIII	IX
к. в.	оз.	оз.	оз.	оз.	м.

Четвертая группа характеризуется наиболее слабо окристаллизованными образцами с полностью беспорядочными наложениями слоев по осям *b* и *c* и с намечающейся неупорядоченностью по оси *a*:

Обр. № T-341б	T-68	T-60	T-121	T-131
IX	IX	IX	IX	IX
м.	м.	м.	м.	м.

Сопоставление полученных Ю. С. Дьяконовым и Б. Б. Звягиным данных по исследованию структурных особенностей каолинитов показывает, что результаты рентгенографического анализа позволяют объединить каолиниты разных условий образования в группы более крупные, чем данные электронографического анализа.

В первую и вторую группы Ю. С. Дьяконова попадают образцы К с совершенной структурой (за исключением обр. 83), но с разной формой элементарной ячейки. Каолинит этих образцов образовался на месте или был преобразован при диа- и катагенезе в условиях возможного развития более совершенных кристаллов.

Третья группа объединяет разнофациальные образцы К разной степени совершенства структуры и с разной формой элементарной ячейки. К является терригенным, непреобразованным минералом с механически нарушенной структурой.

К четвертой группе, по данным обоих методов, однозначно отнесены образцы с наиболее несовершенной структурой и однофациальные (морские) с каолинитом, сильно измененным при переносе в пресной и морской воде.

Рентгеноструктурные исследования каолинита огнеупорных глин нижне- и среднеэоценовых отложений, развитых на юге Франции

* Римские цифры здесь и ниже означают структурную форму каолинита (см. рис. 2). Д-К — диа-катагенетическое преобразование К в угле и в озерной каолиновой глине; к. в. — новообразование К в коре выветривания; оз. — озеро пресноводное, К — не преобразованный после отложения; м.—К из морских глин.

в Провансе и Шаранте [395], позволили авторам выделить четыре типа каолинита по степени упорядоченности (совершенства) структуры минерала и окристаллизованности его частиц в глинах разных районов. По мнению авторов, эти различия каолинитов являются следствием изменчивости условий образования глин и связанной с ними возможной эволюцией первичного материала (деградация исходного хорошо окристаллизованного вида К или улучшение кристалличности К, первоначально слабо упорядоченного). Разрешение этой задачи — предмет дальнейших исследований авторов.

Электроннографический анализ дает возможность более детальной, но пока только качественной характеристики структурных особенностей каолинита. При совместном обсуждении с Б. Б. Звягининым в 1963—1964 гг. [53] связей структурных особенностей каолинита с условиями его образования часто нельзя было достаточно четко установить принадлежность минерала определенных условий образования к промежуточным между I и IX группами из-за недостаточной четкости рефлексов электронограмм. Тем не менее полученные сведения уже представляют большой интерес для геологов, так как дают надежду в будущем отличать каолиниты разнофациальных типов.

Для достижения этого необходимо продолжить первый опыт совместной работы геолога и физика и поставить специальные исследования каолинитов, а также и других глинистых минералов разных условий образования с помощью обоих методов структурного анализа на систематически подобранном материале из геологически хорошо изученных разрезов по вертикали и на площади в отдельных областях.

Галлуазиты согласно последним данным [337] обладают структурой, отличной от структур других минералов каолинитовой группы, и образуют самостоятельный ряд. Структура галлуазита в идеальной форме характеризуется периодом повторяемости в два слоя. В природных условиях галлуазиты образуют непрерывную серию и различаются с помощью рентгеновского и электроннографического анализов по нарушениям «порядка чередования слоев и степени упорядоченности кристаллической структуры».

Нагревание вызывает повышение упорядоченности структуры минерала. Наибольшей неупорядоченностью характеризуется гидрогаллуазит. Его структурные особенности изменяются при высыхании, и после потери части межслоевой воды он переходит в галлуазит; степень упорядоченности структуры галлуазита возрастает с деградацией. Последующее увлажнение гидратированного в некоторой степени галлуазита не вызывает разупорядочения структуры и возникновения гидрогаллуазита. Наиболее упорядоченные галлуазиты неотличимы от некоторых каолинитов.

В зависимости от содержания воды различают полностью гидратированный галлуазит ($4\text{H}_2\text{O}$), частично гидратированный, или метagalлуазит [$(2,2 \div 2,3)\text{H}_2\text{O}$], и дегидратированный галлуазит с содержанием воды, близким к $2\text{H}_2\text{O}$ [278].

Кристаллы галлуазита имеют трубчатую и удлиненно-призматическую формы, возникающие в результате скручивания тонких изометричных слоев каолинитовой структуры, и реже изометрично-пластинчатую [438] и тороидальную.

Н. Г. Боровко [28] описала галлуазит в виде изометричных четырех- и шестиугольных непрозрачных или слабо просвечивающих частиц, который залегает в виде прожилков в красновато-коричневых песчано-глинистых отложениях олигоценовой террасы р. Уфы (Башкирия). Согласно данным рентгеновского исследования Ю. С. Дьяконов и Г. А. Ковалев [101] предполагают, что этот галлуазит в природном состоянии содержит около 23% необычной гидратной формы (с двойными слоями молекул воды, т. е. с $6H_2O$).

Хоуп и Китрик [422] считают, что кристаллы галлуазита могут быть таблитчатыми или трубчатыми в зависимости от того, будет или нет материал подвергнут поверхностному натяжению. Эти авторы указывают на существование таблитчатых форм в замороженно-сухих образцах галлуазита, которые при нормальном выветривании образуют трубчатые формы.

Оберлен и Чубар [471] наблюдали в Сахаре на поверхности горных выработок каолина расщепление кристаллов каолинита и закручивание пластинок минерала толщиной около 40 \AA в виде трубок галлуазита. Это закручивание было воспроизведено авторами в лаборатории. Сначала кристаллы К расщеплялись по спайности (001) и затем свертывались по достижении толщины около 50 \AA . По краям пластинок К перпендикулярно (001) наблюдалась полная дезорганизация структуры каолинита.

На основании этих данных авторы предполагают возможность образования галлуазита на поверхности почв в климатических условиях Сахары, где температура достигает 80° C и наблюдаются резкие изменения высыхания поверхности и затем выщелачивания в дождевые периоды.

Урбэн [507] обнаружил в каолинах Бразилии наряду с каолинитом метagalлуазит трубчатой формы. Автор предполагает, что метagalлуазит возник из чешуек каолинита, откальвавшихся параллельно спайности минерала, путем скручивания и иногда скользяния слоистых пакетов с наложением друг на друга.

Необычные по форме тороидные частицы гидратированного галлуазита были обнаружены в почвах на вулканическом пепле в Новой Зеландии. Во фракции в электронном микроскопе наряду с галлуазитом обычной трубчатой формы видны неполные тороиды из скрученных цилиндрических частиц минерала, соединенных концами, а также в виде пустых искривленных сферических раковин [366].

Ф. В. Чухров с соавторами [337], однако, считает, что вопрос о возможности возникновения галлуазита путем скручивания пластинок каолинита остается открытым, поскольку ни в одной из посвященных этому вопросу работ не было необходимого контроля с помощью структурного анализа. По мнению авторов, «галлуазитовые частицы, по-видимому, образуются в результате одновременного

роста по разным радиальным направлениям от линейных зародышей. Они состоят из радиальных зон, сходящихся к одной или нескольким параллельным осям и образующих удлиненно-призматические кристаллы так, что в каждой зоне слои параллельны соответствующим призматическим граням. В результате изменения зональных кристаллитов вследствие самопроизвольной дегидратации или дегидратации в условиях препарирования и наблюдений возникают полые трубчатые частицы минерала.

Оберлен и Чубар считают, что «образование галлуазита (первоначально — гидрогаллуазита) следует связывать с быстрым накоплением алюмосиликатного вещества в зоне гипергенеза (большая скорость циркуляции или обилие нисходящих вод), а также с воздействием на породы сернокислых растворов» и что предположения о различных значениях рН образования каолинита и галлуазита недостаточно обоснованы.

Галлуазит возникает в почвах при выветривании различных пород, особенно основных, часто образуя псевдоморфозы по полевым шпатам, иногда предшествуя образованию каолинита, и при катагенезе в трещинах пород (Крылов, 1960). Галлуазит обычно имеет форму мелких выделений, желваков, прожилков в различных породах, рассеянных кристаллов в каолинитовых глинах и желваков в песках и песчаниках.

В осадочных глинах галлуазит не образуется, но может быть спутником каолинита в каолинитовых глинах. При переносе кристаллы галлуазита ломаются и разрушаются. В каолинитовых глинах, перетолженных на недалеком расстоянии от места образования, обычно встречается дегидратированный галлуазит, иногда в заметном количестве. При более длительном переносе галлуазита от места образования в глинах встречаются только мелкие обломки трубочек галлуазита.

Диккит и накрит образуются преимущественно в гидротермальных условиях и в осадочных глинистых породах; в почвах и корах выветривания они пока не установлены. В осадочных породах диккит был встречен как эпигенетический минерал в жилах, карманах, пустотах и как цемент в песчаниках разного возраста: в карбоне Англии и США [501], в кембрии Сахары [393] и триасе ГДР и ФРГ [423] и др.

Хемингуэй и Бриндли [421] описали крупнокристаллический диккит частью в смеси с каолинитом в среднеюрских отложениях Северо-Восточного Йоркшира в трещинах и септариях пород (несомненно, каких по составу) морского и дельтового происхождения и в виде заполняющего вещества раковин в богатых ископаемыми морских железняках. Диккит возник при эпигенезе в результате миграции растворов через породы после диагенеза.

Аналогичное местонахождение диккита установлено П. В. Зарицким [120, 121]. Диккит был обнаружен в виде белого порошкового (крахмаловидного) минерала в трещинах конкреций — септарий в угленосных отложениях Кладно (Чехословакия) и Дон-

басса. Образование диккита, по мнению автора, связано с процессами катагенеза и обусловлено притоком минеральных растворов.

В. Д. Шутов, Т. В. Долматова [348] и А. В. Копелиович [152] описали диккит как эпигенетический минерал в песчаных неугленосных породах, возникший при замещении полевых шпатов, каолинита, биотита, гидрослюды, хлорита и кварца.

А. А. Вальтер и Е. П. Гурова [37] описали диккит, замещающий полевые шпаты или встречающийся совместно с флюоритом в цементе песчаников могилевской свиты (рифей — ордовик) в Приднестровье.

Пирофиллит-тальковая группа

Т а л ь к является метаморфическим и гидротермальным минералом и обычно приурочен к зеленосланцевой фации метаморфических пород и подвижным зонам, где он является продуктом изменения первоначальных пород. Кроме того, тальк обнаружен как глинистый минерал в осадочных породах. В последнее время он был исследован Мийо, Паляузе [460a] и Фридманом [396].

Тальк установлен главным образом в карбонатных и химических (соляных) породах от девона до настоящего времени. Реже он встречается в песчаных и глинистых породах. Тальк обычно сопровождается магнезиальным хлоритом. Данные рентгеновского анализа фракций от 2 до 5 и меньше 2 мк нерастворимого остатка известняков, глин и песчаников, приведенные Фридманом [396], показали, что тальк осадочных пород аналогичен по структурным особенностям тальку метаморфических пород. Эти авторы считают, что тальк в осадочных породах — диагенетический минерал. Аналогичное представление высказано Я. К. Писарчик о тальке хемогенных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра (см. гл. VIII).

Гидрослюдистая группа

В эту группу входят гидромусковит, иллит, глауконит и брамалит.

В глинистых породах (глинах, аргиллитах) настоящие слюды встречаются только в алевритовой и песчаной фракциях пород ($>0,01$ мм). Глинистые фракции ($<0,01$ мм и особенно $<0,001$ мм) глин и других пород содержат измененные слюды, называемые общим термином «гидрослюды».

Гидрослюды, как и слюды, относятся к трехслойным минералам. Они состоят из чередующихся силикатных слоев, сложенных двумя тетраэдрическими сетками, между которыми располагается октаэдрическая сетка. В межслоевом пространстве, кроме катионов К и Na, возможно, присутствует некоторое непостоянное количество молекул воды, как показало исследование диоктаэдрических гидрослюд при помощи инфракрасной спектроскопии и техники меченых атомов [487].

В глинистых породах наиболее распространена диоктаэдрическая гидрослюда, или иллит, сходный по рентгенограмме с мусковитом, но имеющий меньший набор рефлексов.

Иллит чаще всего является продуктом самостоятельной кристаллизации, а не гидратированной разновидностью мусковита, возникающей путем гидратации межслоевого пространства мусковита.

В мусковите октаэдры структуры заполнены Al^{3+} , в то время как у диоктаэдрических гидрослюд кроме Al^{3+} в октаэдрах могут быть ионы Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mg^{2+} . Следовательно, для возникновения из мусковита диоктаэдрической гидрослюда необходима перестройка октаэдрического слоя минерала. Это возможно лишь при полном или частичном разрушении структуры первичного минерала и возникновении новой решетки — иллита. Так, Мэкензи и Милнэ [451] установили, что в процессе растирания в ступке измельченного мусковита в минерале происходят глубокие физико-химические изменения. После 8—9-часового растирания наблюдается разрушение структуры мусковита, за которым при дальнейшем растирании происходит кристаллизация минерала типа иллита.

Таким образом, первичный иллит — не простой продукт гидратации мусковита, а новый аутигенный минерал. Процесс его синтеза из растворов (продуктов гидролиза полевых шпатов, слюд и других минералов) происходит в корах выветривания, почвах, при осаждении терригенной глинистой мути в морских и других водоемах, при диатогенезе и эпигенезе осадков.

Наряду с аутигенной гидрослюдой — иллитом, в осадочных породах присутствуют иллиты терригенного происхождения. Они могут быть частично изменены (выщелочены) с увеличивающимся выносом катионов из межслоевого пространства при переносе от места образования до отложения в осадках. Эти иллиты называются «открытыми» или деградированными.

Термин «иллит», по мнению Люка [444], обозначает ассоциацию очень тонких частиц, начиная от настоящей слюды и до частиц, сильно деградированных. Йодер и Эйгстер [518] предлагают сохранить термин «иллит» в общем смысле, следуя первичному предложению Грима и др. [412], которые указывают, что могут существовать все промежуточные формы, с одной стороны, между иллитом и слюдами, хорошо окристаллизованными, и с другой — монтмориллонитами. Обычно этот термин используется для обозначения тонкодисперсных минералов, имеющих структуру и поведение, близкие к мусковиту.

Годет, Идс и Грим [400] предложили называть иллитом группу 10Å неразбухающих глинистых минералов пород и осадков.

Триоктаэдрические гидрослюды теоретически могут возникнуть путем гидратации межслоевого пространства в биотитах и флогопитах. Однако исследования не обнаружили гидробиотитов — аналогов гидромусковита в глинах и других породах, так как обычно при гидратации биотита возникают смешаннослойные минералы вермикулит — биотит [99, 278]. «Триоктаэдрический» аналог иллита —

продукт разложения биотита — впервые был описан Уокером [510] в почвах Шотландии. Брауном [374] он был назван ледикитом и по существу также является гидробиотитом, т. е. смешаннослойным минералом.

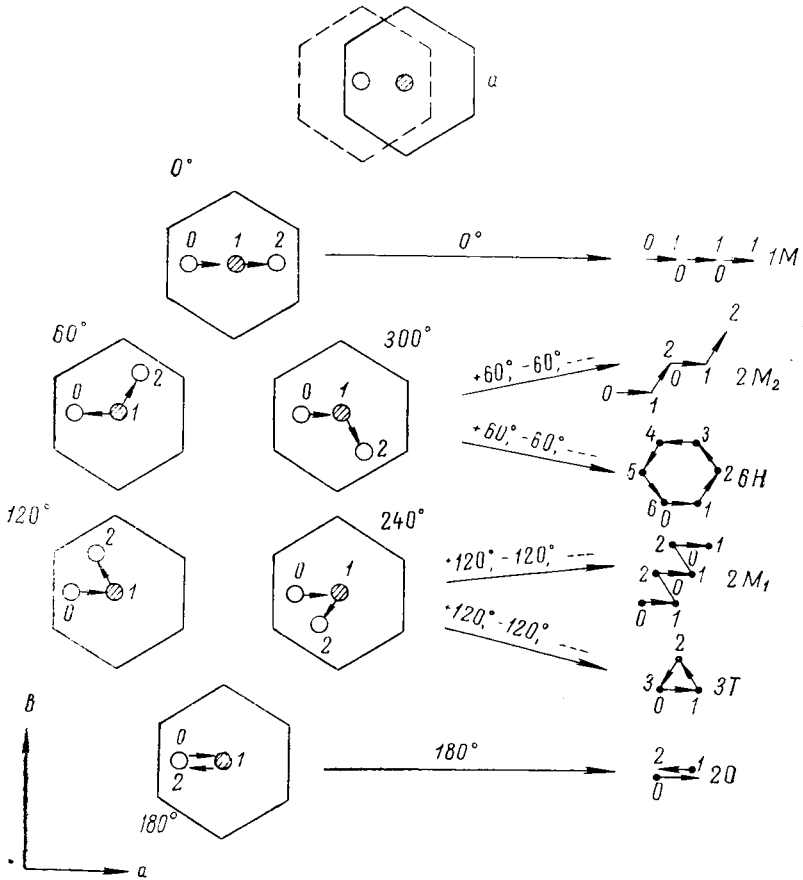


Рис. 3. Полиморфизм мусковита [500].

Кружки — ионы межслоевого K^+ .

В схеме (а) белый кружок — ион K^+ , расположенный между верхним гексагоном (сплошная черта) и нижним гексагоном (пунктир); заштрихованный кружок — ион K^+ , расположенный внизу верхнего гексагона. В других схемах кружки 0, 1, 2 представляют собой три иона K^+ , наложенные друг на друга так, что ион 0 является нижним. 1M — симметрия кристалла моноклинная, все слои наложены одинаково; $2M_2$ — вращение слоев, изменяющееся от $+60$ до -60 ; 6H — симметрия кристалла гексагональная, вращение всегда $+60$; $2M_1$ — вращение слоев, изменяющееся от $+120$ до -120 ; 3T — симметрия кристалла тригональная, вращение всегда $+120$; 20 — симметрия кристалла орторомбическая, вращение $+180$.

В слюдах различают две категории структурных вариаций — политипы [460] и смешаннослойные образования. Политипные модификации слюд возникают благодаря возможности различной ориентировки силикатных слоев в кристалле; они могут быть развернуты

относительно друг друга на 120 или 60°. Возникновение того или иного политипа зависит от условий образования, энергетического состояния и химизма системы и может быть использовано как генетический признак.

Политипы изучены для мусковита Смесом и Иодером [500], различающимися политипы по наложению слоев, характер которого определяется сдвигом на $a/3$ слоев кислорода в октаэдрической сетке. Из шести теоретически возможных политипов (рис. 3) в природе были найдены для мусковита только четыре: $1M$, $2M_1$, $2M_2$ и $3T$ *.

Некоторые авторы предполагали, что в группе иллитов эти вариации могут иметь генетическое значение: $2M_1$ — детритные и $1M$ — новообразованные гидрослюды. Однако для такого утверждения пока нет достаточных данных. Учитывая возможности наличия полиморфных вариаций у гидрослюд и обилие смешаннослойных образований, Мийо [460] считал, что систематика этих минералов очень сложна и трудна. Но она позволяет глубже осветить вопросы образования слюдястых минералов в природных условиях.

Иллит называют «вездесущим» минералом. Он образуется преимущественно в щелочных условиях ($pH < 9,5$), нейтральных и слабокислых, но всегда с достаточно большим содержанием щелочей, особенно K^+ . Как аутигенный минерал он образуется в корах выветривания кислых изверженных и метаморфических пород в начальную стадию их развития, когда вынесено небольшое количество щелочей, в глинах и глинистом цементе различных осадочных пород любых условий образования, а также в гидротермальных условиях. Как терригенный минерал он является наиболее типичным в морских отложениях и встречается в прибрежных и в глубоководных фациях, но присутствует также и в разных фациях континентальных отложений.

Иллит — главный компонент отложений холодного климата, где он имеет не только терригенное, но и аутигенное происхождение как продукт истирания и изменения минералов изверженных и метаморфических пород при движении ледника. Иллит распространен в разных типах почв — подзолистых, каштановых, черноземных, солонцовых и других и имеет как аутигенное, так и унаследованное происхождение (от материнских пород). Он может быть в почвах главным или подчиненным глинистым минералом.

Некоторые структурные особенности иллитов, проявляющиеся на рентгенограммах, могут быть использованы для уточнения вопросов стратиграфии и фацеального анализа. Так, например, Ромеро и Сабатье [486] отмечают, что расширение отражений (001) на рентгенограммах иллитов обусловлено небольшим числом правильно наложенных слоев в кристалле, т. е. небольшой толщиной кристаллов, которую можно измерить. Авторы сравнивали ширину полос

* Цифрами обозначено число слоев в элементарной ячейке, буквой — кристаллическая система: M — моноклинная, T — триклинная. Цифровой индекс у буквы M обозначает одну из двух возможностей $2M$.

002 и 005 иллита с шириной соседних полос кристаллов кварца. Каждый исследованный образец наносился на график в виде точки с координатами e (002) и $r = \frac{e(005)}{e(002)}$. При этом точки образцов различных фаций разных стратиграфических горизонтов осадочных толщ из района Амели-ле-Бен (Восточные Пиренеи) оказались сконцентрированными в разных участках диаграммы.

Тоув и Грим [506] в результате статистического анализа дифрактограмм фракций глинистых минералов отложений среднего девона (лудлоу) штата Нью-Йорк получили данные, показывающие расширение пика 001 иллита с увеличением расстояния переноса его от источника сноса. Авторы объясняют этот факт уменьшением размера кристаллитов минерала.

Клингсбиль и Лятуш [433] использовали отношение интенсивностей линий 001/002 на рентгенограммах для различения глиноземистых и железистых иллитов и оценки полученных данных при стратиграфическом расчленении осадочных толщ и фашиальном анализе эоценовых отложений Борделе. Относительная интенсивность отражений (001), (002) и (003) иллитов разных образцов различна. Вследствие этого $A = \frac{\text{интенсивность (001)}}{\text{интенсивность (002)}}$ имеет различное значение в пределах 0,9 и 15. Грим различает тип глиноземистый, когда I_{001}/I_{002} близко к 1, и железистый, когда I_{002} слабое или равно 0. В последнем случае A стремится к ∞ . Практически A меняется от 0 до ∞ , и это используется для решения отмеченных выше геологических вопросов.

Кроме иллита, в природных условиях встречаются гидромусковит, браммалит (Na-иллит) и глауконит. Гидромусковит наиболее распространен в гидротермально-измененных породах и реже в корках выветривания и в сильно слюдистых глинах. Гидромусковит как породообразующий минерал в глинах встречается редко. Нами гидромусковит, слагающий фракцию $<0,001$ мм, был обнаружен в белой глине из коры выветривания в Северо-Восточном Казахстане [222, обр. № 342] и в морской желтовато-зеленой песчанистой известковистой глине D₃ (Новгородская обл., Боровичский район, с. Ключонка, обр. 349, скв. 4408).

Браммалит (Na-иллит) описан как аутигенный минерал в единственном местонахождении, где он возник при эпигенезе на поверхности наслоения сланцев, перекрывающих отложения угля в Calles du Sud (Англия) [363].

Глаукониты представляют собой по химическому составу ряд минералов, крайними членами которого являются селадонит — наиболее магнезиальный минерал — и сколит — алюминиевый глауконит. Структурные и кристаллические особенности глауконитов подробно рассмотрены Е. П. Соколовой [295]. По структуре глауконит относится к диоктаэдрическим гидрослюдам. Он имеет более совершенную структуру, чем иллит. Среди глауконитов наиболее совершенной структурой характеризуется селадонит. Он встречается

редко и является продуктом гидротермального синтеза в основных и ультраосновных породах [517].

Кубович [437] обнаружил в андезитах миоцена, залегающих на глинистых мергелях и песчаниках или андезитовых туфах, аутигенный глауконит. Глауконитовый андезит состоит в основном из плагиоклаза-лабрадора (50—60% породы) и глауконита (15—20%). Глауконит имеет неправильную форму выделений размером 1—5 мм в диаметре. По мнению автора, магма содержала много H_2O , и образование глауконита связывается с трансвапоризацией (пропариванием), т. е. проникновением в магмы или лавы легколетучих компонентов, а также растворенных в легколетучей фазе других компонентов [298]. Процесс трансвапоризации оказывает очень глубокое воздействие на возникающие магматические породы: сильно снижается температура кристаллизации магмы, интервал кристаллизации значительно расширяется, вплоть до гидротермальных температур. Путем непосредственной кристаллизации из магмы возникают породы с эпидотом, хлоритом, серицитом, глинистыми минералами, карбонатами, сульфидами (пирит), а при более высоких значениях рН — также с цеолитами [298]. Эти породы, в том числе андезитовые туфы с глауконитом, названы гипомагматитами. Таким образом, глауконит андезитовых туфов является гипомагматическим, возникшим, вероятно, при низкотемпературных гидротермальных условиях (50—100° С).

Сколит, так же как и селадонит, является редким минералом. Он был описан К. Смуликовским [502] как катагенетический минерал в цементе ямненских песчаников в виде прожилков и выделений по плоскостям наслонения породы. Глауконит — наиболее распространенный минерал этой группы. Мишо [460] отмечает, что термин «глауконит» может иметь два смысловых значения: геологическое — хорошо известный геологам минерал в виде зеленых зерен в различных породах и минералогическое — железистый силикатный минерал — гомеотип иллита.

Берст [377] показал, что изученные им глаукониты неоднородны по минеральному составу. Он выделил среди них четыре группы.

Первая группа соответствует диоктаэдрической слюде Грунера, названной глауконитом. Пики отражений острые и симметричные. Это правильная структура 1M.

Вторая группа также мономинеральная, но пики слюды низкие и дисимметричные. Анализ указывает на то, что это структура 1Md (наслоение моноклинное и беспорядочное — d).

Третья группа представляет собой смешаннослойный минерал, в котором монтмориллонит довольно беспорядочно переслаивается с иллитом (10Å минерал).

Мэнгнани и Хауер [453] установили, что в исследованных ими образцах глауконитов количество разбухающих слоев в структуре минерала возрастает с изменением возраста глауконитосодержащей породы от кембрия до современного и одновременно убывает количество калия.

Четвертая группа представляет собой разные смеси минералов иллита, монтмориллонита, хлорита и реже смешаннослойных.

С точки зрения минералогической минералы только первой и второй групп могут быть названы глауконитом.

Глауконит является преимущественно морским образованием (шельф, реже континентальный склон) и возникает как химический осадок из растворов придонных и пловых вод на границе между окислительной и восстановительной средами. По данным Л. Н. Формозовой [327], чистота (наличие или отсутствие включений), размеры и форма зерен глауконита, ассоциация с фосфоритами и бентонной фауной изменяются в зависимости от положения раздела окислительно-восстановительного потенциала в морской воде: над поверхностью осадка (округлые зерна без терригенных включений), на поверхности его (в виде цемента и включений), немного ниже ее (заполнение раковин, цементный и пигментный глауконит) и на некоторой глубине в осадке (пигментный глауконит). Колебания положения окислительно-восстановительного раздела в морской воде приводят к смешению в породе разных форм выделения глауконита.

Ассоциация глауконита с фосфоритами приводит к выводу о том, что присутствие глауконитовых отложений в разрезе осадочной толщи может служить одним из критериев для поисков месторождений фосфоритов в данном районе.

Аутигенный глауконит благодаря округлой форме зерен может сравнительно легко передвигаться по дну водоема под влиянием течений и оседать как терригенный материал среди разных осадков. Глауконит аутигенный встречается главным образом в песчаных, глинистых, карбонатных и реже кремнистых породах; перееотложенный глауконит связан главным образом с песчаными породами. В последние годы обнаружены породы, более чем на 50% сложенные глауконитом и названные глауконититами, а также глауконитовые глины (см. гл. VIII). Глауконит связан главным образом с платформенными формациями и образуется в периоды трансгрессий. Он имеет зеленый цвет разных оттенков, желто-зеленый и может быть бесцветным в зависимости от содержания окислов железа и глинозема.

Л. И. Горбунова [81, 83] предполагает, что по химическому составу и соответственно цвету глауконита можно судить о глубине его образования в бассейне. В относительно мелководных условиях моря возникают более железистые разновидности темно-зеленого цвета и в относительно глубоководных — более глиноземистые — зеленовато-желтого цвета. Это связано с различной концентрацией окислов Al, Fe, K, Si и других в наддонной и иловой воде на различных глубинах моря.

Помимо морских условий глауконит может возникать в пресноводных водоемах, в корках выветривания, в гидротермальных условиях (саладонит). Эти случаи, однако, единичны. Так, Пэрри и Ривс [475] обнаружили глауконит («глауконитовую слюду») в пресноводном озере Маунт в Техасе в виде шариков и прослойков и в рассеянной форме в зеленых песках, глинах и доломитах.

Глауконитовая слюда, являющаяся промежуточным образованием между глауконитом и мусковитом, была обнаружена Келлером [431] в осадочных отложениях моррисонской формации в Колорадо.

М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцева [102] описали новообразования зеленого глауконита в элювии (древне) интрузивных пород коростенского комплекса в нижнем течении р. Ирш (система р. Днепра) и в залегающих на элювии пойменных песчано-глинистых отложениях. В элювии глауконит развивается по калиевым полевым шпатам, плагиоклазам, апатиту и другим минералам, замещая их с периферии зерен и по трещинам спайности. Условия нахождения глауконита в аллювиальных отложениях недостаточно ясны; возможно, этот глауконит переотложен.

Глаукониты, образовавшиеся при выветривании, А. В. Казаков [138] предложил называть неоглауконитами. При образовании вне морских условий разновидности глауконита не имеют типично гелевых конкреционных форм.

Аутигенный глауконит в настоящее время является единственным минералом осадочных пород, используемым при определении возраста отложений К — Ar-методом [258] в связи с хорошей сохранностью в минерале радиогенного аргона. Искажение отношения Ar^{40}/K^{40} происходит только при процессах разрушения кристаллической решетки глауконита и плохом отделении терригенного материала, содержащего К (например, полевые шпаты) при отмучивании. Наиболее надежные результаты определения возраста радиологическим методом были получены по глауконитам из древних отложений ордовик и нижний кембрий).

Первые исследования в СССР глин в электронном микроскопе [45, 46] показали, что гидрослюды имеют изометрично-пластинчатую и реже удлинено-пластинчатую форму частиц. Было высказано предположение о том, что удлиненная форма частиц характерна для аутигенной гидрослюды и, в частности, для глауконита; изометричная форма встречается главным образом у переотложенных частиц этого минерала. В дальнейшем и другие исследователи высказали аналогичное мнение о происхождении формы частиц гидрослюд глин и других пород [141, 170, 171]. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда, по данным Д. Д. Котельникова [171], чаще встречается в песчано-алевритовых породах.

Монтмориллонитовая группа

Диоктаэдрическая серия: монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, волконскоит (Cr — Fe-монтмориллонит); триоктаэдрическая серия: сапонит (Mg-монтмориллонит), гекторит (Li — Mg-монтмориллонит), соконит (Zn — Mg-монтмориллонит), пимелит (Ni-монтмориллонит), медмонтит (Cu-монтмориллонит).

В глинистых породах породообразующими минералами являются главным образом диоктаэдрические глиноземистый и железистый монтмориллониты. Триоктаэдрические разновидности монтморилло-

нитов являются гидротермальными минералами и образуются также в почвах и корах выветривания (сапонит).

Минерал диоктаэдрической серии бейделлит долгое время был недостаточно четко определен. Первоначально он был предложен для обозначения минерала глинистых оторочек рудных жил в руднике Бейделл, Колорадо [441]. Кроме того, бейделлит был описан как продукт изменения цеолитов, вулканического стекла и как минерал, образующий сланцы и глиноподобные массы в некоторых бентонитах [441].

Отсутствие четкой кристаллохимической и диагностической характеристики минерала бейделлита привело к тому, что в некоторых случаях к бейделлиту относили без достаточных оснований как минералы, так и смеси глинистых минералов в тонких фракциях глин по данным химических и физико-химических исследований — поведение при нагревании, оптические свойства и др.

Многие геологи [47, 77, 221, 402, 412, 515] подтвердили реальность существования в природных условиях бейделлита как крайнего члена бейделлит-монтмориллонитовой серии на основании детальных структурных и физико-химических исследований минерала из Блэк-Джек рудника в Колорадо.

При его определении необходимо учитывать следующие особенности минерала. Бейделлит характеризуется низким содержанием Mg и Fe и относительно большим замещением Si на Al, благодаря чему более 50% заряда силикатного слоя в нем определяется тетраэдрическими замещениями (у монтмориллонита соответственно меньше 50%).

Для установления бейделлита в осадочных глинах следует проводить тщательное изучение фракции $< 0,001$ мм породы с обязательным рентгеноструктурным анализом, фракции, насыщенной Li (3 н. Li-раствор) и нагретой до температуры 100, 150, 200 и 300° С. В этих условиях монтмориллонит сжимается необратимо и теряет способность разбухать при насыщении глицерином, а бейделлит разбухает до 17,7 Å. Подробно этот вопрос рассмотрен в работах Грин-Келли [402, 403], Уэйра и Грин-Келли [515].

Монтмориллониты как и гидрослюды являются трехслойными минералами и состоят из чередования силикатных слоев Те — Ос — Те, разделенных межслоевыми промежутками, заполненными обменными катионами и молекулами воды. Силикатные слои имеют слабый отрицательный заряд, который компенсируется межслоевыми катионами. Силы связи между слоями слабые, вследствие чего монтмориллонит обладает большой обменной способностью и разбухает.

Расстояние между силикатными слоями структуры изменяется в зависимости от природы компенсирующего катиона, степени гидратации минерала и под влиянием органических молекул. В природном состоянии монтмориллонит содержит один или два слоя воды в межслоевом пространстве и дает решетку с d_{001} , равным 12 или 15 Å.

В зависимости от характера обработки материала (пропитывания органическими соединениями, нагревания или насыщения

различными катионами) расстояние между силикатными слоями структуры монтмориллонита изменяется от 10 до 20 Å, что является одним из критериев при диагностике минерала в смесях.

Монтмориллониты образуются в щелочной среде, богатой основаниями, особенно Mg, с $\text{pH} = 7 \div 8,5$ при отсутствии заметных количеств калия, который способствует возникновению гидрослюд. При выветривании основных пород, содержащих много Mg и Ca, в сухом и полусухом умеренном или теплом климате создаются особенно благоприятные условия для образования монтмориллонитов.

Различное содержание в растворах Ca, Mg, Al, Fe определяет возникновение различных монтмориллонитов ди- и триоктаэдрического рядов.

Синтез монтмориллонита идет в морской среде путем замещения слюды, гидрослюд и других минералов при воздействии щелочных растворов на окружающие минералы, в гидротермальных условиях, почвах (черноземах, сероземах, солонцах), в водоемах аридного климата и при выветривании изверженных и метаморфических пород. На кислых породах (пегматитах, гранулитах, диоритах) монтмориллонит возникает при умеренном и слабом дренаже.

Монтмориллонит часто возникает за счет разложения пеплового материала в разных условиях, но главным образом в море; при этом нередко образуются мощные пласты глин, называемых бентонитами. При изменении пепла в монтмориллонит высвобождается большое количество SiO_2 , который нередко способствует окремнению вмещающих бентониты пород.

Для установления характера исходного материала, за счет которого образовались монтмориллониты, Уивер [511] предложил использовать насыщение исследуемого образца ионами K^+ . Метод основан на разной способности монтмориллонитов, образовавшихся по слюдистому и неслюдистому материалу (пепел, силикаты), поглощать K^+ . Решетка монтмориллонитов, образовавшихся по слюдам, сжимается до первичных размеров ~ 10 Å благодаря наследованию высокого слоевого заряда, в то время как решетка пепловых сокращается максимум до 12 Å. При этом следует иметь в виду то, что характер смещения отражения 001 монтмориллонитов после обработки KOH существенно зависит от влажности образца при съемке [484], и получаемые данные требуют проверки с учетом влажности.

Для характеристики среды образования монтмориллонитовых глин можно использовать межслоевые катионы, если в постседиментационные стадии развития породы не претерпели существенных вторичных изменений. Например, присутствие Na и Ca в поглощенном комплексе свидетельствует об образовании монтмориллонита в наиболее щелочных условиях [288]. При отмучивании фракций глинистых минералов глин различия в комплексе обменных катионов стираются; более полные данные о составе поглощенных катионов можно получить при анализе дифрактограмм пришлифованных поверхностей монтмориллонитовых глинистых пород [51].

Вермикулитовая группа

Диоктаэдрические [(Al)(Al — Fe)] и триоктаэдрические [Mg(Mg, Fe)] вермикулиты.

Вермикулиты построены из трехслойных силикатных слоев, чередующихся со слоями молекул воды и катионов Mg^{2+} и Ca^{2+} , и имеют высокую обменную способность благодаря большому слоевому заряду, близкому к слюдяному [369, 456, 511]. Связь между слоями вермикулита менее сильная, чем в слюдах и хлоритах, но более значительная, чем у монтмориллонитов. Рой и Ромо [490] рассматривают вермикулит как хорошо раскристаллизованный монтмориллонит. Уивер [512] считает вермикулит грубозернистым монтмориллонитом.

Вермикулиты крупных размеров ($>0,001$ мм) образуются при выветривании биотитов и флогопитов и, возможно, в низкотемпературных гидротермальных условиях. Тонкодисперсные (глинистые) вермикулиты впервые были установлены в почвах ([446] и позднее другими исследователями) как продукты диагенеза и изменения слюд и хлоритов, в корах выветривания, современных осадках и осадочных породах [459], особенно в отложениях соленых лагун. После насыщения калием и высушивания вермикулит образует биотитоподобную структуру [360]. Биотит почв легко изменяется в вермикулит [466] через промежуточную стадию гидробиотита, являющуюся смешаннослойным минералом типа биотит-вермикулит. Подробное исследование этого процесса проведено Ю. С. Дьяконовым [100].

Вермикулиты почв, глин и современных осадков могут быть ди- и триоктаэдрическими в противоположность вермикулитам крупных размеров, которые относятся к триоктаэдрическому типу. Диоктаэдрические вермикулиты встречаются редко и изучены очень плохо.

Определение вермикулитов почв и осадочных отложений часто встречает затруднения, так как этот термин объединяет многочисленные промежуточные образования между различными слоистыми минералами, у которых связь между силикатными слоями типа $Te - Os - Te$ слабая и которые характеризуются беспорядочным наслоением. Вермикулиты легко определяются только в случае присутствия в виде чешуек крупных размеров ($>0,01$ мм). Тонкодисперсные вермикулиты обладают способностью разбухать при насыщении глицерином (за исключением Mg-вермикулитов) аналогично монтмориллонитам и быстро регидратируются после прокаливания, что позволяет определять их как хлориты. В настоящее время не существует универсальной методики для идентификации вермикулитов глин [278], наиболее надежные результаты дает исследование разбухания фракций, насыщенных Mg, при обработке их глицерином. Решетка Mg-вермикулитов природных и искусственных не расширяется в результате такой обработки. Для отличия вермикулитов от хлоритов необходимо наблюдать за поведением 14 \AA -базального отражения у нагретого образца, учитывая возможность регидратации.

Хлоритовая группа

Наиболее известны и хорошо изучены хлориты триоктаэдрические (Mg, Fe); они образуются главным образом в гидротермальных условиях.

Хлориты состоят из талькоподобных по структуре силикатных слоев, между которыми расположены бруситоподобные слои. Между этими слоями связь очень сильная, она мешает проникновению в структуру минерала чуждых ионов и молекул воды. Поэтому хлориты устойчивы по отношению к воздействию органических молекул и не обладают способностью обменивать катионы.

Бруситоподобный слой может быть неполным, прерывистым — в виде очагов между силикатными слоями; в этом случае силы связи между силикатными слоями недостаточны для того, чтобы препятствовать проникновению в структуру других ионов и веществ, например гликоля. Эти образования названы псевдохлоритами, или разбухающими, так как их базальные расстояния расширяются после насыщения глицерином. Термин «гидрохлориты» употребляли И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова [77] для обозначения гидратированных при выветривании хлоритов.

По данным А. П. Афанасьева [12], гидрохлориты представляют собой смешаннослойные образования, состоящие из выщелоченных в разной степени хлоритовых пакетов, и, по-видимому, аналогичны разбухающим хлоритам.

Кроме триоктаэдрических обнаружены диоктаэдрические хлориты [372]. Они обычно тонкодисперсны, встречаются редко и главным образом в глинистых породах и корах выветривания и реже в гидротермальных образованиях. Диоктаэдрические хлориты подробно описаны Мюллером [467], назвавшим их судоитами. Этот термин вошел в классификацию филлосиликатов, одобренную Международной минералогической ассоциацией (табл. 1а и 1б; [452]).

Содержание FeO, Fe₂O₃, MgO и Al₂O₃ в осадочных хлоритах колеблется в широких пределах в зависимости от условий образования. В отложениях гумидного климата развиты главным образом магнезиально-железистые и железистые хлориты (шамозиты), в сухом климате — магнезиальные хлориты. Интересно отметить [291], что количество кремния в тетраэдрах (Si_{IV}) выдерживается обычно на одном уровне у хлоритов близких условий образования. Так, в гидротермальных хлоритах хрусталеносных жил на Урале, Кавказе, в Альпах количество атомов (Si_{IV}) в элементарной ячейке почти одинаково и равно 2,58—2,62. Аналогичное явление наблюдается в сингенетичных хлоритах морских бокситоносных отложений Урала, Тимана, Кавказа и других, где Si_{IV} составляет 2,16—2,00; это может служить поисковым признаком на бокситы.

Аутигенный хлорит в глинах может быть хорошо окристаллизован. Детритный хлорит обычно деградирован и дает на рентгенограммах широкие и менее многочисленные отражения (подобно иллитам) по сравнению с мусковитом. Чем больше изменен хлорит, тем меньше

степень его кристалличности, тем легче он растворяется в кислотах и разрушается при нагревании. Пауэрс [479] показал, что устойчивость хлоритов в осадках Чезапикского залива в Мэриленде возрастает по отношению к нагреванию с увеличением солености воды.

Смешаннослойные минералы

Сходство структур трехслойных слоистых силикатов определяет возможность созидания в природных условиях таких образований, в структуре которых чередуются силикатные слои разного типа. Эти образования названы смешаннослойными [444]. Впервые они обнаружены Грунером [417] при изучении гидробиотитов, которые оказались сложными переслаиванием биотитовых и вермикулитовых слоев.

В настоящее время установлено широкое распространение смешаннослойных минералов в почвах, корках выветривания, гидротермальных образованиях, в современных осадках и в различных осадочных породах, особенно в глинах [163, 444, 460, 512].

Мак Юэн [447] описал три возможных типа переслаивания силикатных слоев, чередующихся по определенному закону: правильный, случайный (неупорядоченный, неправильный) и с выделением гомогенных зон в кристаллитах одного вида. Последний тип недостаточно изучен.

Сиффер [496] считает, что предпосылкой для образования смешаннослойных структур путем наложения друг на друга различных слоев является присутствие в растворах разных сред элементарных слоев слоистых силикатов.

Наиболее распространено переслаивание двух типов слоев, реже трех или четырех [508]. Большой интерес представляет классификация слоистых силикатов Г. А. Ковалева и Ю. С. Дьяконова [148], в которой известные и теоретически возможные смешаннослойные минералы рассмотрены в структурной взаимосвязи с элементарными (не смешаннослойными) слоистыми силикатами.

Упорядоченные (правильные) смешаннослойные минералы легко определимы по периоду повторения составных элементов. Каждый слой состоит из двух смежных друг с другом типов, образующих последовательность АВ, АВ, АВ. Число слоев каждого типа равно половине числа всех слоев кристалла. Переслаивание слоев составляет 50%. Были определены два типа таких правильно смешаннослойных минералов: ректорит (слюда — В) [368] или аллевардит [372, 375] и корренсит (X — М) [443] (табл. 2).

Неправильные смешаннослойные структуры представляют собой беспорядочное наложение друг на друга слоев двух или больше типов вдоль оси *c*. Периодичности по оси *c* нет. Истинные минералы отсутствуют, так как в этом переслаивании нет трехмерной решетки.

Значения теоретических и наблюдаемых отражений (001) для шести возможных смешаннослойных структур 1/1 [444]

Структуры	Теоретические				Наблюдаемые				Литературные источники
	П *	Г	ЭГ	550°	П	Г	ЭГ	550°	
(10—14X) Аллевардит	24	24	24	24	—	—	—	—	[380]
(10—14M) Ректорит	24—25	28—29	27—28	20	24,62	—	26,5	19,24	[372]
(10—14B) Корренсит	24—25	24—25	27—28	20	25	—	26,5	19,5	[368]
(14X—14M)	28—29	32	31	24	29	—	31	24	[443]
(14X—14B)	28	28	31 (?)	24	29,1	32	—	23,1	[359]
(14M—14B)	28	32	36 (?)	20	—	—	—	—	

* П—природный; Г—глицерин; ЭГ—этиленгликоль.

Можно различать два случая ассоциаций смешаннослойных минералов в породе.

1. Беспорядок только в строении минерала. Все частицы смешаннослойного минерала похожи друг на друга. Они образованы слоями двух типов А и В, наложенных друг на друга в беспорядке, одинаковым для всех, и характеризуются определенным количественным содержанием α (в %) слоев в переслаивании. Если $\alpha = 0$, присутствуют только частицы типа А. Если $\alpha = 1$, присутствуют только частицы типа В; при $\alpha > 0$ и < 1 присутствуют частицы с определенным соотношением слоев типа В и А.

2. Беспорядок существует в частице и в породе. Частицы смешаннослойных минералов в породе различаются между собой по количественному содержанию типов слоев. Могут быть разные случаи распределения таких частиц в породе:

а) набор кристаллитов представлен всевозможными значениями α , число частиц то же, что и α ;

б) распределение числа частиц как функции α следует кривой распределения с одним максимумом; это указывает на то, что большее число частиц обладает близким α ;

в) большая часть частиц образована одним типом слоев, число частиц растет или уменьшается одновременно с α .

Смешаннослойные минералы не являются наложением простых минералов, так как при чередовании разного типа силикатных слоев теряется представление о простых минеральных видах. Так, например, в переслаивании иллитовых и монтмориллонитовых слоев только единичные слои могут быть или иллитовыми, или монтмориллонитовыми, другие же одновременно будут принадлежать и иллиту, и монтмориллониту, что фактически невозможно, так как химический состав обоих минералов, обменные катионы и заряды силикатных слоев разные. Эти слои не будут ни тем, ни другим видом. В пра-

вильном же переслаивании $1/1$ никакой слой не может быть отождествлен с каким-нибудь отдельным минералом.

Ведущую роль в определении особенностей смешаннослойных видов играет межслоевое пространство, в частности их поведение по отношению к рентгеновским лучам.

Так как параметры a и b этих минералов примерно равны для различных видов смешаннослойных образований, то значение c [или, точнее, расстояние, разделяющее две плоскости (001)] будет главным критерием для их распознавания.

Номенклатура смешаннослойных минералов. Часто смешаннослойный вид с расстояниями двух типов, один из которых ведет себя как иллит, другой как монтмориллонит, называется иллит-монтмориллонитом, или наоборот (в зависимости от количественного содержания слоев разного типа). В действительности же ни иллит настоящий, ни монтмориллонит не существуют.

Люка [444], исходя из решения, принятого Подкомитетом группы глин в Лондоне [374], предлагает следующую номенклатуру смешаннослойных минералов. Установленные в настоящее время смешаннослойные виды представляют собой переслаивание преимущественно трехслойных силикатных слоев. Хотя Бриндли и Гиллери [371] описали смешанную структуру каолинит — хлорит (7—14X), но эти минералы редки и сомнительны [444].

Среди трехслойных силикатных слоев можно выделить четыре типа, различающихся по поведению в рентгеновских лучах (с соответствующим обозначением типов):

1) межслоевое пространство устойчиво и не реагирует на обработку гликолем и на нагревание, дает расстояние в 10Å — 10;

2) межслоевое пространство устойчиво, дает расстояние в 14Å , сходное с хлоритовым, — 14X;

3) межслоевое пространство увеличивается под действием глицерина и уменьшается от нагревания, давая расстояние в 14Å , аналогичное монтмориллонитовому, — 14M;

4) межслоевое пространство устойчиво в глицерине, но уменьшается при нагревании, давая расстояние в 14Å , аналогичное вермикулитовому, — 14B.

Слои в 12Å монтмориллонитовые не учитываются, так как они всегда могут быть восстановлены до 14Å путем катионного обмена. Слои типа разбухающего хлорита не должны больше учитываться, так как эти слои сами по себе неправильные, разбухание определяется дефектами бруситового слоя.

Сочетания по два этих четырех типов слоев дают шесть вариаций правильной смешаннослойных ($1/1$) видов, образованных слоями Те — Ос — Те: (10—14X); (10—14M); (10—14B); (14C—14M); (14C—14B); (14M—14B). Из этих шести вариаций три, обнаруженные в природе, получили специальные названия (см. табл. 2).

В случае правильной перемежаемости выше $1/1$ нет необходимости давать название каждому определенному соотношению одних и тех же слоев. Название вида, содержащего те же слои, является и названием

группы. Таким образом, можно говорить о минералах группы корренсита: корренсит $2/1$, корренсит... и т. д. Но в природе корренситы $2/1$ и другие пока не обнаружены.

Неправильно смешаннослойные виды плохо поддаются определению, поэтому им не следует давать специальные названия (алушит, аллевардит, сангарит и т. д.) Сохраняя систему, предложенную в Лондоне, можно давать те же обозначения, что и для правильно смешаннослойных, к которым надо только добавить:

12 — слой, разбухающий в глицерине и уменьшающийся при нагревании, как у М в 12 Å;

14p — слой, разбухающий в гликоле, но устойчивый при нагревании, как в разбухающем хлорите.

Так, например, «хлорит — слюда» следует писать (10—14X); два типа слоев, разведенных чертой, надо заключать в скобки. Для более точного определения следует указывать значение α и процент переслаивания 14С в 10.

А. Г. Коссовская [163, с. 170] дает классификацию смешаннослойных образований возможных и встреченных в природных условиях. Она разделяет их на ди- и триоктаэдрические группы и среди них — упорядоченные и неупорядоченные типы. Первые имеют специальные названия — сангарит, корренсит, аллевардит, тосудит (ректорит не упоминается). Неупорядоченные типы обозначаются сочетанием названий минералов, из типов слоев которых построен смешаннослойный минерал.

Интересны приводимые А. Г. Коссовской данные о генезисе смешаннослойных минералов. Они образуются в почвах, при диагенезе и эпигенезе осадочных пород и в гидротермальных условиях. Люка [444] считает смешаннослойные минералы свидетелями процессов преобразования терригенных глинистых минералов в разных условиях, что будет рассмотрено в разделе о генезисе глинистых минералов.

Пальгорскитовая группа

Пальгорскит, сепиолит [444]

В эту группу входят волокнистые водные Al — Mg силикатные минералы с ленточной структурой; пальгорскит (П) более глиноземистый и сепиолит (С) более магнезиальный — члены группы.

Пальгорскит и сепиолит близки по химическому составу и волокнистой форме частиц к некоторым монтмориллонитам, например гекториту. Маргин-Вивальди и Кано-Руиз [455] причину этого сходства объясняют тем, что пальгорскит и сепиолит являются промежуточными членами между ди- и триоктаэдрическими минералами, так как октаэдрические позиции в структуре П и С заняты не полностью ($3/3$), как в сапоните, и не на $2/3$, как в диоктаэдрических минералах.

В слоистых силикатах два тетраэдрических и один октаэдрический слой образуют пакет Те—Ос—Те с непрерывным распростра-

нением во все стороны; в волокнистых минералах эти пакеты вытянуты в виде узких лент.

Изменение пластинчатой формы частиц минералов на волокнистую происходит тогда, когда число вакансий в октаэдрическом слое прогрессивно увеличивается. Изменение от сепиолита к палыгорскиту происходит так, чтобы допустить не более одной вакансии на структурное волокно и на $\frac{1}{2}$ элементарной ячейки, так как эти пустоты в октаэдрическом положении распределены не беспорядочно, но симметрично.

Чем больше число вакантных октаэдрических положений, тем меньше протяженность октаэдрического слоя. Поле вариаций в числе вакантных октаэдрических положений на структурное волокно больше в сепиолите, чем в палыгорските, вероятно вследствие большей величины волокна в первом минерале. Палыгорскит и сепиолит слабо сопротивляются изменению и не образуют деградированных форм.

Палыгорскиты и сепиолиты как аутигенные минералы образуются в щелочной среде, богатой катионами, особенно Mg, в аридном и полуаридном климате: в почвах, особенно солонцовых, морских и соленоводных (озера, лагуны) бассейнах, в корах выветривания [259] и гидротермальных жилах [365].

Эти минералы в осадочных толщах тяготеют к карбонатным отложениям: палыгорскит (более глиноземистый) — к известковистым и сепиолит (более магнезиальный) — преимущественно к доломитовым [269, 270].

Как терригенные минералы П и С встречаются в морских и других отложениях не только аридных, но и смежных областей гумидного климата. Местонахождения сепиолита в коре выветривания приурочены главным образом к серпентинитам.

Палыгорскит встречается в виде тонких пленок, налетов и прослоев по трещинам, на поверхностях наслоения пород и на отдельных минералах (гипсе, карбонатах и других) в форме твердых и плотных масс, слоев глин (мощность от нескольких миллиметров до 2 м) и рассеянных кристаллов, в качестве примеси к монтмориллонитовым (в частности бентонитовым) и другим глинам, известнякам, мергелям. Своеобразные палыгорскитовые включения описаны С. М. Юсуповой и В. Д. Басовым [353] в глинисто-песчаных отложениях неогена в Южно-Таджикской депрессии.

Сепиолит встречается в виде примеси в карбонатных и карбонатно-глинистых породах в форме рыхлых порошковидных масс, скорлуповатых стяжений до 1 см, лепешек пластинчатого строения, линз и маломощных прослоев восковидных глин среди доломитовых пород; иногда сепиолит ассоциируется со стяжениями и прослоями вторичных кремней. Интересные данные об условиях образования минералов палыгорскитовой группы имеются в работах М. А. Ратеева [269, 270], Люка [444], Мийо [460] и других.

3. ГЕНЕЗИС *

Процессы формирования глинистых минералов почв, кор выветривания, современных осадков и осадочных пород изучали многие исследователи в последние 15 лет как в Советском Союзе, так и за рубежом. За этот период осуществлен ряд работ по: 1) синтезу глинистых минералов, особенно при низких температурах и давлении [381, 496]; 2) разработке методов подготовки глин к анализу [448]; 3) разработке методов детальных структурных и электронномикроскопических исследований глинистых минералов [87, 123, 278]; 4) минералогии глинистых пород различного происхождения; 5) региональным геологическим исследованиям кор выветривания (главным образом в СССР), современных осадков и древних глинистых отложений.

Полученные новые данные позволили сделать ряд обобщений о генезисе глинистых минералов в разнофациальных типах современных осадков и древних осадочных пород [48, 166, 217, 270, 406, 408, 410, 430, 444, 458, 460, 468, 509].

М. А. Ратеев [270] при рассмотрении современных представлений о генезисе глинистых минералов перечисляет три основные генетические концепции: хемогенно-осадочную седиментационную (Мийо, Шабаяева, Сеидов), диагенетическую (Грим, Пауэрс, Викулова, Косовская) и аллотигенную (Ратеев, Страхов, Уивер). Содержание представлений перечисленных авторов изложено М. А. Ратеевым неточно, и выделение трех концепций представляется искусственным. Ведь никто никогда не отрицал того факта, что огромные массы сносимого с областей сноса глинистого материала имеют терригенное происхождение; и никто не отрицает, в том числе и сам М. А. Ратеев, что кроме унаследования большое значение, а иногда и преобладающее, могут иметь преобразования глинистых минералов по пути переноса, седиментации и при диагенезе.

Можно с уверенностью теперь утверждать, что разногласия по вопросу о происхождении глинистых минералов, заключавшиеся в переоценке одними исследователями роли механического разноса глинистых минералов, образовавшихся в области сноса, другими — аутигенеза на месте отложения, начинают постепенно исчезать.

На основании многочисленных новых данных постепенно уточняется высказанное ранее многими исследователями мнение о том, что глинистые минералы глин и других осадочных пород имеют двойственное происхождение: аллотигенное (детритное), указывающее на то, что эти минералы в основном возникли вне области отложения и были принесены в данный водоем механически, и аутигенное, свидетельствующее об их возникновении или изменении при переносе, при и после отложения осадка [48]. Количественное соотношение этих групп глинистых минералов может быть разным в различных генетических типах глин.

* В основном по Люку [444] и Мийо [460].

Наиболее обоснованная концепция, суммирующая современные представления о генезисе глинистых минералов, разработана французскими исследователями [444, 460]. Конкретным материалом для решения этой задачи явились региональные исследования самих авторов в области геологии и минералогии глин различных осадочных толщ, развитых на территории Франции и Северной Африки, особенно отложений перми и триаса. Был учтен также огромный материал по изучению глинистых минералов почв Франции и других стран и глинистых отложений (современных и древних) в США, Англии, ГДР, ФРГ и других странах и работы по синтезу глинистых минералов.

Люка и Мийо различают три пути формирования глинистых минералов в гидросфере: унаследование, преобразование и новообразование, которые определяются следующими процессами изменения этих минералов в водной среде — механическим переносом, деградацией, аградацией и синтезом.

Унаследование (синонимы — аллотигенное, аллохтонное, детритное, терригенное происхождение) — это возникновение глинистых минералов глин и других пород в результате механического перемещения из области сноса, где они возникли, до места седиментации. Унаследованные минералы могут сохраниться в осадке и в дальнейшем в породе без существенного изменения со времени осаждения вследствие своей устойчивости в среде осаждения и дальнейшего существования.

Комплекс унаследованных глинистых минералов осадочных пород может быть показателем: 1) состава глинистого вещества материнских пород, кор выветривания и почв области сноса; 2) направленности (химизма) процессов выветривания на суше и соответственно климата; 3) характера возникших при седиментации ассоциаций (смесей) глинистых минералов в результате перемешивания материала при транспортировке и отложении (степень беспорядочности, полиминеральности). В этих смесях размеры кристаллов глинистых минералов, степень совершенства формы кристаллов и их структур обычно уменьшаются от берега к центру бассейнов.

Чем более разнородный материал приносится из области сноса с разных ее участков, тем более отчетливо проявляются полиминеральность состава глинистого вещества, разноразмерность и несовершенство формы частиц минералов фракции $< 0,001$ мм, а также сопутствующих минералов тяжелых и легких фракций пород.

Механический перенос сопровождается изменениями глинистых минералов в результате физического воздействия от столкновений частиц друг с другом и с другими минералами суспензий, при этом происходят, как уже говорилось, расщепление по спайности кристаллов, скалывание на гранях, утонение по краям частиц, разламывание и уменьшение размеров. Одновременно может происходить смещение слоев в структуре минерала, иногда с разворотом одной части кристалла по отношению к другой, и возникновение между ними новых устойчивых сочетаний слоев. Выше описано возможное влияние

механического воздействия при переносе на изменение структуры каолинита [53].

Нарушения при переносе способствуют усилению химического воздействия среды на частицы глинистых минералов вплоть до полного их разрушения, например при переходе из кислых в щелочные воды и наоборот; это наблюдалось в случае изменения принесенных каолинита, иллита и других минералов в морском бассейне [51, 512].

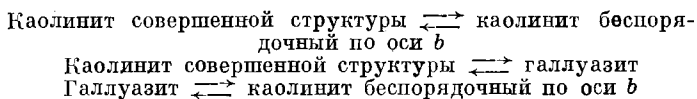
Унаследование — это главный фактор в созидании огромных масс глинистого вещества осадочных пород, но оно не всегда придает глинам их характерный облик.

Преобразование (трансформация или превращение) — это переход одних глинистых минералов в другие посредством ионного обмена между межслоевым пространством минерала и средой, с одной стороны, и между межслоевым пространством и силикатным слоем минерала — с другой, с сохранением исходного типа структуры Те—Ос или Те—Ос—Те. Наиболее частые и лучше изученные случаи преобразований относятся к трехслойным минералам. Основные примеры изменения минералов следующие [460]:



Во всех случаях могут наблюдаться разные промежуточные смешаннослойные минералы, например в реакции биотит—гидробиотит—вермикулит.

Менее изучены превращения двухслойных минералов. Известны следующие:



Реальность превращений двухслойных минералов в трехслойные, например иллит → каолинит или шамозит → хлорит, пока не доказана. Но переход шамозита (бертьерина) в хлорит происходит при диагенезе [460] и, возможно, катагенезе.

Преобразования заключаются в перераспределении и изменении числа и природы межслоевых, тетра- и октаэдрических ионов в структуре минерала, что приводит к изменениям вида минерала. Такая

трансформация может происходить в любой этап эволюции глинистых минералов в гидросфере во время выветривания, в почвах при седиментогенезе, диагенезе, катагенезе, вплоть до метаморфизма.

Новообразование — это возникновение (синтез) нового минерала из ионов растворов в корах выветривания и бассейнах седиментации в химически активной среде, что особенно часто наблюдается в пересыщенных водах морских бассейнов (заливах, лагунах).

К новообразованиям относятся гидраргиллит, каолинит, галлуазит, иллит, монтмориллонит, вермикулит и другие минералы кор выветривания и почв, иллит, глауконит, шамозит, хлорит, монтмориллонит морских водоемов, палыгорскит, сепиолит засоленных бассейнов и почв засушливого климата и др. Промежуточными формами на пути созидания новых минералов из продуктов разрушения и преобразования ранее возникших минералов могут быть смешанно-слоистые виды.

Новообразования обычно ведут к возникновению правильно построенных минералов, устойчивых в среде образования, путем увеличения степени совершенства структуры и размеров первоначальных кристаллов и к перестройке видов неустойчивых и плохо организованных. Если в данной среде могут образоваться два различных минерала, то они предпочтительно будут формироваться отдельно из разных зародышей (а не путем прорастания), чтобы избежать деформации слоев структуры, что неизбежно при совместном срастании разных минералов [444].

Новообразования «управляются» слоями. Сначала возникают элементы силикатных слоев — тетра- и октаэдрический слой, затем силикатные слои; они находятся в равновесии со средой образования; все слои идентичны, что исключает возможность переслаивания. Затем силикатные слои сцепляются катионами, образуется межслоевое пространство и возникают минералы, нейтральные или близкие к ним [496].

Для образования слоистой решетки катионы должны осаждаться в шестерной координации. Некоторые катионы (Mg, Fe и др.) легко осаждаются в шестерной координации в щелочных средах (например, при образовании палыгорскита, сепиолита, монтмориллонита). Другие катионы, например Al, осаждаются только в кислой среде, не насыщенной катионами, иногда в комплексе с органическими веществами. Эти условия благоприятны для новообразований каолинита в латеритных почвах и торфяниках.

Преобразование и новообразования глинистых минералов происходят при выветривании, почвообразовании, осаднении, диагенезе осадков и катагенезе пород, т. е. на всех этапах формирования глинистого вещества осадочных пород. Эти два направления изменения глинистых минералов реализуются в природе в результате синтеза из растворов, деградации и аградации.

Процессы синтеза глинистых минералов в природных условиях в коре выветривания, почвах, гидротермально-измененных породах известны давно (с начала прошлого столетия) и довольно подробно

изучены. Искусственным путем в лабораторных условиях все глинистые минералы синтезированы при высоких температуре и давлении, воспроизводящих гидротермальные условия. В нормальных условиях температуры и давления, господствующих в гидросфере, синтезированы почти все глинистые минералы, за исключением иллита*, хлорита и смешаннослойных видов [381, 496].

Деградация («отрицательное» преобразование — обеднение катионами) заключается в процессах замещения одних минералов другими путем выщелачивания (рис. 4). Хорошо окристаллизованные минералы (слюды, хлориты) с сильно сцепленными силикатными слоями структуры ионами K^+ или бруситоподобными (гидраргиллитоподобными) слоями превращаются в минералы неустойчивые (примеры см.

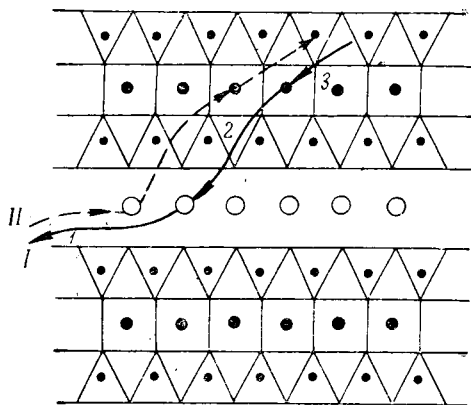


Рис. 4. Прогрессивная деградация (I) и аградация (II) трехслойного глинистого минерала [461].

I: 1 — выщелачивание межслоевых ионов; 2 — миграция октаэдрических ионов в межслоевое положение; 3 — миграция тетраэдрических ионов в октаэдрическое положение. II: 1 — вхождение ионов в межслоевое положение; 2 — миграция межслоевых ионов в октаэдрическое положение; 3 — миграция октаэдрических ионов в тетраэдрическое положение.

выше). Во многих случаях при деградации происходит полное разрушение структуры первичных минералов вплоть до возникновения аморфных продуктов, которые называются аллофанами.

В процессах деградации слоистых силикатов, в том числе глинистых, огромную роль играет межслоевое пространство. Мийо [460] подробно описал механизм деградации при характеристике преобразования Б в В. X быстрее переходит в В и М, чем И [391]. Более раннее изменение хлорита защищает иллит от гидролиза, так как при этом увеличивается насыщенность растворов. Таким образом, механизм деградации зависит от состава растворов и минерального состава окружающей среды. Чем более не насыщены растворы данным элементом, тем быстрее он уйдет из кристалла.

Грим и Брэдли [412] показали, что между устойчивостью минералов с кристаллохимической точки зрения и некоторыми особенностями их структуры существует определенная связь. Так, каолинит имеет

* Иллит получен А. И. Трубиным [321] из каолинита и галлуазита в калевой щелочной среде в обычных термодинамических условиях; но, к сожалению, автором недостаточно охарактеризованы условия опыта и полученный продукт реакций.

сильные связи между тетраэдрическим и глиноземным октаэдрическим слоями; это определяет относительно большие размеры частиц и устойчивость, чем в трехслойных минералах, в которых наблюдаются замещения.

Бассет [361] установил, что разные слюды имеют различную ориентацию гидроксидов. Это определяет лучшую фиксацию K^+ в мусковите по сравнению с флогопитом, вследствие чего мусковит оказывает большее сопротивление изменению.

Эти исследования вскрывают причины уменьшения устойчивости глинистых минералов по отношению к деградации в идентичных условиях, например в ряду $K > M_k > X > B$.

Экспериментальные работы по изучению деградации двух- и трехслойных минералов проводили Гастюш, Дельвинь и Фриппа [399], Оберлен, Чубар [471, 472], Капе и Энен [381], Джонас и Робертсон [427], Джонас [426]. Мийо [460] обобщил данные этих исследований и рассмотрел вопрос о механизме открывания (выщелачивания) слоев глинистых минералов, их сопротивлении расширению и связи между размерами частиц и их химическим составом. Он пришел к заключению, что способность к разбуханию, размеры частиц и химический состав глинистых минералов при деградации изменяются (эволюционируют) в одном и том же направлении. Частицы слюдистых минералов небольших размеров наиболее способны к разбуханию, они более выщелочены природными растворами в результате изменения химического состава, который в конечном счете стремится к химическому составу монтмориллонита.

В слабо насыщенных катионами растворах воздействие на глинистые минералы идет через дефекты, включения и пустоты кристалла, путем окисления закисного железа (если оно есть) и через межслоевое пространство. Это ведет к разделению и затем микроделению частиц минералов. Уменьшение размеров усиливает воздействие окружающей среды на стыках минералов в породе, почве, ускоряет освобождение межслоевых катионов. В дальнейшем происходят нарушения в октаэдрических слоях, преобразование триоктаэдрических в диоктаэдрические виды. Однако конкретно это никем не наблюдалось.

Деградация, по выражению Мийо [460],— это экономная форма гидролиза силикатов. Постепенный характер деградации является следствием медленности воздействия растворов окружающей среды, но главным образом многочисленных возможностей переустройства трехслойных минералов.

Процессы деградации характерны для континентального выветривания и осадков континентальных фаций. В морских осадках деградация редко наблюдается при седиментации, так как среда осадконакопления достаточно насыщена катионами. При диагенезе сглаживаются различия в составе глинистых минералов, которые существовали в момент отложения. Процессы деградации минералов здесь также подавлены и происходят только под воздействием циркулирующих грунтовых вод.

Степень деградации глинистых минералов зависит от климата и топографии континента: чем более контрастны формы рельефа, тем быстрее снос продуктов разрушения пород, тем менее активно климатическое воздействие и тем медленнее происходит изменение минералов.

Аградация (положительное преобразование) — это превращение, обратное деградации (см. рис. 4); оно начинается при осаждении осадка и продолжается вплоть до метаморфизма пород. Области седиментации — главная арена развития процессов аградации.

Измененные и слабо окристаллизованные (механически поврежденные, деградированные, открытые) минералы под влиянием растворов среды седиментации и диагенеза, богатых катионами и кремнеземом, преобразуются в минералы, хорошо окристаллизованные и устойчивые в новой среде благодаря вхождению новых катионов в межслоевое пространство и затем в силикатные слои, а также разрастанию кристаллов по базису.

Имеется целая гамма аградаций, соответствующая в разной степени деградированным минералам, начиная от простой фиксации катионов в межслоевом пространстве до полной реорганизации кристаллов. Процессы аградации, как и деградации, развиваются постепенно слой за слоем обычно через стадии промежуточных смешанно-слоистых минералов.

Малоизмененные частицы глинистых минералов быстро восстанавливают свое неполное межслоевое пространство, поглощая ионы, которые были удалены до отложения минерала. Возникают минералы, идентичные первоначальному: деградированный иллит — иллит. Грим и Брэдли [412] отмечают, что процесс развивается так, как будто бы унаследованная частица имеет «память» о своем первоначальном состоянии.

Такие слабые превращения названы «обновлением» или омоложением [444, 511]. При глубокой деградации частиц минералы могут восстанавливаться и с помощью ионов катионов, чем те, которые были выщелочены. Люка пишет, что «память» минералов в этом случае дефектна и такое восстановление минерала относится к области настоящих трансформаций.

Mg^{2+} часто фиксируется в начале процесса аградации, затем, когда идет поглощение K^+ , магний уходит в октаэдрический слой, что переводит Al в структуре минерала в тетраэдрическую координацию. И иллиты по структуре приближаются к слюдам. Если Mg^{2+} много, то он, заполнив межслоевое пространство, входит в октаэдрические слои, и Al и в этом случае переходит в тетраэдрическое положение.

Когда концентрация солей в водоеме достаточно велика (лагуны, озера аридного климата), «давление Mg» в среде таково, что ион может войти в структуры смешаннослоистых силикатов, превращая их в хлорит.

Если концентрация солей слишком велика (засоленные бассейны), начинается их садка, которая увлекает Mg, предпочитающий войти скорее в структуру хлористого соединения, или сульфата, или карбо-

натов, чем в решетку силиката (хлорита). Это объясняет то, что хлориты и корренсит встречаются в меньшем количестве в карбонатных породах по сравнению с глинистыми породами и что эволюция смешаннослойных минералов к хлориту задерживается на стадии корренсита в горизонтах солей [444].

Наряду с аградацией, ведущей к хлориту, идет формирование хорошо окристаллизованных слюд, которые сопутствуют хлориту в центре бассейнов с повышенной концентрацией солей.

Примеры аградаций описаны в ряде работ по изучению современных осадков и древних отложений. Так, Дитц [390] и Грим, Дитц и Брэдди [413] впервые установили аградации в глинах Калифорнийского залива. В прибрежной зоне залива в осадках наблюдаются деградированные И, К и М. В отложениях открытого моря И лучше окристаллизован, количество К и М уменьшилось и появился новый минерал — хлорит. Ионы K^+ и Mg^{2+} морской воды вызвали преобразование принесенного детритного материала.

В дальнейшем процессы аградации в современных морских осадках и эстуариях были описаны многими исследователями [406, 407, 415, 424, 462, 470, 478, 479, 480].

В современных океанах наблюдается тенденция к образованию иллита и иногда хлорита из принесенного с суши деградированного материала; у берегов оба минерала деградированы, а в морских фациях лучше окристаллизованы [444].

В последние годы процессы аградации установлены также в осадочных породах разного возраста [409, 411, 414]. Фюхтбауэр и Гольдшмидт [397, 398] установили, что в отложениях цехштейна глинистые минералы связаны с определенными условиями образования: иллит — это детритный минерал, тальк в сульфатных осадках — новообразование (во время седиментации или при диагенезе), хлорит в глинистых отложениях и известняках — детритный, но преобразованный.

В пенсильванских глинисто-известняковых отложениях формации Параду в Ута [458] установлено: 1) присутствие И и М на окраинах бассейна, 2) появление Х и постепенное исчезновение М в центре бассейна, где глины состоят из И и Х.

Тукер [505] указывает на изменение состава глинистых минералов в породах различных фаций пенсильванской формации Квир в Ута. Он отмечает, что преобладающими глинистыми минералами в различных породах являются те, которые были в равновесии с составом осадка при седиментогенезе и затем породы при диагенезе.

Люка [444] изучил распределение на площади и в разрезе пермских и триасовых отложений французской юры глинистых минералов разных типов пород с помощью рентгеновского и электронномикроскопического анализов. Он считает, что иллит открытый и плохо окристаллизованный хлорит в этих отложениях являются детритными минералами, а корренсит, крупнозернистый хлорит и разные смешаннослойные виды — новообразованиями, возникшими под влиянием изменения концентраций ионов в растворе солоновато-водных бассейнов, где сформировались осадки перми и триаса. По мере удаления

от берегов бассейна к центру концентрация ионов у дна увеличивалась, т. е. химическая агрессивность воды возрастала. Детритный материал постепенно приходил в химическое равновесие со средой, минералы, принесенные постепенно, трансформировались, и возникал следующий ряд от берега к центру бассейна:

И (диоктаэдрический, деградированный) → И открытый → неправильно смешанные виды (14X—14M) → корренсит → X (триоктаэдрический, хорошо окристаллизованный).

Величина частиц минералов и степень их окристаллизованности возрастали от берега к центру бассейна.

Этот ряд минералов наблюдается как в горизонтальном направлении, так и по вертикали разрезов. Превращения минералов не всегда были полными, и хлорит наблюдается только в центре бассейна. При большой концентрации Mg в растворе осаждались в первую очередь хлоридные или сульфатные соли Mg; если же осаждались карбонаты, Mg связывался с CO₂ и образовывался доломит. Если в воде не было достаточного количества CO₂ и Cl, тогда Mg входил в решетку силикатов и образовывался корренсит в горизонтах солей и хлорит в глинах.

К центру бассейна наблюдается также эволюция иллита, который становится лучше окристаллизованным и приближается к типу мусковита.

Все эти процессы преобразования глинистых минералов в пермских и триасовых отложениях Люка [444] относит к аградациям, т. е. на пути переноса обломочного материала происходила инверсия деградации, возникшей в почвах. Но нельзя смешивать аградацию и новообразование глинистых минералов. Это два параллельных явления, но аградация, как и деградация, управляется межслоевым пространством и идет через этапы смешаннослойных к иллиту и хлориту; новообразование, управляемое силикатными слоями, ведет непосредственно к простым видам: каолиниту, монтмориллониту, палыгорскиту, сепиолиту и др.

В современных работах на основании соотношений комплексов глинистых минералов в породах разных фаций и положений глин в бассейнах седиментации гипотеза о трансформации глинистых минералов при переносе, осаждении и диагенезе находит все большее подтверждение. Но это не противоречит первоначально существенно детритному происхождению материала глинистых осадков разных водоемов. В этом и заключается двойственная природа глинистого вещества осадочных пород.

4. ЗНАЧЕНИЕ ТРАНСФОРМАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В АСПЕКТЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Процессы преобразования глинистых минералов при седиментации определяются, как указано выше, химизмом водной среды (составом и количеством растворенных веществ) и состоянием частиц принесенных глинистых минералов — степенью совершенства струк-

туры, выщелоченности, разрушенности, раздробленности минералов и их размерами. Эти особенности сочетаются с влиянием рельефа местности и климатом в окружающем регионе (области сноса). Люка [444] выделяет два крайних случая, между которыми существуют промежуточные.

1. При значительном (резком) рельефе после орогенических периодов во влажном климате происходит быстрая эрозия. Почвы и растительность развиваются слабо. Возникает детритная седиментация в большом масштабе; возрастает значение унаследованности минералов при образовании глин. Глинистые минералы, хотя и легко изменяются, но даже в теплом влажном климате мало изменены. При отложении в водоемах с небольшим количеством катионов они быстро восстанавливаются. Так происходит омоложение состава глинистого вещества осадков; небольшие изменения первоначальных детритных глинистых минералов при этом могут быть затухеваны.

2. В равнинной местности во влажном и особенно в теплом климате процессы выветривания и образования почв развиваются в течение длительного времени. Эрозия замедлена. Рельеф и климат воздействуют одновременно на возрастание скорости гидролиза минералов, развитие растительности и разрушение минералов. Наблюдаются как процессы унаследования, так и трансформации и новообразования глинистых минералов

Крайними случаями в этих условиях являются: 1) с одной стороны, изменения при латеритизации во влажном жарком климате при тектоническом покое, когда разрушаются все силикаты, и новообразования получают широкое развитие, и 2) с другой стороны, слабое или почти полное отсутствие изменений во влажном холодном климате.

Если бы климат был неизменным, то по мере затухания тектонических движений наблюдалась бы постепенная смена состава глинистого вещества осадочных пород. Вначале глинистые минералы имели бы унаследованный характер, затем омоложенный, далее происходили бы трансформация и преобразование.

В действительности климат изменяется, и нарушается последовательность глинистой седиментации; происходит отставание или ускорение каждого этапа развития глинистых минералов. Современная седиментация на земном шаре находится в периоде высокого стояния рельефа и преобладающе умеренного климата. Сильно гидролизующие климаты ограничены экватором и тропиками. Это определяет преобладание при формировании глинистых минералов унаследования при слабой трансформации; в малоактивной среде измененные, деградированные минералы легко восстанавливают прежнюю структуру. Это и привело многочисленных исследователей современных осадков к констатации преобладания унаследованной седиментации. Бассейны, где происходят значительная трансформация и новообразования, редки [444].

Распространение глинистых и неглинистых минералов

Процесс формирования глинистых минералов	Континент					
	Источник материала		Долювиальные	Аллювиальные	Проллювиальные	Озерные
	почвы	кора выветривания				
Унаследование (механический перенос)	— *	—	---	---	---	---
Деградация	---	---	---	---	---	---
Агградация	---	---	---	---	---	---
Новообразование (седименто-, диа- и катагенез)	---	---	---	---	---	---
Среда						
кислая	pH < 7	---	---	2.5 < pH < 6.7	---	---
щелочная	pH = 7 ÷ 8.5	---	---	---	---	---
Минералы глинистые						
каолинит (группы, соответств. рис. 2)	---	---	I	I, II, VII—IX	---	I, II, IV—IX
галлуазит	---	---	---	---	---	---
гидромусковит	---	---	---	---	---	---
гидрослюда	---	---	---	---	---	---
глауконит	---	---	---	---	---	---
вермикулит	---	---	---	---	---	---
монтмориллонит	---	---	---	---	---	---
хлорит	---	---	---	---	---	---
смешаннослойные	---	---	---	---	---	---
пальгорскит	---	---	---	---	---	---
сепиолит	---	---	---	---	---	---
Минералы аутигенные неглинистые						
Сульфиды						
сульфиды Fe (гидротроилит, мельниковит, пирит, марказит)	---	---	---	---	---	---
сульфиды Cu	---	---	---	---	---	---
Галоиды						
галит, сильвин, карналлит	---	---	---	---	---	---
флюорит (ратовкит)	---	---	---	---	---	---
Окислы и гидроокислы						
окислы кремния						
опал	---	---	---	---	---	---
кристобалит	---	---	---	---	---	---
халцедон	---	---	---	---	---	---
кварц	---	---	---	---	---	---

* Относительная оценка распространенности признаков: — редко; -- обычно; --- час

Процесс формирования глинистых минералов	Континент					
	Источник материала		Дельтовые	Аллювиальные	Проллювиальные	Озерные
	почвы	кора выветривания				
Оксиды и гидроксиды железа (гетит, магнетит, гематит)	--	--	-	--	-	--
алюминия (гиббсит, диаспор)	--	--	-	-	-	-
титана (анатаз, брукит, рутил)	--	--	-	-	-	--
марганца	-	-	-	--	-	-
Карбонаты						
кальцит	---	---	-	-	-	-
доломит	--	-	-	-	-	-
сидерит	--	-	-	-	-	--
анкерит						
брейнерит						
родохрозит						
Сульфаты						
гипс	--	--	-	-	-	-
ангидрит						
целестин						
барит						
ярозит		--	-	-	-	-
алунит						
Фосфаты	-	-	-	-	-	-
Силикаты						
Цеолинты (анальцит, филлипсит, морденит)		--				
Турмалин						

5. ОБОБЩЕНИЕ

В табл. 3 сведены описанные выше особенности формирования глинистых минералов, а также относительная распространенность глинистых и аутигенных неглинистых минералов в различных фациальных типах глин.

Процессы унаследования глинистых минералов преобладают во всех типах осадочных глин гумидного, особенно холодного, климата и в несколько меньшей степени в некоторых типах глин аридного климата. На континенте в корах выветривания и почвах унаследование проявляется слабо, когда сохраняются ранее образовавшиеся глинистые минералы материнских пород.

Новообразование глинистых минералов идет всюду при седименто-диа- и катагенезе, особенно резко, как и деградация, оно протекает в почвах и корях выветривания, являющихся главным источником глинистого вещества осадочных пород. Роль перечисленных выше процессов новообразования в разные стадии формирования глин пока еще четко не охарактеризована. Но при изучении конкретных типов глин с некоторой степенью достоверности она устанавливается с помощью петрографических и минералогических исследований.

Характерна отмеченная выше всеобщая распространенность гидростлюды (иллита); несколько меньше, но почти всюду встречены монтмориллонит и хлорит. Каолинит — характерный минерал континентальных фаций; по мере переноса в соленых морских водах он уменьшается в количестве, замещается другими минералами или совсем исчезает.

Сравнительно ограниченное распространение имеют смешанно-слоистые минералы (по-видимому, потому, что еще мало изучены).

Палыгорскит и сепиолит — это типичные минералы отложенный аридного жаркого или перемменно-засушливого климата. Когда на континенте идет лагеритообразование, выщелачиваемый кремнезем сносятся в водоемы и при наличии в их растворах достаточного количества ионов Mg возникают минералы палыгорскитовой группы [270, 444, 460] и хлориты.

Аутигенные неглинистые минералы дополняют картину минералообразования в глинах разных фаций. Так, для глин гумидного климата — озерных, болотных, переходной зоны, прибрежно-морских и мелководных глин — характерно развитие пирита и сидерита (различные формы). Кальцит и доломит тяготеют к морским глинам. В континентальных фациях в гумидном климате кальцит развит слабо. Здесь огромное значение имеют гидроокислы железа, иногда образующие озерные Fe-руды; но главной областью формирования железных руд является прибрежная зона моря. Окислы Mn осаждаются частью в озерных и болотных глинах, но преимущественно в глинах мелководных зон морей. Полуторные окислы и соединения Mn являются показателями окислительной среды отложения глинистых осадков.

Фосфатные минералы в континентальных глинах развиты слабо и преимущественно в форме вивианита. Фосфориты образуются главным образом в мелководных морях и иногда залегают в глинистых породах.

Типичен комплекс аутигенных неглинистых минералов в аридных отложениях — кальцит, доломит, гипс, галит, иногда пирит и цеолиты. Цеолиты образуются также в глинах морских отложений.

Как видно, набор глинистых и неглинистых аутигенных минералов часто общий для глин разных фаций. Это является следствием недостаточной изученности структурных особенностей минералов. Пока только для одного каолинита имеются данные о наличии у него де-

вяти структурных форм и их распространенности в глинах. Но каждая форма каолинита встречена в нескольких фациальных типах глин. Следовательно, и каолинит еще недостаточно изучен. Думается, что в недалеком будущем мы будем располагать более детальными сведениями о различных структурных особенностях каолинита и других минералов, как глинистых, так и неглинистых аутигенных в разных фациальных типах глин.

В этом направлении и должно развиваться минералогическое изучение глинистых минералов — главного породообразующего элемента глин и сопутствующих аутигенных неглинистых минералов.

Г Л А В А III

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Форма залегания, нахождение в природных условиях, общий облик, основные петрографические особенности (структура, текстура, отдельность, излом) и предварительное определение минерального типа глинистых пород устанавливаются уже в результате полевых наблюдений. Они широко известны и охарактеризованы в ряде методических руководств [1, 86, 222, 223, 282, 297], а также в многочисленных работах по региональным геологическим исследованиям и специальному изучению глинистых пород [36, 54, 152, 161, 253, 275].

В настоящем разделе и в гл. IV излагается материал, уточняющий полевые наблюдения над петрографическими особенностями глинистых пород с помощью изучения шлифов и иммерсионных минералогических исследований, при этом использованы ранее опубликованные материалы [222] и неопубликованные материалы ВСЕГЕИ.

Систематическое петрографическое изучение глинистых пород в Советском Союзе началось во второй половине тридцатых годов. Возможности изучения глин в шлифах впервые были показаны П. А. Земятченским [124] и в дальнейшем А. Н. Заварицким [113], В. А. Успенским [324, 325] и М. Ф. Викуловой, начиная с 1935 г. [41]. В настоящее время любое изучение осадочных толщ сопровождается исследованием глин в шлифах наряду с другими типами пород.

Петрографический анализ — один из важнейших методов исследования глин при фаціальном анализе, так как он дает возможность получить представление о породе в целом, когда естественные связи компонентов не нарушены и полностью сохраняются структура и текстура глин, что не имеет места во всех других методах исследования глин. По широте охвата разнообразных особенностей глин петрографический анализ стоит на первом месте среди лабораторных методов их изучения. Именно этот метод ориентирует исследователя, указывая, с каким образованием он имеет дело, и дает возможность в зависимости от задач исследования правильно наметить ход и объем дальнейших методов анализа и на конечном этапе обобщить данные всех методов изучения глин.

Исследование глин в шлифах получило в последние годы широкое распространение, но из поля зрения многих исследователей до сих пор еще ускользает ряд важнейших генетических особенностей микрострое-

ния глин, и нередко это изучение сводится лишь к формальному описанию шлифов, особенно если этот материал в поле собран не самим исследователем.

По шлифу глины можно определить: 1) ее микроструктуру и микротекстуру; 2) минеральный тип (для многих глин только предположительно); 3) минеральный состав обломочного материала и аутигенных минералов, находящихся в подчиненном количестве к основной массе породы, сложенной частицами $< 0,01$ мм; 4) характер органических остатков; 5) характер распределения минеральных и органических включений и тонкодисперсного органического вещества и их взаимоотношений друг с другом и основной глинистой массой и 6) наличие процессов замещения одних минералов другими, в том числе глинистыми, и последовательность кристаллизации аутигенных минералов.

Некоторые генетически важные черты структур и текстур глин, плохо видимые в образце и слишком крупные для изучения в обычных шлифах, лучше выявляются на пришлифованных поверхностях. К ним следует прибегать для наблюдения типов слоистости породы, соотношений прожилков минеральных выделений с главной массой породы, характера распределения красящих компонентов, различных минеральных и органических включений и т. д.

При рассмотрении шлифа прежде всего обращают внимание на общий облик строения глины, степень ее дисперсности и однородности, т. е. на наличие или отсутствие в ней минеральных и органических включений. Затем изучают отдельные компоненты глины.

Совокупность макро- и микроскопических особенностей породы позволяет более обоснованно судить об условиях образования глинистых осадков и о процессах их диа- и эпигенетических изменений как породы [42, 43, 49, 115, 117, 152, 164, 196, 241, 325, 357].

Из первых исследований в этой области до сих пор большой интерес представляет работа Аллена [357], в которой описано перемещение глинистых минералов (монтмориллонита, нонтронита, каолинита, диккита, галлуазита, гиббсита и диаспора) в виде коллоидных и истинных растворов по порам и открытым трещинам в теле глинистых пород [каолинов, каолинитовых огнеупорных глин, флинтклеев (см. гл. VIII) бокситов и коры выветривания] после их образования. Эти процессы происходят в условиях хорошего дренажа.

Мельчайшие частички глинистых минералов, переносимых в коллоидном состоянии, в подходящих условиях ориентируются так, чтобы образовать большую пластинку с одинаковой оптической однородностью, как у единичных кристаллов, что легко обнаруживается при высыхании пленок глинистых минералов, осажденных на стекле. Подобные новообразования глинистого вещества широко распространены также в почвах и наблюдаются в виде потеков по корням растений, в их порах и трещинах.

Истинные растворы глинистых минералов превосходят коллоидальные суспензии этих минералов в подвижности, изменчивости

числа переносимых в одно и то же время элементов и их блоков, а также в их способности удерживать открытыми питающие каналы.

Вторичные новообразования глинистых минералов обычно унаследованы микроскопически по форме выделений и ориентировке частиц, а также по различию их цвета по сравнению с вмещающей глиной. Иногда можно наблюдать несколько генераций глинистых минералов по пересечению выполненных ими трещин. Весьма интересны новообразования глинистых минералов, выполняющие пустоты и замещающие первичное стекло в бентонитовых глинах в виде натечных форм.

На основании изучения шлифов можно получить представление о степени метаморфизма глинистых пород. Флаун [394] дает классификацию слабо метаморфизованных глинистых пород на основе перекристаллизации минералов, подразумевая под этим образование новых минералов метаморфического происхождения — слюд, хлоритов, эпидота из глинистых минералов или слюдяистой массы глины при повышении температуры и давления. При этом автором отмечается, что вновь возникшие минералы достигают больших размеров (до 0,05 мм) по сравнению с размерами глинистых минералов в неизменной породе, имеющих обычно верхним пределом размеры 0,01 мм. Песчинки, гальки, порфиробласты не принимаются во внимание.

Однако подробно вопрос о том, как отличить в шлифе вновь возникшие слюды, хлориты и т. д. от этих же минералов размерами от 0,01 до 0,05 мм, которые отлагались вместе с первичным глинистым осадком, автором не рассматривается. В целом проблема определения степени метаморфизма глинистых пород по изменениям их микроструктуры, изучаемой с помощью шлифов, заслуживает серьезного внимания, а в литературе освещена недостаточно.

Изучение микростроения глин имеет большое значение и для познания полезных свойств их и особенностей как грунтов. Так, например, еще в 1936—1937 гг. М. Ф. Викуловой было показано на примере изучения огнеупорных каолиновых глин нижнего карбона Подмосковного бассейна, что каждому структурному типу глин соответствует определенный керамический тип [41, 42, 43, 50].

2. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ

Первые определения типов структур и текстур глинистых пород даны А. Н. Заварицким [113]. В дальнейшем на основании изучения большого фактического материала типичные для глинистых пород структуры и текстуры были описаны М. Ф. Викуловой и Е. И. Орешниковой [9, 222, 306], методических руководствах и региональных работах. В указанной литературе даются иллюстрации и описания структур и текстур, поэтому мы приводим лишь перечень наиболее распространенных из них (табл. 4).

Такие генетически важные структурные и текстурные признаки, как слоистость, примесь обломочного материала, степень

Структуры и текстуры, наиболее распространенные в глинистых породах

Макротекстуры	Микротекстуры	Макроструктуры	Микроструктуры
<p>Слоистая: горизонтальнослоистая ленточная неправильнослоистая линзовиднослоистая волнистослоистая плойчатая скрытослоистая</p> <p>Спутанная Полосчатая Пятнистая Чешуйчатая Хлопьевидная Струйчатая Очковая Мраморовидная Сгустковая (гнездовидная) Сетчатая (полигональная) Пористая Сплошная: однородная массивная</p> <p>Сливная</p> <p>Текстура, возникающая в результате жизнедеятельности роющих и других организмов</p> <p>Сланцеватая</p>	<p>Слоистая: горизонтальнослоистая непрерывная прерывистая (штриховатая) линзовиднослоистая</p> <p>Беспорядочная (спутанная) Ориентированная Пятнистая Чешуйчатая Хлопьевидная Струйчатая Очковая Гнездовидная Сетчатая</p>	<p>Брекчиевидная Конгломератовидная Гравелитовидная Псаммопелитовая Алевропелитовая Пелитовая</p>	<p>Брекчиевидная Конгломератовидная Гравелитовидная Псаммопелитовая Алевропелитовая Пелитовая: мегапелитовая лентопелитовая однородная неоднородная (колломорфная) чешуйчатая хлопьевидная струйчатая порфиробластовая оолитовая ооидная</p>

Примечание. Составлено по данным М. Ф. Викуловой [42, 222], Е. И. Орешниковой [9].

ориентировки глинистых частиц и другие [222, с. 100], интерпретируются многими авторами однозначно.

В «Атласе текстур и структур . . .» [9] даны основы генетической классификации этих признаков, показана приуроченность некоторых из них к определенным минеральным типам глин.

Особый интерес представляют колломорфные структуры в глинистых породах, свойственные новообразованиям глинистых минералов. Они наиболее широко развиты в континентальных каолинитовых глинах, глинах кор выветривания, почвах, бокситах, бентонитах и глинистых породах с примесью алевритового и песчаного обломочного материала, образовавшихся в различных, преимущественно континентальных, бассейнах.

Возникновение колломорфных структур связано с перекристаллизацией глинистого вещества или новообразованием глинистых минералов и их смесей из растворов в периоды осушения дна водоемов и зарастания их растительностью, в период осадконакопления глинистых отложений, а также с процессами почвообразования. В образовании колломорфных выделений большую роль играют органические кислоты, присутствие которых ускоряет разрушение минералов (глинистых, обломочных) с последующей кристаллизацией новых.

В глинистых породах морских фаций колломорфные выделения образуются в периоды регрессии береговой линии моря [49], при кристаллизации глауконита, разложении вулканогенного материала (бентониты) и, возможно, при других процессах.

Изучение колломорфных структур показывает, что они могут возникать не только при седименто- и диагенезе, но и в стадию эпигенеза. Чаще всего этот процесс имеет место в глинистых породах с примесью обломочного (песчаного и алевритового) материала, что обуславливает большую пористость и возможность миграции глинистого коллоидного материала из верхних горизонтов осадочной толщи в нижние с образованием колломорфных структур.

Т. Д. Морозова и М. А. Фаустова [231] описали колломорфные структуры глинистого вещества, наблюдаемые в почвах, и попытались связать выделенные типы с условиями образования почв. В работе отмечается связь формы и микростроения колломорфных выделений глинистого вещества с гранулометрическим составом почв. Одним из основных факторов, влияющих на упорядочение глинистых частиц при образовании колломорфных выделений в почвах, считается переменное увлажнение и высыхание. Оптическая ориентировка частиц глинистых минералов слабее всего выражена в почвах, постоянно переувлажненных и крайнего иссушения.

Эти факторы играют важную роль и в образовании колломорфных структур в процессе седиментации глинистых осадков, чем можно объяснить отсутствие или слабое развитие сингенетических колломорфных выделений в глинистом веществе морских отложений и широкое распространение их в континентальных.

Для характеристики условий образования глин может быть использована степень ориентировки частиц глинистого вещества в по-

роде, которая зависит от гидродинамического и геохимического режима бассейна, а также минералогических и морфологических особенностей глинистых частиц [222]. При отсутствии коагуляции и медленном осаждении глинистые частицы ложатся параллельно наслонению, создавая ориентированные текстуры. Параллельно ориентированные текстуры образуются в морском бассейне вне зоны взмучивания и в застойных или спокойных с медленным течением пресноводных бассейнах. Микростроение глинистых отложений прибрежной зоны моря и пресноводных бассейнов с активным гидродинамическим режимом характеризуется в основном слабой степенью или отсутствием ориентировки глинистых частиц.

Ориентированная текстура определяется в шлифах по одновременному погасанию в скрещенных николях глинистой массы и может быть охарактеризована количественными показателями. Для изучения микротекстуры глинистых пород предложены два метода определения степени ориентировки глинистых частиц — оптический и рентгеновский [268].

Эти методы пока не нашли широкого применения в изучении глин при фациальном анализе. Однако их возможности дают основание надеяться на получение необходимого фактического материала при статистических исследованиях степени ориентировки глинистых частиц в породах разных фаций одного стратиграфического горизонта.

3. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Основная глинистая масса глин в зависимости от минерального состава и расположения слагающих ее частиц в породе характеризуется: 1) степенью структурной однородности; 2) различиями окраски в проходящем свете; 3) показателями преломления глинистых минералов и их агрегатов; 4) ориентировкой частиц глинистых минералов, их погасанием и двупреломлением.

Минеральный состав основной массы глины, т. е. частиц $< 0,001$ мм и $0,001—0,01$ мм, в шлифе обычно может быть определен только приблизительно. Минералы размером $0,01—0,001$ мм трудноопределимы, особенно если их немного, так как они обычно погружены в массу более тонких частиц, их контуры не всегда хорошо видны и вследствие этого оптические константы часто неопределимы.

Петрографический анализ дает возможность определить минеральный тип глины, установить объем и комплекс дальнейших детальных исследований глинистого вещества.

При изучении шлифов и ориентированных препаратов глинистых фракций пород очень редко встречаются мономинеральные образования. Обычно это смеси, поэтому оптические константы их не всегда могут быть использованы для диагностики. В настоящее время они применяются в основном не для определения минералов, а для характеристики минерального типа глины и решения некоторых геологических и методических вопросов. Например, В. И. Муравьев, В. А. Дриц и В. Д. Шутов [234] показали возможность использования

показателей преломления искусственных двухкомпонентных смесей глинистых минералов для количественного анализа их состава. Авторами предложена формула, по которой, зная показатель преломления смеси и присутствующих в ней минералов, можно определить количество каждого из них. Для использования этого метода количественного анализа необходимо предварительно определить состав смеси данных глинистых минералов и показатели преломления последних, которые могут быть определены во фракциях, выделенных из мономинеральных глинистых пород региона, и затем использованы для анализа отложений одновозрастного горизонта.

Применение метода может дать хорошие результаты при региональных исследованиях глинистых пород [182].

Изменение оптических свойств мономинеральных тонкодисперсных фракций глинистых пород отражает изменения особенностей минералов и может быть использовано для характеристики условий образования пород. Так, например, Э. А. Пиррус [255] установил закономерности изменения показателей преломления почти мономинеральных гидрослюдистых фракций озерно-ледниковых ленточных глин четвертичного периода на территории Эстонии. Автором построены карты изолиний и кривых распределения Ng' и Np' тонких фракций глинистых пород одного стратиграфического горизонта и генетического типа глины. На основании анализа фактического материала показана зависимость изменения оптических свойств тонких фракций ленточных глин Эстонии от изменения источников сноса и палеогеографической обстановки.

Значение петрографических исследований для определения аутигенности глинистых минералов отчетливо видно на примере изучения глауконита, который является показателем морской среды осадконакопления и лишь в редких случаях образуется в континентальных условиях и при гидротермальных процессах (см. гл. II).

Глауконит аутигенный характеризуется неокатанной формой зерен или их агрегатов. Особенно типична форма комочков с радиально-лучистыми трещинками, расширяющимися от центра к периферии зерна. Происхождение трещин связывается с уменьшением объема зерен при старении и кристаллизации первоначального геля. Вторым признаком аутигенности глауконита является разноразмерность зерен минерала и данные о взаимоотношениях размеров минерала с зернистостью содержащей его породы. Аутигенные зерна глауконита в тонкозернистых породах (глинах) могут достигать наиболее крупных размеров в данном разрезе пород. Несоответствие между гранулометрическим составом основной породы и зернами глауконита и неравномерность гранулометрического состава массы глауконита — существенное подтверждение аутигенного происхождения минерала.

Размер зерен аллохтонного глауконита совпадает с размером зерен породы; кроме того, такой глауконит имеет окатанную форму зерен. Зерна глауконита иногда содержат включения опала, цеолитов, пирита, фосфатов, обычно концентрирующихся в центре зерен.

4. АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ РАЗМЕРОМ БОЛЬШЕ 0,01 мм

Минералы фракций больше 0,01 мм в глинистых породах относятся обычно к неглинистым минералам и являются примесями.

Размер зерен минералов определяется с помощью микрометренной окулярной линейки с известной заранее ценой деления. Содержание алевролита и песка подсчитывается с помощью окулярной сетки и сравнением поля зрения шлифа с таблицами [342], в которых изображены круги равной величины, содержащие различное количество черных пятен, соответствующих зернам минералов в поле зрения микроскопа. Количество зерен в пределах каждого круга составляет 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 40 и 50% его площади. В «Методическом руководстве по петрографо-минералогическому изучению глин» [222] в табл. 9 и 10 изображены такие круги, изготовленные Е. В. Дмитриевой для зерен размером 0,1—0,01 мм в диаметре при увеличении 40. Они отличаются от таблиц М. С. Швецова [342] тем, что зернам придана наиболее распространенная угловато-округлая форма.

Рассмотрение таблиц показывает, что при содержании зерен до 15% различие количества их с интервалом 5% улавливается глазом отчетливо. При содержании зерен свыше 15% различия между 15 и 20, 20 и 25, 25 и 30% менее отчетливы; между 30 и 50% они улавливаются только при интервале в 10%.

При массовых петрографических работах полезно изготовить аналогичные диаграммы для различных размеров зерен и в пределах каждого размера дать несколько вариантов распределения зерен: равномерное, ступенчатое, линзовидное, послойное.

Неглинистые минералы — примеси — могут иметь как обломочное, так и аутигенное происхождение; исследование их особенностей дано в гл. IV.

Аутигенные минералы образуются в глинистых породах в стадии седиментации, диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма. Изучение их дает возможность характеризовать условия нахождения глин и стадии постседиментационных изменений.

Ниже даны наиболее распространенные в глинистых породах аутигенные неглинистые минералы, описаны особенности, формы выделений и приуроченность к определенным фациям и стадиям образования пород (табл. 3, 5). Последовательность описания соответствует классификации минералов А. Г. Бетехтина [22].

Сульфиды. Наибольшим распространением в глинистых породах характеризуются сульфиды железа и меди. Сульфиды железа представлены гидротроилитом, мельниковитом, пиритом, марказитом, пирротинном.

Гидротроилит — гидросульфид железа $FeS \cdot nH_2O$ — представляет собой черное тонкодисперсное коллоидальное вещество. Широко распространен в илах современных морей, известен в древних глинах. С течением времени переходит в пирит или марказит.

Мельниковит FeS_2 — коллоидная скрытокристаллическая разновидность бисульфида железа, черного или серо-черного цвета. Наблюдается в илах, глинах.

Пирит FeS_2 очень широко распространен в глинистых породах в виде кубических и реже октаэдрических кристалликов, микроагрегатов, часто шариковидной формы, которым приписывают бактериальное происхождение, конкреций и т. д. Пирит является диагенетическим минералом, индикатором восстановительной обстановки среды образования породы. В современных и древних озерных и морских осадках наблюдается образование пирита за счет раскристаллизации коллоидного мельниковита.

Марказит FeS_2 в отличие от пирита кристаллизуется в ромбической сингонии; в шлифах он отличим от пирита по двупреломлению.

Сульфиды меди встречаются в глинистых породах в незначительном количестве, обычно совместно с сульфидами железа. Они присутствуют в виде пылеватой вкрапленности, хорошо ограненных кристаллов, псевдоморфоз по растительным остаткам.

Халькозин Cu_2S описан Л. М. Миропольским [226] в песчаных известковистых морских глинах казанского яруса Татарии, в которых он образует конкреционные стяжения, сгустки и мелкие рассеянные включения.

В красноцветной медистой формации C_3 — P_1 Донбасса сульфиды меди в основном приурочены к песчаникам и в меньшей степени к мелководно-морским глинам и аргиллитам, в которых установлены следующие минералы: халькозин, халькопирит, ковеллин, малахит, азурит, хризоколла и борнит, наблюдающиеся в виде дендритов по плоскостям наслонения и трещинам, конкреций, псевдоморфоз по растительным остаткам [283].

Г а л о и д ы распространены в глинистых породах соленосных отложений; наиболее часто встречаются галит, сильвин и карналлит. При изготовлении шлифов эти минералы могут раствориться в воде, поэтому шлифы готовят на глицерине. Галоиды встречаются в виде плотных крупнокристаллических масс, слоев, линз, жил, рыхлых кристаллических агрегатов, зерен и тонкорассеянного цемента и являются постоянным компонентом галопелитов — соляных глин. Это типичные химические осадки вод осолоненных лагун или соляных озер.

Флюорит как аутигенный минерал в виде метаколлоидной разновидности ратовкита описан в верхнекаменноугольных и пермских отложениях европейской части СССР [34, 227, 263]. Ратовкит обнаружен в виде тонких линзочек в глинистых прослоях среди карбонатно-доломитовых пород, образуется в стадию эпигенеза в доломитах. Первичным материалом для образования ратовкита являются кристаллы флюорита, образовавшиеся в насыщенной магниевыми солями бессульфидной морской среде при образовании доломитов.

Л. В. Пустовалов [263] отмечает приуроченность ратовкита к палыгорскитовым глинам, характеризующимся плохой водопроницаемостью, что обуславливает задерживание в них вторичных минеральных растворов и выпадение фтористых солей в твердую фазу.

О к и с л ы к р е м н и я. В глинистых породах встречаются следующие модификации кремнезема: опал, кристобалит, халцедон, кварц.

Опал наблюдается в виде жилок, натеков, цемента, мельчайших шариков или глобуль, в форме скелетных остатков. Он имеет низкий рельеф (N от 1,26—1,40 до 1,46—1,48), изотропен и может переходить в халцедон.

Кристобалит по оптическим свойствам неотличим от опала и определяется по данным рентгеновского и электронномикроскопического анализов. Присутствие опала и кристобалита указывает на образование пород в морских условиях. Кристобалит очень характерен для бентонитов и других монтмориллонитовых глин морского происхождения.

Халцедон в виде округлых образований радиально-лучистого строения описан А. А. Ныrkовым и А. Г. Кобилевым [241] в континентальных аргиллитах Донецкого бассейна. Авторы считают, что халцедон образовался в стадию диагенеза за счет кремнезема, высвобождавшегося при разложении полевых шпатов в континентальных условиях.

Кварц аутигенный описан М. В. Пастуховой [250, 251] в соляных глинах тузтагской соленосной толщи. Он образует стяжения округлой формы, размером в поперечнике 0,03—0,50 мм и больше, с мозаичной структурой или в виде скоплений хорошо образованных кристаллов, прозрачных и без включений.

Окислы и гидроокислы железа — магнетит, гематит, гетит, гидрогетит — присутствуют в глинах в тонкорассеянном состоянии, пропитывая породу, в виде точечных зерен или пленок на глинистых и других минералах, прожилках и выделений различной формы, иногда с колломорфными структурами.

Безводные окислы железа (магнетит и гематит) встречаются редко в виде пылеобразной тонкорассеянной вкрапленности, замещают скелетные остатки организмов и, по-видимому, характерны исключительно для отложений тектонических областей [341].

Гидроокислы железа часто возникают в результате окисления при эпигенезе и выветривании сульфидов, сидерита и других минералов, концентрируются в виде расплывчатых пятен и иногда образуют псевдоморфозы по первичным минералам. Гидроокислы железа образуются во всех континентальных и морских фациях, а также в результате постседиментационного окисления темноцветных минералов.

Окислы и гидроокислы алюминия — гиббсит и диаспор (в глинах геосинклинальных областей) иногда присутствуют в небольших количествах в каолинитовых и, возможно, других глинах, поэтому не всегда определяются при изучении шлифов. Для определения свободных окислов алюминия в глинах, не окрашенных в красный и розовый цвета, Л. А. Шмелевым [345] предложена цветная ализариновая реакция. Этот метод основан на способности свободных окислов алюминия образовывать с ализарином в присутствии реагента (борной кислоты) красные лаки, не разрушающиеся при последующем промывании раствором спирта или борной кислоты. Наиболее достоверно окислы алюминия определяются по данным рентгеновского и химического анализов. Они образуются при выветривании в основном в теплом и жарком гумидном климате.

О к с л ы и г и д р о о к с л ы т и т а н а широко распространены в глинах в виде тонкозернистого рутила, анатаза, брукита и обычно при описании шлифов определяются собирательным термином «лейкоксен», так как точное определение этих минералов возможно только по данным рентгеновского анализа.

Аутигенные минералы титана присутствуют в виде таблитчатых и бипирамидальных зерен, неокатанных, радиально-лучистых образований, сферокристаллов и аморфной массы и широко распространены в каолининовых глинах и глинах кор выветривания.

Анализ, рутил и брукит описаны в аргиллитах континентальных фаций Донбасса [241], в аллювиальных отложениях продуктивной свиты карбона Карагандинского бассейна [277] как результат диагенетического преобразования пород в условиях окисления растительного материала.

Рентгенографическими исследованиями (Ю. С. Дьяконов) фракций $< 0,001$ мм образцов каолининовых глин континентальных отложений из коллекции М. Ф. Викуловой обнаружен анатаз.

Некоторые авторы [164, 198] описывают новообразования окислов титана в глинистых отложениях в зонах эпигенеза (нормального и прогрессивного), начального метаморфизма и катагенеза [80].

М. В. Пастуховой [250] описаны аморфный лейкоксен и кристаллические брукит и анатаз в глинах хемогенно-терригенной толщи месторождения Тузтаг, образовавшиеся при разложении вулканического стекла и биотита. Присутствие окислов Ti характерно для континентальных каолининовых глин, а также морских, прибрежно-морских и дельтовых отложений мел-палеогенового возраста Среднего Приобья [139].

О к с л ы и г и д р о о к с л ы м а р г а н ц а широко распространены в глинистых породах часто в смеси с Fe-минералами в виде небольших выделений, дендритов, налетов, натечных форм с концентрически-зональным строением, тонкокристаллических агрегатов черного, буровато-черного цвета на поверхностях наслоения и в трещинах и рассеянной вкрапленности в массе глины.

Наблюдаемые в шлифах глинистых пород минералы марганца входят в группу псиломелана $m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, выделение разновидностей в которой возможно только с помощью рентгеновского и химического анализов. Псиломеланы распространены в глинах континентальных и морских фаций.

К а р б о н а т ы. Аутигенные тонкодисперсные кальцит, доломит и сидерит распределяются в глинах в виде разрозненных зерен или агрегатов, линзовидных скоплений или равномерно рассеяны в породе. К аутигенным диа- и эпигенетическим относятся сферолитовые образования и крупнокристаллические выделения или хорошо огранные кристаллы этих минералов. В результате привноса растворов извне после осаждения глинистого осадка при диа- и катагенезе иногда образуются карбонатные прожилки. Присутствие в глинистой породе карбонатов (кальцит, доломит, сидерит) устанавливается в поле по характеру вскипания с HCl и затем уточняется при изучении шлифов.

В глинах открытых морских бассейнов широко распространен кальцит. В осадках лагунных гипсоносных фаций преобладает доломит, в соленосных — доломит, анкерит, в опресненных лагунах — доломит, кальцит. Для болотных фаций, не связанных с морем, аллювиальных и аллювиально-дельтовых характерен сидерит; в болотах, имеющих связь с морем, наряду с сидеритом появляются Mg—Fe-карбонаты — брейнерит, анкерит [195].

Сульфаты присутствуют в глинистых породах в виде гипса, ангидрита, целестина, барита, ярозита, алунита, левигита.

Гипс, ангидрит и целестин — показатели повышенной солености среды осадконакопления (соляные озера, лагуны, прибрежно-морская зона). Они наблюдаются в виде прожилков и цемента, тонковолокнистых образований, крупнокристаллических друз и микровключений. Небольшие конкреции и прослой этих минералов могут образоваться в результате вторичных процессов при воздействии подземных вод, окислении сульфидов и процессах выветривания в условиях сухого климата.

Барит в глинистых породах встречается значительно реже, преимущественно в виде микроконкреций или стяжений с радиально-лучистым или параллельно-шестоватым строением [195]. Такие образования барита описаны, например, С. В. Литвиным и М. Е. Долуда [189] в верхнекарбонных глинах заливов и лагун в Днепроовско-Донецкой впадине.

Ярозит часто наблюдается в поверхностных зонах окисления глинистых пород в условиях сухого и полупустынного климата в виде конкреций, налетов, порошковатых присыпок и т. п. Он описан в менилитовых сланцах Карпат [65], майкопских глинах Кавказа [97].

Алунит, левигит (отличается от алунита меньшим содержанием воды) встречаются в виде тонкозернистых, землистых, волокнистых масс и иногда мелких ромбоэдрических или таблитчатых кристаллов. Алунит в глинах образует конкреции в тонкорассеянную вкрапленность. Левигит в виде стяжений неправильной формы размером до нескольких десятков сантиметров в поперечнике описан в озерных часовьярских огнеупорных глинах [192]. Образование алунита происходит в результате воздействия сернокислых поверхностных вод на глиноземсодержащие породы — глины, вулканические туфы и др. [56]. Кроме этого, сульфаты в виде сульфоалюминиевых соединений типа алунита установлены в современных морских иловых отложениях [249].

Фосфаты встречаются в глинах и почвах в незначительном количестве и наиболее часто представлены вивианитом. Наблюдаются призматические, иногда уплощенные кристаллы, образующие почковидные, сферические, волокнистые скопления, прослой, псевдоморфозы по фаунистическим и растительным остаткам. Характерна белая окраска, быстро переходящая в голубую в результате окисления на воздухе.

Вивианит — показатель восстановительной среды образования и последующих стадий существования породы; характерен для

глинистых пород железорудных формаций, торфяных болот и ассоциируется с сидеритом, шамозитом и другими минералами закиси железа [311].

Цео л и т ы в глинистых породах, по данным Г. И. Теодоровича [311], в большинстве случаев связаны с вулканической деятельностью. В глинах описаны анальцит, филлипсит, морденит; другие цеолиты в основном распространены в песчаниках в виде цемента.

Анальцит $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ широко известен в глинах, образующихся путем изменения вулканического стекла на дне бассейна или при циркуляции вод в породах, илах при совместном осаждении гелей SiO_2 и Al_2O_3 с абсорбцией ионов Na , в результате выделения из циркулирующих растворов при эпигенезе и в связи с почвообразованием. Г. С. Дзоценидзе (1956) описал анальцит в меловых аргиллитах, образовавшихся в болотах или лагунах, периодически соединявшихся с морем.

Филлипсит $(\text{K}_2\text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$ распространен в современной глубоководной красной океанической глине и иле, где представляет собой продукт изменения вулканического стекла.

Морденит $(\text{Ca}, \text{Na}_2\text{K}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{22}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ обычно приурочен к морским отложениям (мелководным и глубоководным) и является минералом диагенетическим и эпигенетическим; встречается в мергелях, опоках и глинах мезозойского и третичного возраста Русской платформы [35], в песчано-глинистых морских отложениях датского яруса и палеогена восточного склона Урала [274]. Обычно кристаллы морденита размером 0,01—0,001 мм неправильно рассеяны в породе или образуют щетки, линзочки, жезды в порак.

Морденит ассоциируется с глауконитом, опалом, халцедоном, кварцем, курскитом, франколитом, монтмориллонитом, кальцитом, пиритом, шабазитом (?) и гидрослюдами.

Из редких аутигенных минералов в глинах следует упомянуть турмалин, описанный в соленосных глинах Тузтага в Туве М. В. Пастуховой [250] и в ряде других месторождений, а также К—Na-полевые шпаты, наблюдаемые в глинах с примесью обломочного материала в зонах катагенеза и метаморфизма [240].

5. РАСТИТЕЛЬНЫЕ ОСТАТКИ

Глины с фитопелитовыми структурами различаются по характеру содержащихся в них растительных остатков. В одних глинах преобладает обугленный детрит или кусочки угля (фюзен), в других — гелифицированные остатки в виде корневидных обрывков или в виде ткани, частично сохранившей клеточную структуру. В черных глинах, переслаивающихся с углями, часто наблюдаются различные составные части углей, в том числе споры, водоросли, кутикула и пр.

Различия в характере растительных остатков обусловлены неодинаковыми процессами превращения растительного вещества, зависящими от условий его накопления и дальнейших стадий изменения, перемещения и условий захоронения. Различают [107] два основных

процесса преобразования тканей растений: остуднение (гелификация) и обугливание (фюзенизация).

Гелификация остатков растений, т. е. разложение, набухание и превращение их в коллоидное бесструктурное вещество, происходит в восстановительных условиях среды под влиянием анаэробных бактерий. Такие условия создаются в обводненных болотах с высоким уровнем грунтовых вод. Аналогичные условия, по-видимому, возникают в водоемах, в которых происходит отложение глинистого осадка совместно с остатками растений. Наблюдения в шлифах показывают, что растительные остатки в глинах встречаются в разных стадиях гелификации (слабо набухшие, сильно набухшие с расплывчатыми контурами, совершенно бесструктурные — гелевидные).

Процесс фюзенизации растительных остатков, т. е. превращение их в углистое полупрозрачное и непрозрачное вещество, проходит первоначальную стадию превращения в окислительных условиях среды под воздействием аэробных бактерий или кислорода, что наблюдается в сухих и периодически обводняемых болотах. Сухие раздробленные части растений переносятся и отлагаются вместе с глинистым осадком в водоемах, где могут преобладать и восстановительные анаэробные условия.

Кроме гелифицированных и фюзенизированных остатков растений в глинах могут встречаться угловатые обломки угля, принесенные из размывных угленосных отложений. Например, в скв. 4636 на участке Хоромы в Боровичском районе М. Ф. Викуловой были описаны серые огнеупорные и черные углистые каолиновые глины с обломками фюзена. Возможно, это следы бывших лесных пожаров.

6. ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ

При изучении глин с фаунистическими остатками следует обращать внимание на форму, минеральный состав и степень сохранности или измененности скелетных остатков организмов. Остатки организмов в процессе диагенеза могут быть полностью перекристаллизованы и замещены различными минералами. Так, например, карбонатные скелеты организмов могут быть замещены крупнокристаллическими агрегатами вторичных карбонатов, глауконитом или пиритом. Пятна и линзочки фосфатных минералов возникают в глинах при перекристаллизации остатков фауны, сложенной фосфатами, а также при миграции фосфатов в виде коллоидных растворов в глинах и окружающих породах. В радиоляриевых глинах наряду с остатками радиолярий или спикул губок обычно встречаются выделения аморфного кремнезема.

Характер сохранности животных остатков, их расположение, замещение разными минералами сообщают своеобразный облик первичным структурам и дают важные указания для познания условий образования глин. Шлиф позволяет установить наличие в глине микрофауны хорошей сохранности, которая в дальнейшем выделяется для специальных палеонтологических исследований (см. гл. VII).

КЛАСТОГЕННЫЕ И АУТИГЕННЫЕ НЕГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

1. ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Малый размер зерен и небольшое содержание кластогенных, а иногда и аутигенных неглинистых минералов в глинистых породах часто затрудняют изучение их в шлифах. Более полные сведения об этих минералах дает иммерсионный минералогический анализ тяжелых и легких фракций глинистых пород.

По изменению состава и содержания кластогенных минералов в этих фракциях снизу вверх по разрезу и на площади можно уточнять границы циклов седиментации разного порядка, свит и других стратиграфических подразделений, определять возможный состав материнских пород и устанавливать направления переноса обломочного материала. В сочетании с гранулометрическим составом пород, характером окатанности зерен и выходом тяжелых и легких фракций данные о распределении в осадочных толщах кластогенных минералов позволяют судить о дальности транспортировки обломочного материала, характере рельефа области сноса, а при учете и мощности отложений получать дополнительные сведения о направленности в изменении тектонического режима исследуемого района во времени.

Изучение кластогенных минералов тяжелых и легких фракций особенно важно при корреляции фациально неоднородных и фаунистически не охарактеризованных отложений, когда главными критериями при сопоставлении разрезов служат особенности вещественного состава пород.

Наличие некоторых аутигенных минералов или парагенетических ассоциаций этих минералов может указывать на те или иные фациальные условия осадконакопления, например, лагунные водоемы (доломит, гипс, ангидрит, барит и др.), открытые морские бассейны (глауконит, фосфаты, кальцит и пр.) на физико-химические особенности диагенеза осадков (окислительная или восстановительная обстановка — окислы, гидроокислы или сульфиды железа и др.). По развитию вторичных аутигенных минералов — кварца, полевых шпатов, титановых минералов, турмалина, слюд и других — можно уточнять характер и направленность эпигенетических изменений пород. Аутигенные минералы можно иногда использовать и при корреляции осадочных толщ, особенно при сопоставлении фациально однородных отложений.

В большинстве случаев объектом для изучения кластогенных и аутигенных неглинистых минералов осадочных отложений служат песчаники и алевролиты, так как эти породы отличаются, как правило, большим выходом тяжелой фракции, особенно ее кластогенной части, по сравнению с глинистыми, карбонатными, галогенными

и некоторыми другими породами. Результаты таких минералогических исследований широко освещены в литературе по: а) литолого-стратиграфическому расчленению осадочных толщ различного возраста [3, 61, 89, 162, 198, 243, 316, 319, 346]; б) широким обобщениям петрографо-минералогических данных с составлением карт терригенных минералогических провинций, палеогеографических и др. [16, 17, 90, 91]; в) проблемам эпигенетического преобразования пород [117, 118, 152, 167, 168, 265, 266, 347].

Глинистые толщи с точки зрения закономерностей размещения неглинистых кластогенных и аутигенных минералов в настоящее время изучены в значительно меньшей степени, чем песчаные и алевроитовые отложения, хотя несомненно, что глинистые породы в этом отношении в ряде случаев могут представлять большой интерес.

2. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ И ЛЕГКИХ ФРАКЦИЙ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Из практики известно, что глинистые породы, особенно содержащие примесь алевроитового и песчаного материала, имеют часто достаточно высокий выход тяжелой фракции, содержащей необходимое для подсчета число зерен минералов [50, 57, 178, 316, 318]. Поэтому следует изучать минералы тяжелых и легких фракций не только в песчаных, алевроитовых, но и в глинистых породах осадочных толщ с предпочтительным отбором образцов, содержащих примесь алевроитового и песчаного материала.

Кластогенные и аутигенные минералы следует изучать как из слоев и пачек глинистых пород, чередующихся с песчаниками и алевролитами или другими породами, так и из мощных глинистых толщ достаточно монотонного строения и состава.

В первом случае выявляются закономерности распределения минералов снизу вверх по разрезу на различных уровнях циклов седиментации разного порядка и может быть установлена та или иная ритмичность процессов осадконакопления: повторяемость в разрезе однотипных ассоциаций минералов, близких по величине выхода тяжелой фракции и другим признакам в породах сходного и разного состава. Сходство отложений различных разрезов по этим признакам может быть использовано для корреляции.

Во втором случае (при изучении глинистых толщ), кроме возможности установления ритмичности в процессе седиментации, наблюдения над характером распределения по разрезу обломочного (алевроитового и песчаного) материала, концентрирующегося нередко в виде более или менее отчетливо выраженных прослоев, наряду с учетом данных о выходе тяжелой фракции, облегчаются расчленение монотонных глинистых отложений и при наличии сходства в указанном отношении в сопоставляемых разрезах их корреляция.

При изучении глинистых пород пользуются теми же справочниками и руководствами, что и при исследовании песчаных и алевроитовых отложений [180, 197, 308, 309, 310].

Рассмотрим практические замечания, которые рекомендуется учитывать при минералогическом анализе тяжелых и легких фракций глинистых пород.

1. Оптимальным диаметром зерен при дроблении сцементированных глинистых пород (аргиллитов, глинистых сланцев и др.) является 0,5 мм. Более крупные обломки представлены в основном недораздробленными кусочками глинистых пород, из которых не полностью выделены мелкие зерна акцессорных минералов. При дроблении с получением обломков диаметром менее 0,5 мм часто нарушается целостность кристаллов минералов.

2. Не следует излишне злоупотреблять при подготовке глинистых пород к анализу обработкой проб кислотами и другими реагентами, применяемыми обычно для удаления различных примесей — карбонатов, сульфатов, сульфидов железа и др. [197], так как при этом могут растворяться глинистые и другие минералы (апатит, фосфаты, монацит и др.). Кроме того, в процессе такой обработки теряется в общем и так довольно ничтожная в глинистых породах часть кластогенных минералов.

В случае большого количества аутигенных минералов обработку проб кислотами в ряде случаев можно заменять увеличением полей подсчета зерен в иммерсионных препаратах. Соотношение кластогенных и аутигенных минералов достаточно определить в первом из подсчитанных участков поля зрения и в дальнейшем вести учет лишь кластогенных минералов. При наличии достаточного количества крупного алевритового или песчаного материала (диаметром более 0,05 мм) удаление некоторых аутигенных минералов успешно производится и с помощью электрической или электромагнитной сепараций, флотации или ультразвука (пирит, окислы и гидроокислы железа, слюды, глауконит, карбонаты и др.).

3. Основной рабочей фракцией глинистых пород является обычно класс с размером зерен 0,10—0,01 мм, поэтому минералогические исследования необходимо вести главным образом с помощью микроскопа. Бинокулярную лупу следует использовать для просмотра фракций более крупных размеров (0,25—0,10; 0,50—0,25; 1,00—0,50 мм и более) для установления характера поверхности и степени окатанности зерен и для отбора минералов (ильменита, фосфатов и др.) на микрохимические реакции. Параллельно необходимо просматривать шлифы с целью определения происхождения минералов (кластогенное, аутигенное) по форме зерен минералов, характеру их взаимоотношений друг с другом, последовательности выделения, степени окатанности и др.

4. Учитывая малый размер зерен основной рабочей фракции (0,10—0,01 мм) глинистых пород и незначительное количество или отсутствие зерен более крупного размера, при изучении разрезов с участием глинистых, а также карбонатных отложений (отличающихся еще меньшими размерами обломочного материала, чем глинистые породы) подсчет минералов в тяжелых и легких фракциях следует вести отдельно для классов 0,10—0,01 и 0,25—0,10 мм

К более крупной фракции (размером более 0,1 мм) избирательно тяготеют одни минералы материнских пород, развитые в виде крупных идиоморфных кристаллов или зерен неправильной формы (пироксены, амфиболы и др.), а к мелкой фракции (0,10—0,01 мм) — другие, представленные в этих же породах часто очень мелкими кристаллами и зернами различной формы (циркон, турмалин, рутил и др.). Вследствие этого при подсчете содержания зерен в объединенной фракции 0,25—0,01 мм соотношение отдельных минералов будет иным, чем в результате подсчета их раздельно во фракциях 0,10—0,01 и 0,25—0,10 мм. Поэтому сравнение данных анализов песчаников и алевролитов, содержащих больше зерен относительно крупных фракций, и глинистых, а также карбонатных пород, где преобладают мелкие фракции, будет менее объективным, чем при сопоставлении данных по всем образцам для фракций 0,10—0,01 и 0,25—0,10 мм раздельно.

Для получения материала, по возможности однородного по разрезу, следует также пофракционно сопоставлять и результаты выхода тяжелой и легкой фракций. При этом необходимо сравнивать данные по выходу кластогенной и аутигенной составных частей этих фракций, определив их соответственным подсчетом на основании данных минералогических анализов.

5. Легкая фракция, как известно, состоит в основном из наиболее распространенных породообразующих минералов горных пород: кварца, полевых шпатов, слюд, хлоритов и др. Вопрос об отнесении этих минералов к числу кластогенных или аутигенных далеко не всегда ясен в случае исследования песчаников и алевролитов и тем более — глинистых и карбонатных пород из-за трудности наблюдений в шлифах достаточно редких и разрозненных в глинистой массе зерен фракций 0,10—0,01 мм.

Другие минералы легкой фракции, например кальцит, гипс, цеолиты, глауконит, на основании размеров, морфологии зерен и приуроченности их к определенным фаціальным типам пород достаточно уверенно могут быть отнесены к аутигенным, если они не носят следов переноса (хорошая окатанность, сглаженная поверхность зерен, одинаковые размеры с заведомо кластогенными минералами, участие наряду с последними в прослоях песчаников и алевролитов и др.).

Затруднения в установлении происхождения (кластогенное, аутигенное) главных минералов легкой фракции не позволяют в должной мере использовать ее для решения многих задач минералогических исследований, несмотря на достаточно большой выход в осадочных, в том числе глинистых породах (обычно 80—90% и более). Поэтому главное внимание уделяется изучению минералов тяжелых фракций, состав которых по сравнению с легкой фракцией значительно разнообразнее, а происхождение в большинстве случаев устанавливается с большей уверенностью.

Кластогенные минералы тяжелых фракций осадочных, в том числе глинистых, пород представлены в основном минералами, являющимися аксессуарными во многих магматических, метаморфических

или более древних осадочных породах области сноса: цирконом, турмалином, рутилом, гранатом, апатитом, магнетитом, гематитом, ильменитом, дистеном, ставролитом, пироксенами, амфиболами, эпидотом и значительное более редкими — хромшпинелидами, монацитом и др. Некоторые из перечисленных минералов могли составлять иногда и более значительную примесь в материнских породах (дистен, ставролит, апатит, гранат и др.), а также быть второстепенными или главными порообразующими минералами (пироксены, амфиболы, магнетит, гематит, ильменит, гранат и др.).

Аутигенность минералов тяжелой фракции — сульфидов, окислов, гидроокислов железа, карбонатов (доломита, сидерита, магнезита и др.), глауконита, фосфатов, ангидрита, флюорита, целестина и др. обычно достаточно ясно устанавливается в шлифах по тем же признакам, что и для минералов легкой фракции.

Некоторые минералы, типичные для магматических и метаморфических пород — турмалин, рутил, анатаз, лейкоксен, гранат, эпидот и др. — встречаются в осадочных толщах в виде регенерированных зерен или новообразованных кристаллов с идиоморфными очертаниями, т. е. имеют аутигенное происхождение [13, 152, 165, 168, 193, 194, 265, 266, 277, 292, 315]. Перечисленные аутигенные минералы осадочных пород — карбонаты, глауконит, фосфаты, флюорит и др. — иногда наблюдаются в тяжелых фракциях в виде окатанных зерен, составляющих с другими кластогенными минералами прослойки песчаников, алевролитов; в этом случае можно предположить переотложение их из более древних осадочных пород.

6. Глинистые породы вследствие большей плотности по сравнению с песчаниками и алевроитовыми отложениями, большому содержанию пластинчатых и чешуйчатых минералов являются водоупорами, задерживающими ими вышележащие песчаники и алевролиты, обычно выделяющиеся как базальные слои циклов седиментации разного порядка. В породах этих пород наблюдаются часто довольно интенсивные процессы новообразования минералов: кварца, полевых шпатов, турмалина, анатаза, рутила и пр. В то же время в алевролитах, песчаниках и других породах, подстилающих глинистые отложения, нередко отмечаются следы растворения и коррозии минералов. Процессы новообразования и растворения минералов идут особенно интенсивно в случае присутствия в породах рассолов, гуминовых кислот или других растворяющих минералы реагентов.

Изучение эпигенетических изменений глинистых и смежных с ними пород весьма важно для решения целого ряда теоретических и практических вопросов геологии, в частности нефтяной геологии, в отношении коллекторских свойств пород, а также при восстановлении истории геологического развития отдельных регионов [152].

7. Исследование морфологических разновидностей минералов существенно уточняет результаты минералогических анализов тяжелых и легких фракций пород [4, 50, 88, 183, 196, 197, 314]. Очень часто количественное содержание минералов (циркона, турмалина и др.)

снизу вверх по разрезу мало изменяется в целом или не позволяет четко расчленить и сопоставить разрезы исследуемых отложений. Вместе с тем количественное содержание морфологических разновидностей минералов дает возможность более однозначно определить границы тех или иных стратиграфических подразделений.

Морфологические разновидности минералов тяжелой и легкой фракций песчано-алевролитно-аргиллитовых отложений верхнего докембрия и кембрия в Иркутском амфитеатре, в низовьях р. Енисея и Пачелмском прогибе были выделены по различиям цвета, оптических свойств, формы кристаллов, степени окатанности и другим признакам. Количественно учитывались разновидности наиболее широко распространенных в разрезе минералов: циркона (13) *, рутила (13), турмалина (15), граната (5), пироксенов (8), амфиболов (9), сфена (3), кварца (5) и др.

Изменения в содержании этих разновидностей наряду с изменениями петрографического и гранулометрического состава пород, их структурных и текстурных особенностей учитывались при проведении границ между циклами седиментации разного порядка и выделении корреляционных признаков составляющих их отложений. Большое значение при этом имели, в частности, идиоморфные кристаллы и окатанные зерна циркона бесцветного, розового, буровато-желтого; рутила желтого, коричневого, красновато-коричневого; турмалина зеленого, коричневого, голубого, синего (ряда дравита, шерла, индиголита); пироксенов ряда авгита, диопсида, эгирина; амфиболов ряда обыкновенной роговой обманки, щелочных и др. [317, 318].

8. При обобщении результатов минералогических анализов используются не только данные по изменению содержания снизу вверх по разрезу отдельных минералов и морфологических разновидностей минералов, но и группировка их в ассоциации по характеру общей направленности в изменении содержания по разрезу или на площади тех или иных групп минералов. При объединении кластогенных минералов в такие группы учитываются естественные парагенетические ассоциации минералов горных пород магматического и метаморфического происхождения, являющиеся первичными по отношению к осадочным. Так, например, для верхнекембрийских и нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра в соответствии с парагенетическими ассоциациями минералов архейских и протерозойских пород, измененных в условиях гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и хлоритовой фаций метаморфизма и развитых в Восточных Саянах, Хамар-Дабане, Прибайкалье [214], было установлено более двадцати ассоциаций кластогенных минералов тяжелой фракции: гиперстен-авгитовая, амфибол-авгитовая, гранат-гиперстен-авгитовая, гранат-амфиболовая, амфибол-эпидотовая, хлорит-эпидотовая, ставролит-пироксеновая и др.

Некоторые ассоциации были выделены по сочетанию различных морфологических разновидностей минералов: рутил-циркон-турма-

* Число выделенных разновидностей.

лин-лейкоксеновая, состоящая из окатанных, весьма разнообразно окрашенных зерен; циркон-турмалиновая, представленная хорошо образованными, неокатанными кристаллами различной формы, отличающимися разнообразием окраски, и др.

Анализ распределения ассоциаций кластогенных минералов снизу вверх по разрезу и по площади бассейна седиментации, занимавшего в позднедокембрийское и раннекембрийское время территорию Иркутского амфитеатра, позволил установить возможное изменение состава материнских пород и отчасти области сноса в различных периоды позднедокембрийского и раннекембрийского времени [318].

Данные о составе ассоциаций минералов тяжелых и легких фракций первичных горных пород, с которыми можно сравнивать те или иные ассоциации исследуемых осадочных образований, приводятся во многих работах [178, 194, 260, 261].

9. Минералогические исследования кластогенных и аутигенных минералов сопровождаются анализом данных выхода тяжелой и легкой фракций (кластогенной и аутигенной части) и их изменений снизу вверх по разрезу и на площади. При сходных условиях формирования глинистые породы отличаются от песчаных и алевритовых отложений, как правило, более низким выходом тяжелой фракции, а от карбонатных — более высоким.

Выход тяжелой фракции в различных, в том числе глинистых, породах изменяется в широких пределах в связи с различием состава материнских пород, характера рельефа областей сноса, дальности путей переноса обломочного материала, фациальных условий захоронения его и других особенностей палеогеографической обстановки соответствующего времени.

Небольшой выход кластогенной части тяжелой фракции K обычно связан с отложениями, сформировавшимися в период относительного тектонического покоя, при слабой эрозионной деятельности в области сноса и развитии в ее пределах пенеппенизированной поверхности. Значения K в таких случаях часто не превышают сотых-десятых долей процента. Например, для аргиллитов верхнего докембрия K равен 0,02—0,07% в олхинской свите Иркутского амфитеатра и 0,14—0,37% в валдайской серии Пачелмского прогиба; для песчаников и алевролитов тех же отложений значение K составляет 0,10—0,40 и 0,33—1,92% (редко более).

Высокий выход кластогенной части тяжелой фракции в различных породах имеет место в отложениях, в период образования которых на территории питающей провинции существовал высокий рельеф и происходила интенсивная денудация, связанная с усилением тектонической активности региона. При этих условиях наиболее характерные значения K для аргиллитов верхнего докембрия были равны 0,10—0,30% (реже до нескольких процентов) в ушаковской свите Иркутского амфитеатра и 0,20—2,30% в волинской серии Пачелмского прогиба. Для алевролитов же и песчаников величина K составляла 0,40—0,70 (иногда до нескольких процентов) в первом и 1,90—2,20% во втором случае.

Очень высокие значения выхода тяжелой фракции за счет большого содержания в ней аутигенных минералов характерны для глинистых и других пород лагунных фаций или водоемов с застойными водами, где часто в большом количестве образуются такие аутигенные минералы тяжелой фракции, как сульфиды железа, доломит, ангидрит, барит, целестин, флюорит и др. Так, в глинистых доломитах, мергелях и переходных разностях этих пород к аргиллитам нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра, образовавшихся в лагунных условиях с повышенной концентрацией солей, выход кластогенной части тяжелой фракции не превышал обычно сотых-десятых долей процента, в то время как аутигенная часть ее составляла от десятых до нескольких и в отдельных случаях до 20—30% и более.

Практика показывает, что даже в глинистых или глинисто-карбонатных породах, почти лишенных примеси обломочного материала (от долей до нескольких процентов), каковыми являются, например, аргиллиты верхнего докембрия валдайской серии Пачелмского прогиба, имеющие мелководно-морское происхождение, или мергели, глинистые известняки чопкинской и туколандинской свит верхнего кембрия низовьев р. Енисея, образовавшиеся в условиях более глубокого моря, удается выделить кластогенную часть тяжелой фракции и подсчитать в ней от нескольких десятков до 200—300 и более зерен минералов кластогенного происхождения. При наличии же рассеяной примеси (до 10—50%) или тонких прослоев алевритового, песчаного материала число этих зерен можно увеличить до 500—800 и более. Однако при работе с глинисто-карбонатными отложениями приходилось увеличивать исходную навеску образца для анализа до 0,5—5,0 кг, в отдельных случаях даже больше, и подсчитывать большое количество участков поля зрения (до нескольких десятков и более).

10. Трудоемкость работы с глинистыми породами оправдывается получением в ряде случаев положительных результатов исследований. Так, например, в монотонной толще аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов упомянутой выше валдайской серии, имеющей мощность 250—301 м, данные минералогического анализа помогли: 1) уточнить границы девяти циклов седиментации третьего, четырех циклов второго и двух циклов первого порядка, 2) выявить корреляционные признаки для этих подразделений по составу минералов кластогенного и аутигенного происхождения и использовать их при сопоставлении нескольких разрезов (скв. Каверино Р-1, Морсово Р-1, Сердобск Р-2 и др.).

По изменению состава ассоциаций минералов в достаточно сходных глинистых и песчаных породах палеогена и неогена Положского месторождения каолинистых глин различных условий формирования (прибрежные, мелководные морские, аллювиальные, долинно-озерные с образованием вторичных каолинов и каолинистых глин) оказалось возможным выделить в разрезе четыре минеральные зоны, подтвердившие подразделение отложений на ярусы, и установить изменение состава материнских пород во времени [50].

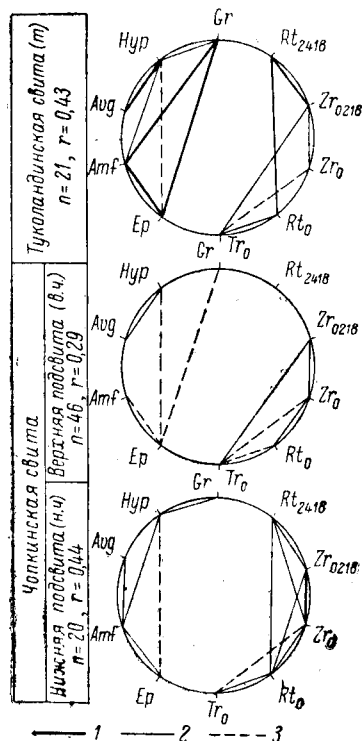


Рис. 5. Корреляционные связи минералов тяжелой фракции мергелей и глинистых известняков верхнекембрийских отложений, развитых на р. Чопко (бассейн р. Енисей).

Свиты, подбиты	Минералы	Гранат	Гиперстен	Авигт	Амфиболы	Эпидот	Турмалин	Рутил	Циркон	Циркон бесцветный	Рутил коричневый
		Gr	Hp	Avg	Amf	Ep	Tr ₀	Rt ₀	Zr ₀	Zr ₀₂₁₈	Rt ₂₄₁₈
Коэффициенты корреляции r											
Т. в. ч.	Rt ₂₄₁₈	-0,23	-0,31	-0,23	-0,27	-0,32	+0,32	+0,52	+0,33	+0,59	
в. ч.		-0,22	-0,09	-0,03	-0,12	-0,20	+0,20	+0,20	+0,01	+0,07	
н. ч.		-0,43	-0,56	-0,51	-0,45	-0,32	+0,18	+0,65	+0,59	+0,70	
Т. в. ч.	Zr ₀₂₁₈	-0,37	-0,42	-0,25	-0,52	-0,62	+0,57	+0,25	+0,66		
в. ч.		-0,20	-0,25	-0,39	-0,18	-0,35	+0,55	+0,32	+0,73		
н. ч.		-0,33	-0,60	-0,68	-0,70	-0,47	+0,36	+0,66	+0,81		
Т. в. ч.	Zr ₀	-0,58	-0,37	-0,16	-0,49	-0,54	+0,47	+0,30			
в. ч.		-0,29	-0,27	-0,35	-0,22	-0,42	+0,41	+0,67			
н. ч.		-0,39	-0,74	-0,52	-0,81	-0,67	+0,43	+0,73			
Т. в. ч.	Rt ₀	-0,20	-0,37	-0,27	-0,24	-0,14	+0,37				
в. ч.		-0,31	-0,36	-0,48	-0,30	-0,31	+0,51				
н. ч.		-0,24	-0,56	-0,35	-0,79	-0,53	+0,69				
Т. в. ч.	Tr ₀	-0,48	-0,44	-0,24	-0,47	-0,61					
в. ч.		-0,23	-0,35	-0,35	-0,28	-0,42					
н. ч.		+0,31	-0,13	-0,22	-0,69	-0,46					

n — число проб; r — коэффициент корреляции при степени достоверности $p_1 = 0,95\%$.
 $1 - r = 1,0 \div 0,75$; $2 - r = 0,75 \div 0,50$; $3 - r = 0,50 \div r_1$.

Т. В. Ч. Н. Ч.	Ep	+0,84 +0,36 +0,12	+0,45 +0,31 +0,48	+0,24 +0,04 +0,29	+0,82 +0,34 +0,65
Т. В. Ч. Н. Ч.	Amf	+0,84 +0,27 +0,05	+0,50 +0,14 +0,54	+0,15 +0,14 +0,51	
Т. В. Ч. Н. Ч.	Avg	+0,26 -0,12 +0,17	+0,85 +0,66 +0,42		
Т. В. Ч. Н. Ч.	Hp	+0,55 +0,02 +0,70			
	Gr				

Главные ассоциации минералов и значения $r \geq r_1$

Hp \leftarrow Avg \rightarrow \rightarrow Amf	Gr \leftarrow Amf \rightarrow Ep	Gr \leftrightarrow Hp	Avg \leftrightarrow Amf	Hp \leftrightarrow Ep	Rt ₀ \leftarrow Zr ₀ \rightarrow Tr ₀	Rt ₂₄₁₈ \rightarrow Zr ₂₄₁₈
--------------------------------------------------------	--------------------------------------	-------------------------	---------------------------	-------------------------	----------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------

Значения коэффициентов корреляции r между парами минералов

Т.	0,85	—	0,84	0,82	0,55	—	0,45	—	0,47	0,59
В. Ч.	0,66	—	—	0,34	—	—	0,31	0,67	0,41	—
Н. Ч.	—	0,54	—	0,65	0,70	0,51	0,48	0,73	0,43	0,70

11. Данные минералогических анализов глинистых, а также глинисто-карбонатных пород являются в ряде случаев вполне представительными для обработки их методами математической статистики для получения большей объективности и достоверности выводов [58, 59, 436]. В качестве примера приведем результаты корреляционного анализа минералов тяжелой фракции верхнекембрийских отложений, развитых на правом берегу р. Енисей, в его низовьях (бассейн р. Чопко). Статистическая обработка результатов минералогических анализов образцов В. И. Драгунова выполнена во ВСЕГЕИ Л. Н. Парадеевой и Н. Я. Тихомировой. Коэффициенты корреляции рассчитаны на ЭВМ З. В. Агукиной.

По фаунистическим и литологическим особенностям пород верхнекембрийские отложения р. Чопко расчленяются снизу вверх по разрезу на чопкинскую и туколандинскую свиты.

Чопкинская свита (760 м) сложена темно-серыми, зеленовато-серыми и черными аргиллитами, в той или иной мере известковистыми, подчиненно доломитами и известковыми конгломерато-брекчиями. По преобладанию в нижней части разреза аргиллитов и в верхней — карбонатных пород в чопкинской свите выделяют нижнюю и верхнюю подсвиты.

Туколандинская свита (320 м) представлена серыми известняками, содержащими подчиненные прослойки желтовато-серых доломитов и красных мергелей.

Минералогические анализы проводились из образцов наиболее распространенных в разрезе близких по составу пород — зеленовато-серых глинистых известняков, доломитов и мергелей. Интервал опробования составлял в среднем 10—15 м.

Линейные парагенезисы минералов тяжелой фракции (с размером зерен 0,01—0,10 мм) по парным коэффициентам корреляции были установлены для наиболее характерных и распространенных минералов и морфологических разновидностей некоторых из них.

На рис. 5 приведена корреляционная матрица с указанием коэффициентов корреляции r для некоторых главных минералов и их морфологических разновидностей, развитых в туколандинской свите, верхней и нижней подсвитах чопкинской свиты (в. ч. и н. ч.).

Из корреляционной матрицы и круговых диаграмм отчетливо видны две антагонистические группы минералов с отсутствием положительных связей на протяжении всего разреза: 1) неустойчивых или малоустойчивых к процессам выветривания минералов, представленных гранатом Gr, гиперстеном Нур, авгитом Avg, амфиболами Amf, эпидотом Ep; 2) устойчивых в этом отношении минералов, состоящих в основном из хорошо окатанных зерен турмалина, рутила, циркона округлой формы (Tr_0 , Rt_0 , Zr_0) или призматических кристаллов $Zr_{0,218}$ и Rt_{2418} *.

* Цифровой индекс при знаке минерала соответствует принятому коду, где первые две цифры означают цвет, а две вторые — форму зерен. Например, $Zr_{0,218}$ — бесцветный циркон в виде удлиненно-призматических кристаллов, Rt_{2418} — кристаллы рутила такой же формы коричневого цвета.

По степени убывания силы положительных связей между парами минералов с учетом парагенетических ассоциаций минералов возможных материнских пород (метаморфических, магматических среднеархейского, протерозойского возраста и других в горном обрамлении Сибирской платформы) были выделены главные и второстепенные ассоциации кластогенных минералов.

Как видно из рис. 5, эти ассоциации не остаются постоянными в пределах трех рассматриваемых стратиграфических подразделений: туколандинской свиты и двух подсвит чопкинской свиты.

В отложениях туколандинской свиты обнаруживаются наиболее сильные положительные связи между: 1) моноклинными (Avg) и ромбическими (Hgp) пироксенами ($r = +0,85$), 2) гранатом (Gr) и амфиболами (Amf) ($r = +0,84$), 3) амфиболами и эпидотом (Ep) ($r = +0,82$) и др. В породах нижней подсвиты чопкинской свиты отмечена максимальная в разрезе сила связи между рутилом и цирконом, представленными в основном окатанными зернами (Rt_0 , Zr_0 , $r = +0,73$; Rt_{2418} , Zr_{0218} , $r = +0,70$) и минимальная (незначительная) сила связи между гранатом и амфиболами ($r = +0,05$), гранатом и эпидотом ($r = +0,12$). В пределах верхней подсвиты чопкинской свиты наблюдаются промежуточные значения r для большинства из перечисленных выше пар минералов и целый ряд изменений по характеру и значению коэффициентов корреляции между парами других минералов: рутилом и цирконом ($Rt_0 \leftrightarrow Zr_0^*$, $Rt_{2418} \leftrightarrow Zr_{0218}$), цирконом и турмалином ($Tr_0 \leftrightarrow Zr_{0218}$) и др. (рис. 5).

Изменения состава глинистых ассоциаций кластогенных минералов снизу вверх по разрезу указывают на заметные различия в составе материнских пород области сноса в туколандинское, позднее и раннечопкинское время. В совокупности с результатами прочих литологических исследований эти данные являются одним из подтверждений правомерности произведенного стратиграфического расчленения разреза верхнекембрийских отложений, развитых в бассейне р. Чопко, и могут быть использованы в дальнейшем при корреляции с другими разрезами верхнекембрийских отложений данного района.

Результаты корреляционного анализа кластогенных минералов, приведенные выше, и другие (данные r для пар минералов или химических элементов, а также для минералов, элементов с выходом кластогенной или аутигенной частей тяжелой фракции, гранулометрическим составом пород и пр.) можно использовать не только в целях корреляции, но и для целого ряда геологических выводов, в частности при уточнении вопросов о составе материнских пород, характере рельефа области сноса, степени интенсивности эрозионной деятельности в пределах последней и т. д.

* Знак \leftrightarrow означает связь между двумя минералами.

Г Л А В А V

КОНКРЕЦИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Конкреции глинистых пород широко распространены во многих глинистых осадках и породах и являются их важным литогенетическим признаком. Отдельные типы конкреций и их комплексы могут быть использованы для познания условий образования и последующих изменений вмещающих их пород. В ряде случаев они являются хорошим коррелятивным признаком; кроме того, многие конкреции используются так же, как и полезные ископаемые.

В последнее десятилетие изучение конкреций особенно широко развернулось в СССР. Наибольшее внимание уделялось изучению конкреций угленосных, фосфоритоносных (конкреционные фосфориты), некоторых карбонатных (главным образом кремнистые конкреции), марганцово-железородных и бокситоносных отложений. На материале изучения конкреций угленосных, а затем и неугленосных отложений разработан и применен на практике новый метод литологических и фациальных исследований — конкреционный анализ [119, 122, 207, 208, 209, 210]. После первых опытов применения в Печорском и Донецком угольных бассейнах метод начинают применять и в других бассейнах.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Конкреции встречаются в глинистых породах различного возраста — от докембрия до настоящего времени.

Основная масса, по приближенным подсчетам — более 90% древних и современных конкреций, приурочена к нескольким группам осадочных формаций. Эти формации характеризуются существованием длительных фаз медленного осадконакопления без размывов, а также значительным содержанием лагунных, озерных, заливовых и других фаций, характеризующихся закономерными колебаниями геохимического режима, высокой геохимической подвижностью тех или иных элементов при диагенезе, чередованием фаз быстрого и медленного осадконакопления. Наиболее богаты конкрециями, по-видимому, угленосные формации; конкреции широко распространены в корах выветривания, во многих неугленосных молассах и некоторых карбонатных отложениях. Основная масса конкреций сосредоточена в более или менее мелкозернистых терригенных (иногда также карбо-

натно-терригенных и карбонатных) породах лагунного или близкого к нему происхождения. Наиболее благоприятны для образования конкреций гумидный, семигумидный и частью семиаридный климаты. Совершенно лишены конкреций все наиболее грубозернистые обломочные породы, независимо от фаций (конгломераты и брекчии), большинство осадков высокоподвижных потоков (аллювиальные, пролювиальные, морских течений).

Конкреции в глинистых породах составляют не менее одной трети от общего объема конкреций в стратифере. Наибольшая часть их приурочена к глинистым породам с более или менее значительной примесью алевроитового материала или более или менее тонко переслаивающимся с алевроитовыми и песчаными породами.

Конкреции глинистых и алевроито-глинистых пород иногда имеют меньшие размеры и большую частоту встречаемости; в их составе минералы окисных и закисных форм железа играют относительно большую роль по сравнению с конкрециями в песчаных породах той же формации.

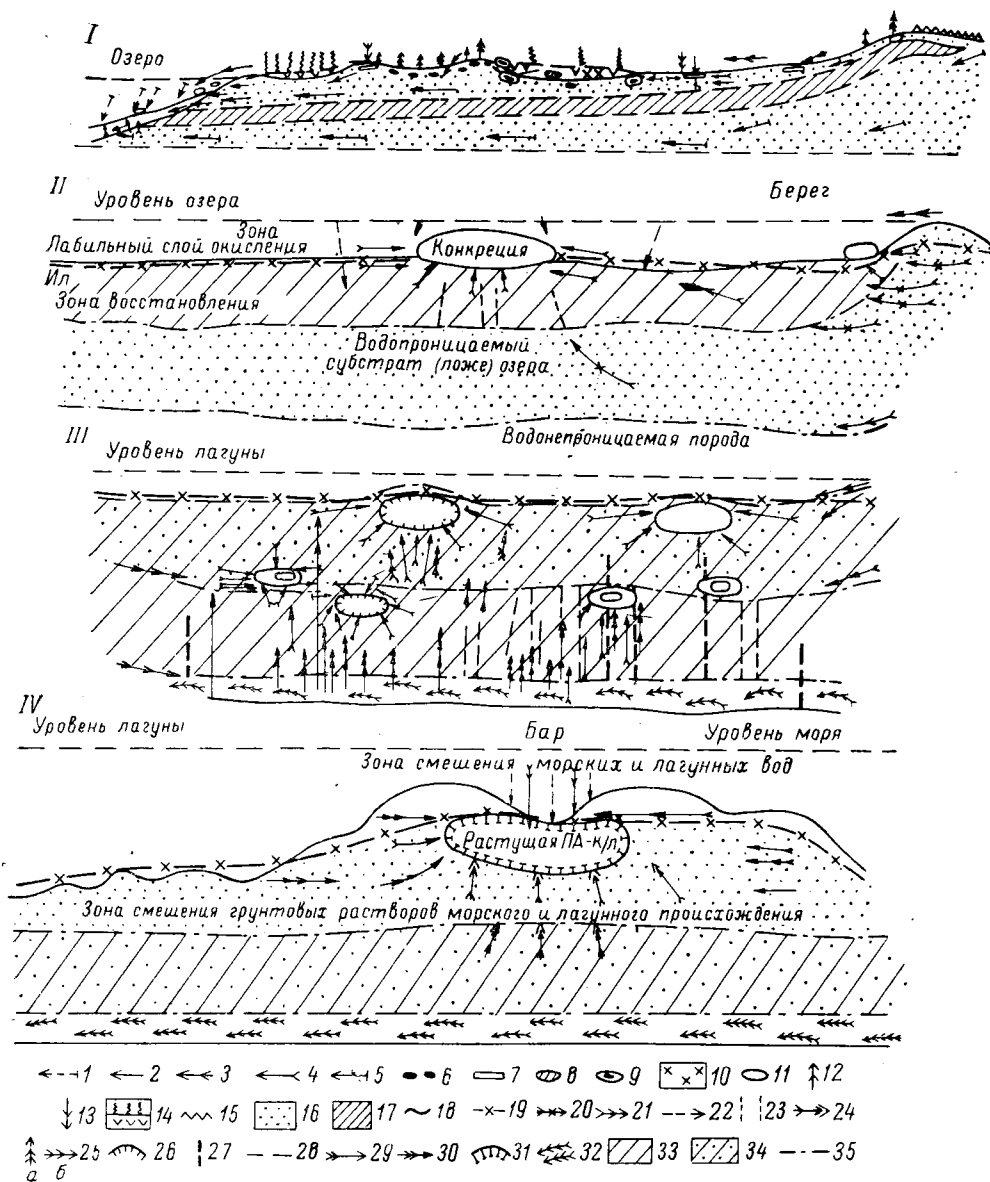
Некоторые группы конкреций встречаются только в глинистых породах (например, глиноземистые, каолиновые, ряд железистых и др.). Многие особенности конкреций — химико-минеральный состав, структура, текстура и другие — зависят от климата и солености конкрецьеобразующего раствора и могут быть сходными в разных по гранулометрическому составу породах. Поэтому для понимания своеобразия и фациального значения конкреций в глинистых породах необходимо сопоставлять их в пределах каждой данной формации с конкрециями пород другого гранулометрического состава (если они имеются).

В составе конкреций установлено более 90 гипергенных минералов. Однако резко выделяется сравнительно небольшая группа минералов, которые образуют подавляющее большинство конкреций глинистых пород. К ним относятся карбонатные минералы (кальцит, сидерит, доломит, анкерит, магний-сидериты, гораздо реже — другие карбонаты) и окисные (различные минералы кремнезема, гидроксидов железа, марганца, алюминия). Затем следуют конкреции минералов сульфидов железа, сульфатов и фосфатов кальция, некоторых лептохлоритов и глауконита. Остальные относительно малораспространенные конкреции очень разнообразны, особенно если учитывать не только их минеральный состав, но и другие признаки.

Конкреции являются своеобразными и сложными геологическими телами. Кроме состава вещества они характеризуются также комплексом других литологических признаков — формой, размером, текстурой, структурой, характером залегания и т. д. Сочетание всех признаков определяет огромное разнообразие литологических типов конкреций, которые прямо или косвенно связаны с фациями или формациями вмещающих пород и могут быть использованы при фациальном анализе осадочных толщ.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «КОНКРЕЦИИ» И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

До сих пор нет однозначного определения самого понятия «конкреции». Определения, которые даны в геологических словарях и справочных руководствах, нельзя признать удовлетворительными.



Автор [210] предлагает следующее определение конкреций. Конкрециями называются аутигенные (хемо- или биохемогенные) минеральные стяжения, ясно отличающиеся от вмещающей среды (породы, почвы) по составу, форме и другим признакам и ясно от нее отграниченные. Они растут в разных направлениях более или менее концентрически вокруг одного или множества центров роста за счет концентрации рассеянных во вмещающей среде компонентов. Сочетание роста с разной скоростью по определенным направлениям и концентрического роста создает многообразие форм и внутреннего строения конкреций.

Основные признаки конкреций, сформулированные в определении, достаточны для их правильной диагностики. Однако необходимы некоторые пояснения.

1. В отличие от плоской, узкой и выгнутой формы жильных образований и пластоподобной формы осадочных пород, а также участков повышенной цементации другого происхождения (например, пятен доломитизации, участков окремнения и т. д.), среди конкреций резко преобладает тенденция к более или менее округленной форме — овалоидной (шар и эллипсоид являются частными случаями овалов) и реже — цилиндрической или конической.

2. Минеральное вещество, концентрирующееся в конкрециях химическим или биохимическим путем из окружающего истинного или реже коллоидного раствора, называется конкрециеобразователем.

3. Процессы образования конкреций мало изучены. Однако имеющиеся наблюдения над процессом роста конкреций и эксперименты по их искусственному получению позволяют считать, что чаще всего стяжение конкрециеобразователя происходит путем диффузии к

Рис. 6. Схемы образования конкреций в современных гумидных фациях и некоторых древних водоемах.

I — схема расположения озерных, болотных и почвенных конкреций лесной зоны и путей миграции конкрециеобразователей; II — предполагаемая схема некоторых условий роста современных озерных железистых конкреций; III — схема одного из этапов образования конкреций в глинистых донных илах Воркутской лагуны; IV — предполагаемая схема формирования песчано-анкеритовых конкреционных линз и конкреций в баровом песке Воркутской лагуны в фазу перерыва седиментации в опресненно-лагунном цикле.

1 — направления садки солей железа из наддонной воды; 2 — пути инфильтрации грунтовых вод, относительно богатых Fe, CO₂ и HCO₃; 3 — пути потоков поверхностных вод; 4 — господствующие направления диффузии конкрециеобразователей (на II и III — Fe²⁺, на IV — Ca, Mg, Fe); 5 — инфильтрация грунтовых болотных вод, богатых гумусом и CO₂, но бедных Fe; 6 — ортштейны; 7 — ортзанды; 8 — болотный сидерит; 9 — болотный бурый железняк; 10 — вивинанит; 11 — озерные железистые конкреции; 12 — суглинки и супеси с еловым лесом; 13 — лес на песчаных, но слабо дренированных почвах; 14 — низинный торфяник; 15 — верховой торфяник; 16 — водопроницаемый песчаный грунт; 17 — водонепроницаемый или слабо водопроницаемый грунт; 18 — поверхность осадка; 19 — господствующее положение окислительно-восстановительной границы; 20 — направления инфильтрации грунтовых вод через водопроницаемое ложе; 21 — направления грунтового потока в иле по уклону ложа; 22 — инфильтрация наддонных вод; 23 — корневые системы в иле, облегчающие инфильтрацию; 24 — направления диффузии и движения грунтовых вод; 25 — направления движения CO₂ и H₂S (a) и боковая инфильтрация грунтовых вод с ионами Fe, Mg и Ca (б); 26 — концентрическая зона превращения бикарбоната в карбонат и осаднения карбоната; 27 — начало образования диагенетических трещин; 28 — наддонная вода (уровень); 29 — инфильтрация смешанных лагунных и морских вод; 30 — направления инфильтрации опресненно-лагунных вод в баровые пески и диффузии иона Fe; 31 — зона выпадения конкрециеобразователя; 32 — погребенный торфяник; 33 — глинистые осадки; 34 — алевро-глинистые осадки; 35 — контакты слоев.

центрам роста, которыми могут быть органические и неорганические остатки, бактериальные колонии, пузырьки газа и т. д.; в окончательно сформированном теле конкреции следы этих первоначальных центров осаднения очень часто совершенно незаметны. Центростремительная диффузия определяет тенденцию конкреций к сферической форме; диффузия в неоднородной среде идет с разной скоростью по разным

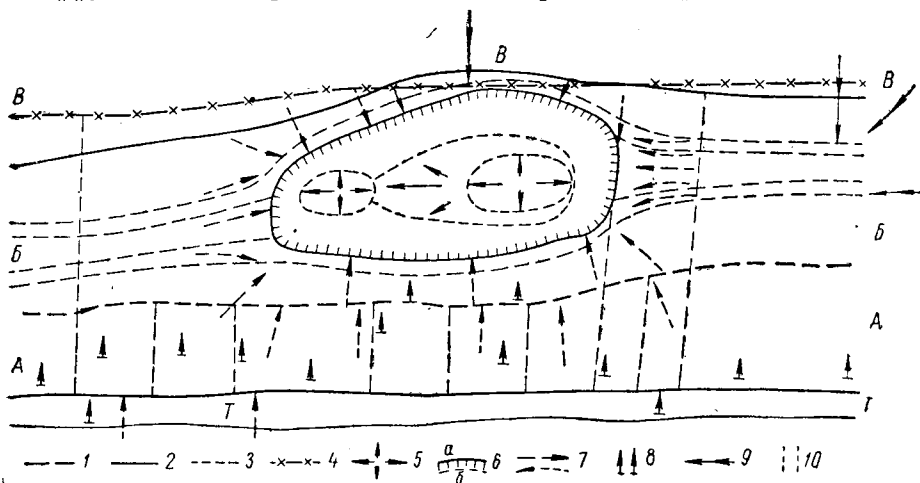


Рис. 7. Схема процесса роста конкреционного тела в глинистом осадке мелкого водоема гумидной зоны, с погребенным торфяником.

1 — контакт слоев глинистых осадков; 2 — поверхность раздела осадка и наддонной воды; 3 — направление слоистости (слоистости) внутри осадка, диагенетическое изгибание ее в результате роста конкреционного тела и обтекания слоистостью конкреции; 4 — господствующие положения окислительно-восстановительной границы в древнем водоеме лагунного типа с глинистыми осадками; 5 — главные направления (векторы) роста конкреции; 6 — концентрическая зона выпадения конкрецееобразователя; а — в конечную фазу роста конкреции; б — в некоторые из ранних фаз; 7 — господствующие направления диффузии ионов растворенных конкрецееобразователей (например, железа, HCO_3' и др.); 8 — направления господствующих движений CO_2 и H_2S ; 9 — направления инфильтрации растворенных конкрецееобразователей из наддонной воды и (иногда) боковым грунтовым потоком; 10 — начало образования диагенетических трещин обезвоживания в осадке, вмещающем конкрецию, совпадающее с последней фазой роста конкреционного тела. Т — погребенный торфяник; А — глинистый осадок кровли торфяника с обильными растительными остатками и кислой средой раннего диагенеза; конкреции не образуются; Б — вышелегающий; алевроглинистый осадок с несколько меньшим количеством растительных остатков и менее кислой средой, эволюционирующей в сторону повышения pH в ходе диагенеза; В — наддонные воды.

направлениям, что может объяснять разнообразие отклонения от сферической формы «идеальной» конкреции (чаще всего в слоистом осадке наиболее быстрый рост идет вдоль поверхности напластования, что вызывает тенденцию к удлинению и уплощению формы).

Кроме диффузии конкрецееобразователь может концентрироваться и путем инфильтрации и частично путем поднятия по капиллярам (что показано наблюдениями над современными конкрециями). Некоторую роль может играть выделение коллоидов, с образованием типичных колломорфных форм. Сложное сочетание всех процессов определяет разнообразие конкреций в природе. Тенденция к округ-

лой форме при всех вариантах генезиса определяется тенденцией к формированию тела с минимумом поверхностной энергии. На рис. 6 (II—III) и 7 показаны предполагаемые схемы роста конкреций и отдельные этапы роста в современных и древних глинистых осадках. На рис. 7 показано типичное распределение I конкреций в комплексе фаций современной гумидной зоны низменной суши и для сравнения показано образование IV конкреций в песчаных осадках, в которых главную роль играют не диффузионные, а инфильтрационные процессы.

Конкреции в глинистых осадках в подавляющем большинстве случаев образуются диффузионным путем. На рис. 7 схематически показан процесс роста конкреции в условиях рэчного диагенеза глинистых осадков в гумидной озерной или лагунной обстановке, характеризующейся массовым образованием конкреций.

4. Слово «конкреция» означает «сгущение». В отличие от других сгущений (псевдоморфоз, жил, секрций, бесформенных участков повышенной цементации, одиночных кристаллов, друз в пустотах или в цементе) все конкреции, даже неправильной формы, имеют более или менее устойчивые для данной группы конкреций и вмещающих пород закономерные формы роста и обособления от вмещающей среды.

В противоположность росту кристаллов рост конкреций идет не параллельно плоским поверхностным (граням) и кристаллографическим осям кристаллов, но параллельно определенным типам выпуклых кривых поверхностей или их сочетаний.

5. Концентрический рост большей частью не фиксируется ясно заметным concentрическим строением конкреций и выражается лишь той или иной степенью кривизны, закругленностью поверхности конкреции, хотя отдельные ее участки могут быть почти или даже совсем плоскими.

Но далеко не всякие округлые минеральные образования являются конкрециями, например: а) глиняные катуны; б) овалоидные формы отдельностей в глинистых породах, отличающиеся от пласта

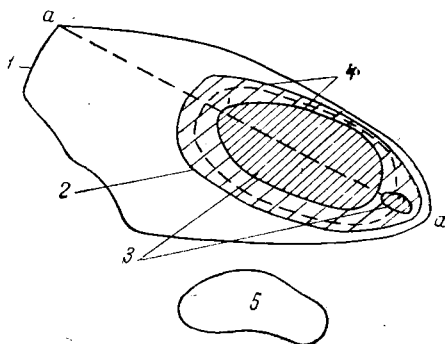


Рис. 8. Схема соотношения конкреции, субконкреции и формы отдельности вмещающей глинистой породы (Печорский бассейн, р. Воркута, обн. 38, пакет М воркутской подсерии). Вид в сечении плоскостью напластования.

1 — желваковая отдельность глинистой вмещающей породы с ничтожным количеством рассеянного железистого карбоната; 2 — субконкреция скорлуповатого строения с небольшой примесью тонкодисперсного железистого карбоната; 3 — глинисто-железисто-карбонатная конкреция с резким преобладанием карбоната над глинистым веществом; субконкреция облекает две сближенные конкреции; 4 — поверхность раздела конкреции и субконкреции и поверхность раздела субконкреции и вмещающей породы, отмеченные налетом тонкодисперсного кальцита; 5 — форма конкреционно-го тела в другом, нормальном, сечении. $aa = 20$ см.

вмещающей породы только по форме, а не по составу и являющиеся результатом не стяжения, а только изменения в расположении глинистых частиц; в) различные псевдоморфозы, форма которых определяется формой того органического или неорганического образования, которое они замещают. Но так называемые известковые «водорослевые» желваки, если их форма не определяется формой водоросли, осаждавшей CaCO_3 , а создана в процессе стяжения конкрециеобразователя, являются конкрециями (если они удовлетворяют другим элементам определения).

6. В отличие от секретий (минеральных стяжений в пустотах) форма конкреций в общем не зависит от формы полостей в породе, и рост идет от центров к периферии, а не наоборот [469]. Этим конкреции отличаются от внешне сходных с ними округлых секретий и жезд (полых секретий), которые нельзя смешивать с полыми конкрециями.

7. Между конкрециями и округленными текстурными формами вмещающих пород существуют разнообразные переходы. Переходные формы между конкрециями и вмещающими породами можно назвать субконкрециями; они представляют собой или первую фазу роста конкреций в условиях малого поступления конкрециеобразователя или ареалы концентрации вещества вокруг растущей конкреции. Пример типичных соотношений между конкрецией, субконкрецией и оваловидной отдельностью вмещающей глинистой породы показан на рис. 8. Отдельность, форма которой показана на рисунке, свойственна целому слою данной породы в зоне выветривания и сама по себе не имеет связи с образованием конкреций, но там, где есть конкреция, она приспосабливается к ее форме. Во вмещающую породу субконкреция переходит постепенно, но все же отличается от нее значительно более высоким содержанием конкрециеобразователя. Эти соотношения легко объяснить по схеме роста диффузионной конкреции, показанной на рис. 7. Субконкреция представляет собой ареал концентрации конкрециеобразователя вокруг конкреции, недостаточной для образования собственно конкреции. Очевидно, что этот ареал образуется в несколько более позднюю фазу, чем конкреция, и одна субконкреция может облекать две или более конкреции, как это видно и на рис. 8. Показанные соотношения могут сильно изменяться. Если в осадках мало конкрециеобразователя, то конкреция как бы останавливается на стадии субконкреции, не резко обособленной от вмещающей породы.

3. МИКРО-, МАКРО- И МЕГАКОНКРЕЦИИ. КОНКРЕЦИОННЫЕ СРОСТКИ

Конкреции делятся по размеру и происхождению на три группы: микроконкреции, макроконкреции, или собственно конкреции (толщина обычно от 2 мм до 30—50 см, длина от 2 мм до 1, редко до 3 м), и мегаконкреции, или конкреционные линзы. В глинистых породах

конкреционные линзы сравнительно редки и более 90% количества конкреций представлено микро- и в особенности макроконкрециями.

Микроконкреции (толщиной меньше 2 мм) известны под названиями «сферолитов, глобуль и оолитов». Отличие конкреций по размерам (несмотря на условность принятой границы в 2 мм) имеет и генетический смысл, так как столь мелкие конкреции встречаются в более широком диапазоне фаций, чем более крупные, а некоторые (оолиты) могут возникать в седиментационную стадию в подвижных водах.

Среди более крупных конкреций в свою очередь резко выделяются гигантские формы, обычно толщиной более 30—50 см и длиной до 3 и даже до 30 м, представляющие собой неправильные линзы конкреционного происхождения. Эти мегаконкреции, или конкреционные линзы [210], ясно отличаются от более мелких конкреций (несмотря на условность принятой границы и наличие переходных форм) по размеру и происхождению. Они возникают в результате диффузии, но главным образом в результате инфильтрации конкрециеобразователя. Однако между конкреционными линзами и остальными конкрециями существуют постепенные переходы, ясно показывающие родство их происхождения.

Если центры роста отдельных конкреций расположены близко друг от друга и поступление конкрециеобразователя достаточно длительно, отдельные конкреции срастаются, образуя конкреционные сростки, которые нельзя смешивать при описании с отдельными конкрециями. Крупные сростки могут по размеру совпадать с мегаконкрециями и даже превосходить их, но происхождение их совершенно другое. Часто образуются конкреционные сростки пластоподобного вида. Конкреционное происхождение такого «пласта» выявляется волнистой поверхностью, сохраняющей следы очертания верхних поверхностей исходных конкреций. Многие месторождения железных и марганцевых, алюминиевых, фосфатных и других руд представлены главным образом конкреционными сростками (например в зеленых глинах Никопольского марганцевого месторождения и др.).

4. СВЯЗь КОНКРЕЦИЙ СО СТАДИЯМИ ЛИТОГЕНЕЗА

Часто думают, что конкреции являются исключительно диагенетическими образованиями [303, 358]. Это представление вошло и в руководство по литологии [223]. Однако оно неточно. Известны конкреции, которые возникают путем выпадения конкрециеобразователя прямо из наддонной воды (например, на поверхности каменистого грунта, где исключен подток конкрециеобразователя снизу из илового раствора). Таковы, например, многие современные железистые и железисто-марганцевые конкреции в озерах, некоторые кальцитовые и др. Такие конкреции являются додиагенетическими, седиментационными.

Известны и более поздние, чем диагенетические, катагенетические конкреции. Конкреции образуются и в изверженных породах. Таким

образом, специфика образования конкреций не сводится к диагенетической концентрации и перераспределению вещества, и далеко не все диагенетические перераспределения аутигенных компонентов приводят к образованию конкреций: например, диагенетические выделения кальцита по диагенетическим трещинам, участки повышенной цементации, отдельные диагенетические кристаллы и т. д. не являются конкрециями.

Таким образом, конкреции в осадочных породах образуются в стадии седиментации, диагенеза и катагенеза. Но большинство конкреций, особенно в глинистых породах, действительно образовалось в процессе диагенеза, причем чаще всего в рыхлом сильно обводненном субстрате или даже на его поверхности из верхнего слоя грунтового раствора, т. е. в начальные фазы диагенеза.

Конкреции седиментационной стадии обычно представлены микроконкрециями или наиболее мелкими формами и отличаются полным отсутствием или ничтожной примесью каких-либо других веществ, кроме конкрециеобразователя; образующийся позже или совершенно одновременно с ними глинистый или другого состава осадок облекает поверхности конкреций плашеобразно. Примером седиментационных конкреций являются некоторые натечные конкреции типа «горохового камня», образующиеся в источниках, в пещерах и т. д. Во многих случаях отделить их от раннедиагенетических очень трудно.

Диагенетические конкреции отчетливо разделяются на две группы: ранне- и позднедиагенетические. Общим признаком обеих групп является главным образом присутствие внутри конкреций кроме конкрециеобразователя остаточного вещества вмещающей породы и сохранение в ряде случаев внутри конкреций текстурных признаков и органических остатков, сходных с аналогичными признаками вмещающей породы. Но в остальном эти две группы конкреций довольно резко отличаются друг от друга.

Главные отличительные признаки раннедиагенетических конкреций: 1) обтекание (хотя и не всегда) конкреций слоистостью породы сверху и часто снизу; 2) отчетливая связь с первичными текстурными формами осадка и отсутствие связи с вторичными (например, с трещиноватостью); 3) ясное отличие степени сохранности органических остатков в конкреции и вмещающей породе (обычно более хорошая в конкреции); 4) обычно, хотя и не всегда, залегание конкреций соответственно напластованию вмещающей породы; 5) позднедиагенетические трещины так называемого эндокливажа секут конкрецию или независимы от нее; 6) тесная связь с определенными литогенетическими типами и стратиграфическими горизонтами вмещающих пород.

Позднедиагенетические конкреции отличаются от раннедиагенетических главным образом: 1) связью с позднедиагенетическими процессами в породах, например с образованием диагенетических трещин; 2) менее отчетливой связью с фаціальными особенностями пород; 3) обычно менее высокой степенью минерализации; 4) отли-

чиями состава от заведомо раннедиагенетических конкреций того же фациального типа породы.

Некоторые конкреции и, в особенности, конкреционные линзы и конкреционные сростки образуются многофазно — от ранних до поздних стадий диагенеза. На рис. 7 показан случай, когда конечная фаза роста конкреции продолжалась до начала стадии образования эндокливажа, с которым в этом случае совпадает одно из боковых ограничений конкреций. Вообще присутствие в конкреции плоских или почти плоских граней является более или менее надежным доказательством того, что ее рост завершился уже в позднедиагенетическую стадию. Позднедиагенетические конкреции встречаются в глинистых породах относительно редко; большей частью это некоторые конкреции пирита и кремнезема (но основная масса пиритовых и кремневых конкреций также является раннедиагенетической). Но поздние диагенетические процессы часто сильно проявляются в некоторых изменениях структуры и вещества раннедиагенетических конкреций, например в форме перекристаллизации конкрециеобразователя, образовании трещин в конкреции и аутигенных выделений в них и т. д.

Катагенетические конкреции еще более редки, чем поздние диагенетические, и отличаются от диагенетических тем, что образуют горизонты, секущие несколько слоев соответственно уровню катагенетического грунтового раствора, или формируются в диагенетических пустотах. Несколько шире распространены конкреции, образующиеся в зоне выветривания древней породы или комплекса пород. Они легко определяются по залеганию в коре выветривания и другим признакам, связывающим их с процессами выветривания.

Особо нужно выделять переотложенные и остаточные конкреции. Переотложенные конкреции связаны с механическим переносом конкреций быстротекущими водами и в глинистых породах поэтому исключительно редки. Остаточные конкреции образуются в тех случаях, когда осадок или кора выветривания, в которых первоначально сформировалась конкреция, были размыты водой при изменении динамики среды, но конкреция, более тяжелая, чем частицы вмещающего осадка, осталась на месте своего залегания и затем вновь была погребена новым осадком. Эти конкреции характеризуются прежде всего резким отличием состава и крупностью зерна терригенных компонентов внутри конкреции и терригенных компонентов вмещающей породы; несоответствием химико-минерального состава и других признаков конкреции условиям образования вмещающей породы; иногда также присутствием остатков первоначального вмещавшего глинистого осадка около конкреции, следами механической обработки поверхности конкреции и т. д. Примером остаточных конкреций могут быть, например, глинисто-карбонатные, которые иногда залегают в песчаниках и даже гравелитах; состав цемента вмещающего песчаника и песчано-карбонатных конкреций в них резко отличается от состава остаточной конкреции (например, глинисто-сидеритовые остаточные конкреции и кальцитовый цемент вмещающего

песчаника). Значение находок таких остаточных конкреций для фацеального анализа может быть очень велико, так как они позволяют «воскресить» признаки размытых глинистых осадков, в которых они образовались.

Наибольшее значение для фацеального анализа глинистых пород имеют раннедиагенетические конкреции, так как они широко распространены и тесно связаны с первичной фацеальной обстановкой. Следует, однако, всегда иметь в виду упомянутую выше многофазность диагенеза и соответственно конкрециеобразования, которая обычно проявляется в ясно концентрическом строении конкреций и в отличиях состава концентратов, отражающих смену состава грунтового раствора (например, кальцито-сидеритовые конкреции с сидеритом в ядре и кальцитом в оболочке).

5. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

При описании конкреций следует указывать: 1) характер залегания и распределения конкреций в данной породе, 2) признаки конкреций и их сростков (при этом микро-, макро- и мегаконкреции должны изучаться и разделяться и во взаимных соотношениях) и, наконец, 3) признаки вмещающих конкреции пород и их соотношения с признаками конкреций.

Формы залегания и распределение конкреций

Различают одиночные конкреции и конкреционные скопления. Подавляющее большинство конкреций залегает скоплениями, приуроченными к определенным слоям или прослойкам слоя, или к контактам прослоев или слоев. На рис. 9 схематически показаны наиболее распространенные в глинистых породах типы конкреционных скоплений в нормальном сечении вмещающего слоя и предложена номенклатура, которой рекомендуется пользоваться. Залегание типа «кучеобразных» и «гнездообразных» скоплений *IIa* и *IIб* характерно для некоторых типов неслоистых глинистых пород, связанных с застойными или полужастойными водоемами лагунного и озерно-болотного типа.

Наиболее распространены скопления *III*, которые можно назвать конкреционными прослоями [208]. В литературе они часто именуются также «конкреционными цепочками» (неудачный термин), «горизонтами» (термин точно описывает характер этих скоплений, но неприемлем, так как термин «горизонт» употребляется при анализе стратиграфического значения конкреций в другом, более широком понимании). Эти скопления в целом имеют форму пластоподобного, хотя и прерывистого тела, обычно (хотя и не всегда) залегающего соответственно напластованию вмещающих пород. Образование конкреционных прослоев связано с определенным уровнем грунтовых вод или поверхности осадка, на котором происходит выпадение конкрециеобразователя.

Конкреционные прослои называются прерывистыми, если отдельные конкреции разобщены по простиранию в прослоях вмещающей породы, сплошными, если они по простиранию вплотную прилегают друг к другу, и слитными, если они срастаются друг с другом боками (рис. 9, IIIa). В последнем случае они представляют собой пластоподобные сростки, о которых говорилось выше. По простиранию конкреционных прослоев обычно наблюдаются переходы прерывистых в сплошные, слитные и наоборот, что доказывает их генетическое единство.

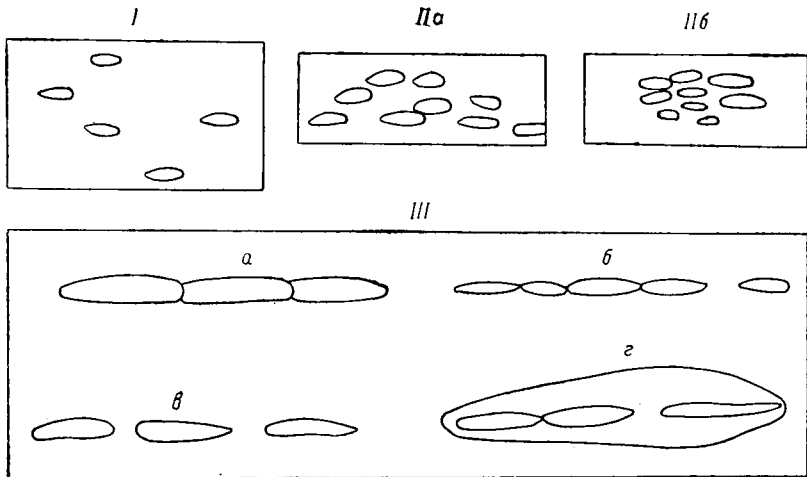


Рис. 9. Типичные формы залегания конкреций в глинистых породах и классификация конкреционных скоплений (схема в нормальном сечении).

I — рассеянные; IIa — кучеобразные; IIб — гнездообразные; III — пластообразные (конкреционные прослои): а — слитный конкреционный прослой; б — сплошной; в — прерывистый конкреционный прослой; г — на его простирании — конкреционная линза, выросшая вокруг нескольких собственно конкреций.

Слитные конкреционные прослои широко распространены в глинистых породах и особенно часты на контактах глинистых пород с породами другого состава или на поверхности глинистых осадков. Примерами типичных слитных конкреционных прослоев являются латеритные, железистые и железисто-глиноземистые панцири, коры (гипсовые, железистые, кремнистые, известковистые и др.) и их ископаемые аналоги.

Признаки конкреций и их сростков

При описании самих конкреций для фациального анализа необходимо изучать следующий комплекс признаков: а) вещественный состав; б) связанные с ним физические свойства — цвет, плотность, крепость, характер излома и т. д.; в) форму; г) размеры; д) текстуры («строение» конкреций, по Твенхофелу, Тарру и др.); е) структуры;

ж) характер поверхности; з) органические остатки; и) неорганические включения; к) вторичные текстуры — трещиноватость и отдельность; л) новообразование по трещинам; м) типы конкреционных сростков. Перечисленные признаки имеют важное значение для фациального анализа вмещающих конкреций глинистых пород.

Вещественный состав конкреций почти всегда является ведущим признаком. Особенно важен состав конкрециеобразователя: конкреции, которые были бы сложены чистым конкрециеобразователем, относительно редки. Состав конкреций определяется составом конкрециеобразователей и «остаточного» материала вмещающей породы (осадка), в той или иной мере сохраняющегося во всех диагенетических и большинстве катагенетических конкреций.

Состав конкрециеобразователя непосредственно отражает в седиментационных конкрециях химизм придонных вод, а в раннедиагенетических — химизм верхнего слоя грунтового раствора. Так как рост макроконкреций в глинистых осадках длится обычно сотни и тысячи лет, состав конкрециеобразователя макроконкреций и в особенности всего комплекса конкреций отражает действие относительно длительных и региональных геохимических процессов, несмотря на то, что в деталях рост конкреций зависит от локальной неоднородности среды внутри осадка.

Конкрециеобразователи редко являются мономинеральными и чаще представляют собой сложную смесь двух или даже трех главных химико-минеральных компонентов, сопутствующих и аксессуарных [210]. Существенное значение может иметь также состав изоморфных и сорбированных примесей в минералах-конкрециеобразователях.

Как показало изучение современных и древних конструкций, химико-минеральный состав конкрециеобразователя зависит прежде всего от крупной ландшафтно-климатической зональности земного шара (горизонтальной и вертикальной). Главными фациальными факторами являются климат, господствующий химизм грунтовых или придонных вод и состав и условия превращения биомассы. Особенно резко отражаются на составе конкрециеобразователей наземных, озерных и лагунных фаций даже незначительные вариации климата. Поэтому оказалось возможным выявить распределение состава современных конкреций и их комплексов во всех типах осадков и особенно в глинистых по современным ландшафтно-климатическим зонам [210]. В пределах одной и той же ландшафтно-климатической зоны изменение состава конкреций зависит главным образом от геоморфологического типа и солености водоемов и грунтовых вод.

Для фациальной характеристики также существенны количественные соотношения главных и второстепенных компонентов конкрециеобразователя.

В табл. 5 дана классификация конкреций глинистых пород разных фациальных типов гумидного и аридного климатов и одновременно аутигенных неглинистых минералов по данным, приведенным в гл. III, IV и VIII.

Физические свойства конкреций определяются их вещественным составом в сочетании с их структурой, текстурой, учетом стадийности литогенеза и некоторых общих формационных условий, влияющих на такие физические свойства, как пористость, удельное электрическое сопротивление и т. д. Связь физических свойств конкреций с другими их свойствами позволяет выявлять ряд литогенетических особенностей конкреций геофизическими методами и, таким образом, использовать для фациального анализа различные типы каротажных диаграмм буровых скважин. Например, крупные карбонатные конкреции в глинах выделяются пиками повышенных кажущихся сопротивлений. Такие физические свойства, как, например, цвет, характер излома, иногда даже в незначительных деталях являются характерным указателем фациальных особенностей пород, вмещающих конкреции*.

Форма конкреций очень разнообразна. Наиболее распространена группа «собственно овалоидных» конкреций, которые составляют более 75% конкреций глинистых пород. Они разделяются на множество морфологических типов, из которых особенно распространены лепешкообразные, субэллипсоидальные, желваковые.

Связь морфологических типов с теми или другими особенностями образования вмещающих глинистых пород обычно выявляется только в комплексе с другими признаками конкреций и самих вмещающих пород. Тем не менее ряд морфологических особенностей является достаточно определенным указателем существенных особенностей вмещающих фаций.

Многие морфологические особенности отражают только случайные или узколокальные условия роста конкреций. Случайные и существенные морфологические особенности различаются путем систематического сравнительного литологического анализа массовых образцов конкреций с учетом других их признаков и признаков вмещающих пород.

Размеры. Более 90% конкреций в глинистых породах во всех формациях, где делались подсчеты, имеют толщину не более 10 см и длину не более 50—60 см; резко преобладают более мелкие конкреции. Часты случаи, когда вариации размеров в пределах одного и того же конкреционного горизонта весьма значительны и не имеют определенного фациального содержания. Но в сочетании с другими признаками конкреций их размеры являются существенным фациальным индикатором.

Текстуры конкреций. Различаются: собственно конкреционные текстуры, созданные особенностями процесса роста конкреции; унаследованные или остаточные текстуры, т. е. текстуры того осадка или породы, в которых росла конкреция и которые сохранились (обычно в несколько измененном виде) в конкреционном теле (рис. 10).

* Например, бурая или желтая окраска сидеритовых раннедиагенетических конкреций вне зоны выветривания указывает на явления раннедиагенетического окисления, связанные с колебаниями уровня очень мелкого водоёма.

Распространение конкреций (+) и аутигенных неглинистых
[Составлено М. Ф. Викуловой и Н. Н. Земовой по материалам

Минеральный состав конкреций	Дельювиальные		Аллювиальные		Проллювиальные		Озерные пресноводные
	г*	а**	г	а	г	а	
	Сульфиды						
пирит, марказит	0		0 +	+			0 +
сульфиды меди							
Галоиды							
флюорит (ратовкит)							
галит							
Окислы и гидроокислы							
Fe	0		0 +	+	0		0 +
Mn				+			
Al	0		0 +		0		0
SiO ₂	0		0	+	0		0 +
Fe, Mn				+			+
Fe, Al				+			+
Ti				0			0
Карбонаты							
кальцит } CaCO ₃							
арагонит }	0		+	0 +	0		0 +
доломит Ca, Mg(CO ₃) ₂							
сидерит FeCO ₃	0		0 +	0	0		0 +
родохрозит MnCO ₃				+			
магнезит MgCO ₃							
анкерит Ca(Mg, Fe)(CO ₃) ₂							
Mg-сидерит							
брейнерит (Mg, Fe)CO ₃							
манганокальцит (Ca, Mn)CO ₃							
анкерито-доломитовые							
анкерито-сидеритовые							
доломито-известковистые и известковисто-доломитовые (И)				+			
известковистые				+	+		+
известково-сидеритовые							+
известково-анкеритовые							
магнезито-кальцитовые							
магнезито-известковистые							+
сидерито-кальцитовые и кальцитово-сидеритовые (К)				+(К)			+(К)
Сульфаты и гидросульфаты:							
гипс CaSO ₄ ·2H ₂ O				0 +		0	
ангидрит CaSO ₄							

* Гумидный климат.]

** Аридный климат.

Минеральный состав конкреций	Дельювиальные		Аллювиальные		Проллювиальные		Озерные пресноводные
	г*	а**	г	а	г	а	
	целестин SrSO_4 барит BaSO_4 тенардит Na_2SO_4 мелантерит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ярозит $\text{RFe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ алузит $(\text{K}, \text{Na})\text{Al}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_3$ левицит $2\text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SO}_3 \times$ $\times 18\text{H}_2\text{O}$						
Фосфаты фосфоритовые фосфаты Са							
Fe-фосфатные (вивианит-керченитовые и др.)			+				0 +
Силикаты лентохлоритовые (шамозитовые и др.)							+
цеолиты (анальцит, филлипсит, морденит и др.)							+
глаукониты			0				
каолинит							
магнезиальные силикаты (палыгорскиты, сепиолит)							
Смешанные железисто-кальцитовые			+				
железисто-известковые			+				+
железисто-марганцево-известковистые			+	+			
марганцево-кальцитовые							
гипсо-доломито-кальцитовые							
лентохлорито-кремнисто-кальцитовые							
гипсово-известковистые и известковисто-гипсовые (И)				+			
глинисто-сидеритовые и сидерито-глинистые (С)			+				
каолинито-сидеритовые и сидерито-глинистые (С)							
глиноземисто-сидеритовые и сидерито-каолинитовые (С)							+
пирито-сидеритовые							+(С)

* Гумидный климат.

** Аридный климат.

Минеральный состав конкреций							
	Дельювиальные		Аллювиальные		Проллювиальные		Озерные пресноводные
	г*	а**	г	а	г	а	
гипсово-кремнистые и кремнисто-гипсовые (К) глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые (К) доломито-кремнистые известково-кремнистые и кремнисто-известковистые (К) мергелистые кремнисто-мергелистые кремнисто-фосфоритовые кремнисто-лентохлоритовые—глинистые кальцитово-гипсовые известково-баритовые				+ (К)			

* Гумидный климат.

** Аридный климат.

Конкреционные текстуры зависят от состава конкрециеобразователей и условий роста. Отчетливое концентрическое строение указывает на многофазность и перерывы роста конкреции. Эти текстуры особенно характерны для окисно-железистых и марганцовистых конкреций, редки в конкрециях пирита и марказита, для которых очень характерны радиально-лучистые текстуры. Сложные ячеистые текстуры и их сочетание с овалоидными и концентрическими характерны для многих конкреций окислов железа и глинозема в тропических элювиальных и гидроморфных континентальных глинах в условиях переменного-влажного климата.

Некоторые текстуры позволяют установить последовательность смены ранних и поздних процессов литогенеза. Например, полые жеодообразные окисно-железистые конкреции в так называемых липецких железных рудах, а также железорудных месторождениях «калапаевского» типа связаны с окислением первично-сидеритовых конкреций. Текстуры «конус в конусе» образуются при катагенезе или позднем диагенезе; они обычно связаны с какими-то еще не выясненными своеобразными региональными особенностями фаций и геотектонического режима и поэтому в ряде случаев являются хорошими литостратиграфическими маркирующими горизонтами (например,

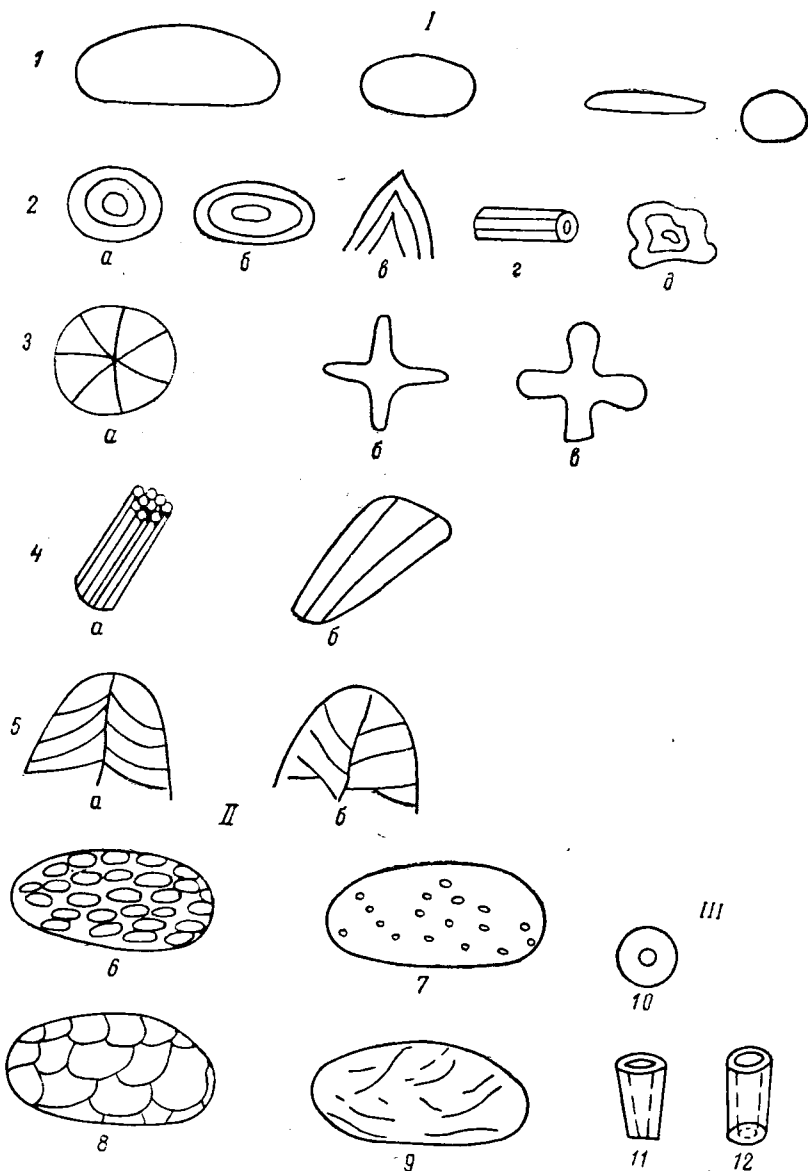


Рис. 10. Текстура классификация конкреций.

I — простые сплошные текстуры: 1 — однородные сплошные (разных морфологических типов); 2 — концентрические (а — округло-концентрические; б — собственно оваловидно-концентрические; в — «конус в конусе»; г — субцилиндрически-концентрические; д — неправильно-концентрические); 3 — радиально-лучистые; 4 — шестоватые и пучковидные (а — шестоватые; б — пучковидные); 5 — ветвистые (а — элатовидные; б — дендритовые). II — сложные сплошные текстуры: 6 — оваловидные; 7 — пятнистые; 8 — ячеистые; 9 — жилковатые. III — несплошные текстуры: 10 — полые концентрические (жеодообразные); 11 — полые конические; 12 — полые цилиндрические.

Широкое развитие диагенетических оолитовых структур (отличающихся от седиментационных оолитовых) позволяет отличать элювиальные окисно-железистые конкреции тропической зоны континентальных фаций от окисно-железистых конкреций умеренной зоны и т. д.

Х а р а к т е р п о в е р х н о с т и («скульптура»). Формы роста различных конкреций проявляются в своеобразных типах поверхности конкреционных тел — гладкой, шероховатой, бугристой, ямчатой, в различных валиках, «желобках», «ребрах», бороздках, впадинах, выступах и т. д. Эти типы поверхности особенно разнообразны в конкрециях глинистых пород. Они отчетливо связаны с типами конкрециеобразователя и условиями роста конкреций. Например, особенно гладкие, как бы отшлифованные поверхности характерны для глинисто-кремнистых конкреций сферической формы в глинах полужастойных водоемов типа крупных лагун или «иловых впадин» и т. д.

О р г а н и ч е с к и е о с т а т к и. Состав, степень и характер сохранности, количество, расположение внутри конкреционного тела в сопоставлении с аналогичными данными об органических остатках во вмещающей породе дают прямое указание на экологические особенности седиментационной среды и среды роста конкреций. Например, выщелоченность створок раковин указывает на кислую среду диагенеза; хорошая сохранность растительных остатков — на конседиментационное или крайне раннедиагенетическое происхождение конкреций и т. д.

Н е о р г а н и ч е с к и е в к л ю ч е н и я и с т я ж е н и я: 1) остаточные (унаследованные) включения обломочного происхождения (например, включения обломков аргиллита в конкреционном песчанике); 2) образования, связанные с неравномерным распределением или изменением состава конкрециеобразователя. Сюда относятся, в частности, «конкреции в конкрециях» (например, пиритовые стяжения в сидеритовых конкрециях).

Т р е щ и н ы и п у с т о т ы. Простейшая классификация конкреций по типам трещиноватости показана на рис. 11. Генетически различаются прежде всего диагенетические трещины и эпигенетические (тектонические трещины и трещины, созданные выветриванием). Диагенетическими являются трещины, замкнутые внутри конкреций, и часть открытых (секущих) трещин. Диагенетические трещины возникают в процессе обезвоживания и уплотнения конкреций обычно ранее, чем диагенетические трещины во вмещающих породах. Они отличаются от эпигенетических отчетливой связью с составом, формой и условиями залегания конкреций и диагенетической трещиноватостью (эндокливажем) вмещающих пород.

На возможность образования трещин в конкрециях уже при их раннем диагенезе и даже под водой указал еще Ричардсон [483]. Интенсивная диагенетическая трещиноватость характерна главным образом для наиболее пелитоморфных глинисто-карбонатных и некоторых других групп конкреций и указывает на первоначально

коллоидное состояние вещества конкрециеобразователя. Правильные трещины с ровными поверхностями, почти строго перпендикулярные к напластованию и ориентированные одинаково с трещинами эндоклаважа во вмещающей породе, характерны главным образом для

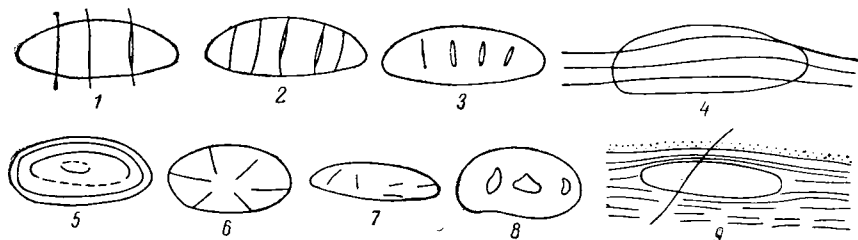


Рис. 11. Классификация конкреций по характеру трещиноватости (схемы в нормальных сечениях).

1 — незамкнутые секущие вертикальные трещины и полости; 2 — незамкнутые внутренние трещины и полости; 3 — замкнутые внутренние трещины и полости; 4 — горизонтальные трещины (трещины, отвечающие напластованию); 5 — концентрические трещины; 6 — радиальные трещины; 7 — беспорядочные трещины; 8 — трещины — округлые полости; 9 — секущие косые трещины (тектонические). **П р и м е ч а н и е.** Конкреции типов 2, 3, 6 и 7 обычно описываются под названием «септарий».

лешкообразных, субэллипсоидальных и караваяобразных карбонатных конкреций в горизонтально- и полого-волнистослоистых глинисто-алевритовых осадках озер, лагун, иногда также заливов; но

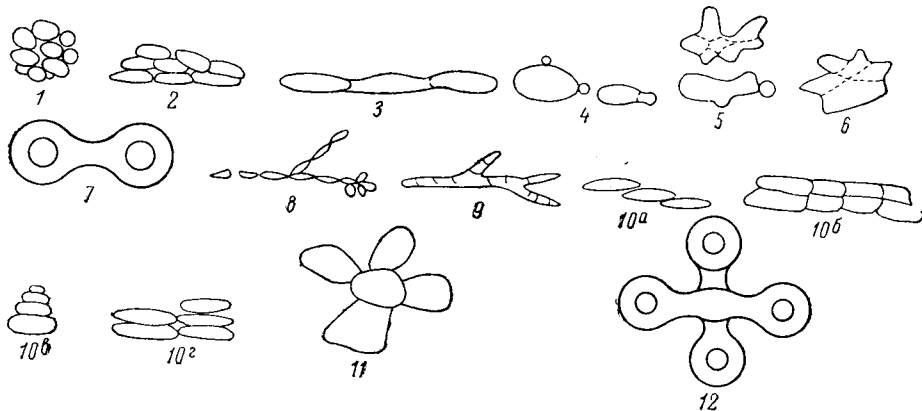


Рис. 12. Классификация конкреционных сростков (нормальные сечения).

1 — округлые; 2 — линзовидные (овалоидные); 3 — пластообразные; 4 — отростковые; 5 — бугристые и лапчатые; 6 — комковатые; 7 — двойниковые; 8 — гроздевидные; 9 — ветвистые; 10^a — ступенчатые; 10^b — этажные; 10^в — башенковидные; 10^г — ярусные; 11 — звездообразные; 12 — переплетенные.

не встречаются (или редко встречаются) в конкрециях в элювиальных, делювиальных, речных и глубоководных морских глинах.

Новообразования по диагенетическим трещинам и полостям связаны с составом конкрециеобразователя и вместе с тем всегда закономерно отличаются от него. Эти отли-

чия позволяют выяснять стадийность изменения химизма грунтового раствора в ходе диагенеза; например, характерно, что в большинстве сидеритовых конкреций новообразования по диагенетическим трещинам представлены не сидеритом, а анкеритом или даже кальцитом, различными сульфидами, иногда каолинитом и т. д. Соотношение и последовательность выделения этих аутигенных минералов указывают на эволюцию состава илового раствора от более кислого к более щелочному, новые колебания в сторону более кислого и т. д. Выделения доломита или барита по диагенетическим трещинам в сидеритовой конкреции являются дополнительным указанием на лагунную непресноводную обстановку; чисто каолинитовый состав выделений по трещинам — на чисто пресноводную и интенсивно гумидную обстановку и т. д.

Выделения сульфидов свинца и цинка в диагенетических трещинах конкреций магний-сидеритов и других в глинистых породах угленосных отложений карбона в Донецком бассейне являются своеобразным признаком этих пород, используемым для корреляции, подтверждающим непресноводное происхождение и указывающим на фациальные-геохимические особенности карбоновых морей и лагун, которые не выявляются другими признаками этих пород и до сих пор не изучены.

Типы конкреционных сростков. Важнейшие из них показаны на рис. 12. Связь с составом конкрециеобразователей и фациальными условиями роста конкреций уже отмечалась выше на примере плаstopодобных сростков. Менее изучено фациальное значение и других типов сростков конкреций. Например, сростки 12 характерны для специфических концентрических и дискоидальных мергельных конкреций в озерных ленточных глинах, «иматровых камней» и их аналогов [210] и т. д.

Признаки вмещающих конкреции пород и их соотношения

Признаки вмещающих конкреции пород изучаются в соответствии с обычными современными требованиями к детальному литологическому описанию [223]. Особенно важно соблюдать требование комплексности описания всех признаков конкреционной породы, начиная от вещественного состава, первичных текстур и структур и кончая всеми вторичными признаками (трещиноватость, форма отдельности и т. д.). При этом рекомендуется применять методику комплексной классификации осадочных пород, наиболее детально разработанную для угленосных формаций, но применяемую и для других формаций. Признаки конкреций сопоставляются со всеми признаками породы:

а) характер ограничений конкреций и переходов во вмещающую породу, резкий контакт, постепенные переходы и т. д.; сочетания плоских, выпуклых, вогнутых и других поверхностей, особые пограничные явления (например, скопления растительных остатков на контакте конкреции и вмещающей породы, их ориентация, углистые

прослоечки или линзочки, минеральные выделения и т. д. в зоне контакта);

б) характер залегания отдельных конкреционных тел может быть согласным или несогласным с напластованием вмещающей породы;

в) отношение залегания конкреции к текстурным формам вмещающей породы проявляется, например, в обтекании конкреции слоистостью, или слоистость может «упираться» в конкрецию, не продолжаясь в ней, или слоистость продолжается через конкрецию; важно также отмечать формы слоистости, к которым приурочены конкреции, и связь между положением конкреций и диагенетических трещин в породе и т. д.;

г) отношение отдельных признаков конкреции к соответствующим признакам вмещающей породы: вещественному составу, структурам, органическим остаткам и их сохранности, залеганию. Важным фациальным признаком является коэффициент концентрации в конкреции того или иного химического элемента или минерала по сравнению с вмещающей породой*; например, в элювиальных глинах конкреции обычно имеют меньший коэффициент концентрации, чем в лагунных глинах при том же составе конкрециеобразователя. Особое значение имеет соотношение количества, состава, степени сохранности и формы залегания органических остатков в конкреции и вмещающей породе.

6. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Эффективность фациального анализа резко повышается, если не только детализировать характеристику отдельных признаков конкреций, но и сопоставлять их друг с другом и с признаками вмещающих пород. Например, сидеритовый состав раннедиагенетических конкреций указывает лишь на некоторые фациальные особенности, главным образом климатические, а также на низкую динамику водной среды и некоторые другие. Детализация этого признака с учетом состава сопутствующих и аксессуарных компонентов может позволить уточнить геохимическую среду илового раствора. Например, почти чисто сидеритовый состав без значительной примеси карбонатов магния или кальция, но с некоторой примесью марганца и со значительной примесью аутигенного каолинита указывает на образование конкреции в пресноводном континентальном или лагунном водоеме или гидроморфной почве, но сам по себе состав конкреций еще не позволяет уточнить тип пресноводного водоема.

Дальнейшая детализация анализа химического состава и особенностей строения неморских конкреций может позволить установить более точно фациальные отличия, но на современной стадии геохимического изучения конкреций это удается лишь в отдельных слу-

* Т. е. отношение количественного содержания в породе и конкреции элементов минералов: например, при содержании закисного железа в породе 2%, а в конкреции — 16% коэффициент концентрации равен 8.

чаях. Например, многие конкреции указанного выше глинисто-сидеритового состава с небольшой примесью каолинита в угленосных толщах характеризуются еще следующими дополнительными признаками: остаточной мелковолнистой тонкой слоистостью за счет обильных растительных остатков хорошей сохранности и местами нарушенной за счет вертикальных или круто наклонных стебельков растений; пелитоморфной структурой; частыми трещинками эндокливажа; сильно уплощенной и вытянутой линзовидной формой; волнистой верхней поверхностью; вмещающая порода — аргиллит — очень неяснослоистая за счет растительного детрита. Совокупность этих признаков указывает [209] на образование конкреций и вмещающей глины в пресном очень мелком плоскодонном, частично заболоченном водоеме недалеко от берега, в условиях влажного с мелкими колебаниями климата и отсутствия связи с каким-либо морским бассейном. Если учесть еще, что исследуемый конкреционный прослой прослеживается на значительной площади и что вмещающая порода по простиранию переходит в линзы углистого аргиллита и сменяется сверху и снизу по разрезу алевритовыми породами, менее богатыми растительными остатками, а вниз местами неслоистым аргиллитом с беспорядочными растительными остатками, можно с уверенностью утверждать, что эти конкреции образовались в несколько заболоченной прибрежной крайне мелководной части озерной или совершенно пресноводной лагуны, с заболоченными побережьями типа низинных торфяников или пресноводных маршей.

Таким образом, сопоставление всех признаков позволяет выделить литогенетические типы конкреций, жестко связанные с определенными фаціальными типами вмещающих глинистых пород и дополнительно указывающие на фаціально-геохимические особенности условий образования этих пород, которые именно только путем изучения конкреций могут быть установлены.

Исходя из этого, можно разработать комплексную литогенетическую классификацию (рис. 13) конкреций путем выделения закономерно повторяющихся комплексов литологических признаков конкреций. Вещественный состав конкрециеобразователя выбирается в качестве ведущего признака. Группы конкреций, выделяемые по химико-минеральному составу главных конкрециеобразователей, называются классами конкреций и обозначаются буквенными индексами по первым буквам названия одного или двух главных минералов — конкрециеобразователей. Например, классы конкреций: А — анкеритовые, ОАл — окислов алюминия, ОЖ — окислов железа, ОМа — окислов марганца, С — сидеритовые, АС — анкерито-сидеритовые, П — пиритовые и т. д. Конкреционные линзы того же состава выделяются дополнительным буквенным индексом к/л: например, АСк/л — анкерито-сидеритовые конкреционные линзы.

Все остальные литологические признаки конкреций (формы, текстуры и т. д.) объединяются в закономерно повторяющиеся в пределах данной формации и фации сочетания, из которых также выделяются ведущие признаки, но уже разные для разных групп. Такие

Классы	VVV ГК	□□□ ЖК	VVV КМГ	□□□ АЖК	V□□ ЖИК	VVV КИГ	VVVV М	□△△ ИА	△△△ А	△△△ ИС	△△△ АС	△△△ МС	△△△△ С	□VVV АГИк/л	□△△△ АГИАк/л	△△△ АГАк/л	△△△ АГАСк/л	△△△△ ГСк/л	Ряды
	VVV ГК ₁	□□□ ЖК ₁	VVV КМГ ₁	□□□ АЖК ₁	V□□ ЖИК ₁	VVVV М ₁	□△△ ИА ₁	△△△ А ₁	△△△ ИС ₁	△△△ АС ₁	△△△ МС ₁	△△△△ С ₁	□VVV АГИк/л-1	□△△△ АГИАк/л-1	△△△ АГАк/л-1	△△△ АГАСк/л-1	△△△△ ГСк/л-1		1
		□□□ ЖК ₂	VVV КМГ ₂	□□□ АЖК ₂	□□□ ЖИК ₂	VVVV М ₂	□△△ ИА ₂	△△△ А ₂	△△△ ИС ₂	△△△ АС ₂		△△△ С ₂	□VVV АГИк/л-2	□△△△ АГИАк/л-2	△△△ АГАк/л-2	△△△ АГАСк/л-2			2
			VVV КМГ ₃	□□□ АЖК ₃	□□□ ЖИК ₃	VVVV М ₃	□△△ ИА ₃	△△△ А ₃	△△△ ИС ₃	△△△ АС ₃		△△△ С ₃		□△△△ АГИАк/л-3					3
	VVV ГК ₄	□□□ ЖК ₄	VVV КМГ ₄	□□□ АЖК ₄	□□□ ЖИК ₄	VVVV М ₄	□△△ ИА ₄	△△△ А ₄	△△△ ИС ₄	△△△ АС ₄	△△△ МС ₄	△△△△ С ₄							4
	VVV ГК ₅	□□□ ЖК ₅	VVV КМГ ₅	□□□ АЖК ₅	□□□ ЖИК ₅	VVVV М ₅	□△△ ИА ₅	△△△ А ₅	△△△ ИС ₅	△△△ АС ₅	△△△ МС ₅	△△△△ С ₅				△△△ АГАк/л-5			5
	VVV ГК ₆	□□□ ЖК ₆	VVV КМГ ₆	□□□ АЖК ₆	□□□ ЖИК ₆	VVVV М ₆	□△△ ИА ₆	△△△ А ₆	△△△ ИС ₆	△△△ АС ₆		△△△ С ₆							6
				□□□ АЖК ₇		VVVV М ₇	□△△ ИА ₇	△△△ А ₇	△△△ ИС ₇	△△△ АС ₇		△△△ С ₇	□VVV АГИк/л-7	□△△△ АГИАк/л-7	△△△ АГАк/л-7			△△△△ ГСк/л-7	7
						VVVV М ₉	□△△ ИА ₉					△△△ С ₉	□VVV АГИк/л-9						9
									△△△ ИС ₁₀			△△△ С ₁₀							10
				□□□ ЖИК ₁₁		VVVV М ₁₁	□△△ ИА ₁₁	△△△ А ₁₁	△△△ ИС ₁₁	△△△ АС ₁₁		△△△ С ₁₁	□VVV АГИк/л-11	□△△△ АГИАк/л-11	△△△ АГАк/л-11			△△△△ ГСк/л-11	11
						VVVV М ₁₂	□△△ ИА ₁₂	△△△ А ₁₂	△△△ ИС ₁₂	△△△ АС ₁₂		△△△ С ₁₂	□VVV АГИк/л-12			△△△ АГАк/л-12			12
	VVV ГК ₁₅	□□□ ЖК ₁₅		□□□ АЖК ₁₅		VVVV М ₁₅	□△△ ИА ₁₅		△△△ ИС ₁₅	△△△ АС ₁₅		△△△ С ₁₅							15
	VVV ГК ₁₅₋₁₆	□□□ ЖК ₁₅₋₁₆				VVVV М ₁₅₋₁₆						△△△ С ₁₅₋₁₆							15-16
		□□□ ЖК ₁₆							△△△ ИС ₁₆	△△△ АС ₁₆		△△△ С ₁₆							16
						VVVV М ₁₉	□△△ ИА ₁₉					△△△ С ₁₉	□VVV АГИк/л-19						19
										△△△ АС ₂₀		△△△ С ₂₀						△△△△ ГСк/л-20	20
										△△△ АС ₂₁		△△△ С ₂₁						△△△△ ГСк/л-21	21
												△△△ С ₂₃							23
										△△△ АС ₂₅	△△△ МС ₂₅	△△△ С ₂₅							25

Рис. 13. Схема генетической классификации конкреций в глинистых породах некоторых осадочных формаций СССР (угленосные и подугленосные терригенные формации Печорского и Кузнецкого бассейнов).

Классы: ГК — кремнисто-глинистые; ЖК — железисто-кремнисто-глинистые; КМГ — кремнисто-мергелисто-глинистые; АКК — анкерито-железисто-кремнисто-глинистые (анкерито-лептохлорито-кремнисто-глинистые); ЖИК — железисто-известковисто-кремнисто-глинистые; КИГ — кремнисто-известковисто-глинистые; М — мергелистые; ИА — известково-анкеритовые; А — анкеритовые; ИС — известково-сидерито-анкеритовые и известково-сидеритовые; АС — анкерито-сидеритовые; МС — магниевый-сидеритовые; С — сидеритовые. К/л — конкреционные лиазы: АГИк/л — алевроито-глинисто-известковые; АГИАк/л — алевроито-глинисто-известково-анкеритовые; АГАк/л — алевроито-глинисто-анкеритовые; АГАСк/л — алевроито-глинисто-анкерито-сидеритовые; ГСк/л — глинисто-сидеритовые.

1 — очень влажный климат; 2 — переменнo-влажный климат; 3 — семигумидный климат; 4 — семиаридный климат; 5 — спокойное морское мелководье с глинистыми и алевроито-глинистыми осадками; 6 — лагуно-морские песчаные и глинистые отложения; 7 — лагунные глинистые отложения, переменный, но в общем опресненный режим солености; 8 — опресненно-лагунные отложения; 9 — солоновато-водные лагунные отложения; 10 — отложения слабоопресненной лагуны с соленостью, близкой к морской; 11 — лагуно-болотные (маршевые) отложения; 12 — болотные отложения (углистые глины).

Примечания. 1. В каждой клеточке сверху над индексом типа конкреций дан знак климатической обстановки ее образования, внизу (под индексом) знак геоморфологической обстановки (фашии). 2. Отсутствие знака под индексом типа означает внутрелагунные отложения с неясным, переменным (но всегда опресненным) солевым режимом. Вопросительный знак указывает, что некоторые находки этих конкреций связаны с еще не выясненными обстановками. 3. Все знаки, обозначающие климат и геоморфологическую обстановку, относятся к типам конкреций только тех формаций, для которых составлена данная классификационная диаграмма. 4. Количество знаков климатической обстановки примерно отвечает степени распространенности в этой обстановке конкреций данной группы. 5. Сочетание знаков различных обстановок указывает, что данные конкреции встречаются во всех этих обстановках.

полярношишиеся сочетания определенных признаков (формы, размера, текстуры, структуры, характера трещиноватости, характера залегания и т. д.) конкреций выявляются сначала в пределах данного химико-минералогического класса в данной осадочной формации, например в пределах всех сидеритовых конкреций данной угленосной толщи или группы глинистых пород этой формации.

Например, в глинистых породах выделяются: 1) группа глинисто-сидеритовых конкреций вытянуто-углощепно-линзовидной формы, слоистых за счет растительных остатков хорошей и удовлетворительной сохранности, с нелигитоморфной структурой, с хорошо выраженными мелкими диагенетическими трещинами эндогливажа и 2) группа также сидеритовых конкреций, но другой, неправильно-железавой формы, с бутристыми поверхностями, несложных, почти или совершенно без макроскопических растительных остатков, со ферролитовой структурой, без сколько-нибудь правильных трещин эндогливажа. Конкреции с этими сочетаниями признаков неоднократно повторяются и являются характерными огливами разных групп глинистых пород, широко распространенных в данной формации.

Такие устойчивые сочетания признаков конкреций прослеживаются большей частью с дополнительными деталями или вариациями не только в одном химико-минеральном классе, но и в нескольких родственных, а иногда и совершенно отличных друг от друга по составу классов конкреций. Эти сочетания признаков автор назвал литологическими рядами или просто рядами конкреций [208, 209].

На рис. 14 даны очень схематические зарисовки нескольких наиболее распространенных рядов конкреций в глинистых и алевроито-глинистых

породах двух групп осадочных формаций: угленосных формаций и подугленосных морских «нижних моласс» в пермских отложениях Печорского и Кузнецкого угленосных бассейнов.

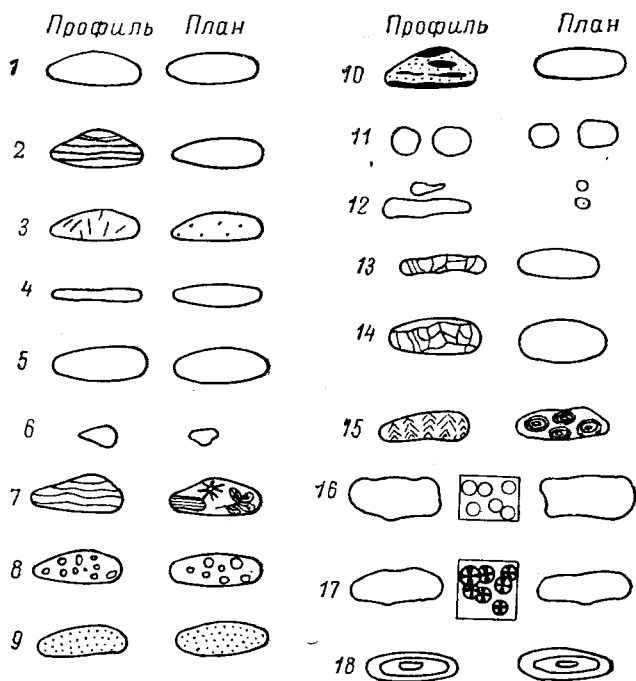


Рис. 14. Текстурно-морфологические ряды конкреций в глинистых и алевроглинистых породах (схематические зарисовки конкреционных тел в двух сечениях). Классификация разработана для угленосных и подугленосных толщ Печорского и Кузнецкого бассейнов.

Ряды: 1 — однородные неслоистые, без растительных остатков, удлиненно-уплощенно-караваеобразные, толщина больше 4 см; 2 — полосчатые и переслаивающиеся; 3 — конкреции с растительными остатками не по напластованию; 4 — удлиненно-округленно-плитчатые (лепешкообразные), толщина меньше 4 см; 5 — эллипсоидальные и удлиненно-желваковатые; 6 — угловато-субовалоидные («галечковидные»), толщина меньше 4 см; 7 — слоистые с обильными растительными остатками, очень уплотненно-лизовидные; 8 — пятнистые, с однородным составом отдельных «пятен»-стяжений; 9 — неравномернозернистые (структурно неоднородные), в остальном сходные с рядом 1; 10 — неоднородные текстурно и структурно, с включениями другого механического состава; 11 — мелкосферические с гладкими поверхностями; 12 — «пальцевидные», с удлиненными пустотами (много); 13 — лепешкообразные с плоскокомковатым изломом за счет частых и мелких трещин эндоклизака, местами скрытослоистые, толщина меньше 4 см; 14 — желваковатые, толщина 4 см, с плоскокомковатым изломом за счет мелких частых трещин эндоклизака; 15 — с текстурой «конус в конусе»; 16 — комковато-желваковатые, с коллоидальной структурой (глобули и оолиты); 17 — желваковатые со сферолитовой структурой; 18 — концентрические-овалоидные.

Выделенные на рисунке 18 рядов охватывают многие десятки тысяч образцов карбонатных, кремнисто-глинистых и кремнисто-карбонатных конкреций и, следовательно, являются достоверными класси-

фикационными единицами. Ряды обозначаются цифровыми индексами. Например, ряд 1 — структурно- и текстурно-однородные конкреции мелкозернистой или пелитоморфной структуры, неслоистые, толщиной больше 4 см, караваеобразной формы, с хорошо выраженными трещинами эндокливажа, перпендикулярными к длинной оси конкреции.

В подпсиях к рис. 14 признаки рядов описаны сокращенно. Закономерные сочетания признаков отделяются от незакономерных более или менее индуктивно, путем сравнительного описания многих образцов конкреций и непременно с учетом признаков и вмещающих пород. Например, лепешкообразные конкреции толщиной больше 4—5 см обычно распространены уже в других типах пород угленосных формаций и связаны с другими сочетаниями остальных признаков в отличие от конкреций тоньше 4 см (хотя, конечно, эта граница более или менее условна).

Намечаются и другие ряды, не включенные в классификацию на рис. 14, но широко распространенные в других осадочных формациях. Таков, например, ряд конкреций, сочетающих субсферическую и (другой ряд) желваковую форму с радиально-лучистым строением и отчетливо зернистой структурой; этот ряд широко распространен среди конкреций классов П и М (ширитовых и марказитовых), Ф (фосфоритовых). Другой особый ряд конкреций характеризуется мелкоячеистой или мелкополостной текстурой, в сочетании с многочисленными диагенетическими трещинами, плитообразной или неправильно линзовидной формой. Этот ряд очень характерен для многих конкреций в почвах и болотах и т. д. Разработка системы литологических рядов конкреции в глинистых и других породах только еще начинается и является важной задачей дальнейшего развития конкреционного анализа.

Отдельные признаки различных рядов конкреций могут совпадать (например, структура конкрециеобразователей в 1, 4, 7 рядах; формы конкреций в 1, 2, 7 и 11 рядах и т. д.), но сочетания признаков всегда разные. Кроме того, есть признаки, свойственные только данному ряду и являющиеся ведущими для него: например, слоистость вследствие изменений вещественного состава — для конкреций 2 ряда; слоистость, связанная с распределением форменных растительных остатков, — для 7 ряда; «пятнистая» текстура — для 9 ряда; мелкосферическая форма с гладкой поверхностью — для 15 ряда; сферолитовые структуры — для 21 ряда. Эти ведущие признаки позволяют в пределах данной конкрециеносной толщи выделять ряды и по этим отдельным признакам (в частности в кернах). В отличие от формально выдержанных классификаций ведущие признаки для многих рядов разные. «Выбор» главных признаков определяется только конкретным анализом всего комплекса признаков с учетом связей его с определенными типами вмещающих пород.

Классификация по рядам является более комплексной, чем классификация по вещественному составу. Однако и она недостаточна для полного генетического анализа конкреций. Конкреции одного и того

же ряда могут возникать в обстановках с различным солевым составом иловых и придонных растворов, но сходных по гидродинамическому режиму, скоростям седиментации, скоростям и направлениям диффузии конкрецьеобразователя и т. д.

Сочетание признаков «класса» (т. е. вещественного состава конкреции) и «ряда» дает «тип» — основную единицу комплексной классификации. Схема этой комплексной классификации на примере тех же осадочных формаций показана на рис. 13.

Совокупность буквенных и цифровых индексов позволяет легко выразить многообразие типов конкреций, а также различных переходных форм и пользоваться ими, изображая непосредственно на литологических колонках. Типы конкреций с повторяющимися комплексами признаков выделяются в основном путем сравнения признаков самих конкреций, независимо от тех или иных представлений об их генезисе. Но это сравнение контролируется и направляется сопоставлением с признаками литогенетических типов вмещающих пород и циклов с помощью фацеального анализа: таким путем случайные сочетания признаков быстро отделяются от существенных.

Определенный тип конкреций всегда отвечает определенной фации или комплексу фаций.

Нужно также учитывать разные стадии и формы диагенеза одного и того же фацеального типа осадков: благодаря этому в одной и той же фации, в одном и том же конкреционном прослое могут в ряде случаев залегать конкреции, весьма отличные по составу, размеру и форме, и только комплекс этих конкреций характеризует своеобразие всех процессов диагенетического конкрецьеобразования, присущего именно данному типу породы. Например, в Печорском и в Кузнецком бассейнах в алеврито-глинистых осадках подводных дельт и опресненных лагун мы встречали конкреционные прослои, представленные мелкими сидеритовыми или анкерито-сидеритовыми конкрециями, и в том же прослое — редкие, но повторяющиеся известково-анкеритовые конкреционные линзы, т. е. совершенно другого состава. Концентрация анкерита и кальцита в них, видимо, была приурочена к стадиям диагенеза более поздним, чем концентрация сидерита, происходившая на более ранних стадиях диагенеза того же осадка. Поэтому нельзя смешивать комплексные литогенетические классификации конкреций с их фацеальной классификацией (хотя обе классификации тесно связаны). Необходимо классифицировать конкреции прежде всего по признакам самих конкреций, как это и показано на классификационной диаграмме. Вместе с тем, фацеальную классификацию можно «наложить» на собственно литологическую (вернее, вывести из нее) и даже совместить на одном чертеже, как это показано на рис. 15.

Предлагаемая классификация конкреций может показаться сначала излишне сложной и трудно воспринимаемой. Однако на практике она усваивается очень быстро. При этом необходимо помнить, что такая классификация является лишь первой попыткой углубленного изучения конкреций и их генетической систематики,

и в этом направлении предстоит еще большая работа. Диаграмма должна в дальнейшем значительно расшириться за счет данных о конкрециях в других формациях и других регионах.

7. ФАЦИАЛЬНЫЕ КОНКРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ИХ ЦИКЛИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Выделенные по методике комплексной литологической классификации типы конкреций все же в ряде случаев являются также полифациальными (например, тип C_4 в отличие от монофациальных C_7 , или C_{21} , или ЖЖ₁₅). Наиболее достоверное и однозначное фациальное истолкование конкреций возможно, если рассмотреть весь комплекс конкреций не только в данной глинистой породе, но и во всем комплексе парагенетически связанных типов пород, включающем в себя и глинистые, и неглинистые породы различных фациальных типов. Эти комплексы могут быть разнообразного пространственно-временного объема, начиная с простейшей ассоциации нескольких слоев, как это показано на рис. 6 и 7, и кончая самыми крупными ассоциациями пород и фаций — геологическими формациями или крупными ландшафтно-климатическими и геотектоническими зонами.

На рис. 6 показан пример *I* простейшей ассоциации конкреций в типичном ландшафте современной таежной зоны, включающем набор нескольких фаций — от верхового болота до прибрежной фации «железородного» озера. Конкреции в этом наборе фаций принадлежат к одному и тому же крупному химико-минералогическому классу ОЖ (окисно-железистых), но к нескольким литологическим типам, каждый из которых отвечает определенной фации в пределах этого комплекса фаций, причем некоторые фации характеризуются несколькими типами конкреций (например, «монетные» и «гороховые» озерные железные руды). На рисунке эти типы конкреций специально не выделены, но описаны в монографии автора о современных конкрециях [210].

Среди ископаемых конкреционных комплексов сейчас наиболее детально изучены конкреционные комплексы некоторых угленосных и сопутствующих им неугленосных формаций. Это изучение показало, что в циклически построенных формациях выделяются также своеобразные комплексы циклических ассоциаций пород — циклов различных порядков. На рис. 15 показан такой конкреционный комплекс, характеризующий типичный угленосный цикл, представленный чередованием отложений прибрежных болот, пресноводной или сильно опресненной лагуны и широкой полосы баровых отмелей, отделяющих ее от моря или морского, несколько опресненного залива. Типы конкреций показаны индексами (см. рис. 13). Состав и другие признаки конкреций сопоставлены с вещественным составом и другими признаками вмещающих пород. Выделенные в таблице к рис. 15 элементы, или зоны цикла, характеризуются каждый также целым комплексом конкреций и выдерживаются с этой характеристикой на значительных площадях.

Состав цемента пород	Средний химический состав пород, вес. %	Типы конкреций	Средний химический состав конкреций, вес. %
		Иредка сидеритовые, пиритовые	
Глинистые минералы (каолинит и др.), хлориты, ничтожная примесь карбонатов (железистых)	Fe 1-6, Ca 0,1-2, Fe 2-10, Ca 0,8-3	Вверху (в почве угля) редкие сидеритовые конкреции AC-7, C6, C1-2-4, C4-C7, AC6, C10 и др., ниже более многочисленные мелкие сидеритовые и анкерито-сидеритовые	Вверху Fe 15-30, ниже 8-20; Ca меньше 2; ниже - 2-5. Максимум железа. Fe > Ca MgCO ₃ 0-5
Хлориты, глинистые минералы, карбонаты (анкерит, ватем кальцит, редко и мало сидерит)	Fe 2-10; Ca 0,8-3,0 Fe 4-9,5, Ca 0,5-2,7	Смешанно-карбонатные с преобладанием железа (анкерит, сидерит), но значительным содержанием Ca и Mg (в форме анкерита, доломита и кальцита). Вверху AC-1, A1, A1-2, реже C1, C4, AC4 и др., ниже - АГА к/л 1, 2, 11, АГА к/л, ИА, А, реже AC, C	Fe 8-18; Ca 3-9; Fe > Ca
Карбонаты (анкерит, кальцит, доломит), хлориты, глинистые минералы (главным образом гидрослюда)	Fe 1,5-6,1, Ca 0,5-7,0	Крупные смешанно-карбонатные с преобладанием Ca и значительной примесью Fe и Mg (в форме анкерита, доломита и кальцита; сидерита нет). ПА к/л, 11, 12, ПИА к/л, 11 и др.	Fe 2,5-8,5; Ca 7-20. Ca > Fe. Отношение MgCO ₃ к сумме карбонатов 5-40 CaCO ₃ к сумме карбонатов - 52-80. Ca > Mg максимум Ca + Mg
Гидрослюда, хлориты, меньше карбонаты (анкерит, затем кальцит, доломит, очень редко и мало сидерит)	Fe 4-9,5, Ca 1,2-3	Смешанно-карбонатные с небольшим преобладанием Fe (анкерит, сидерит), но со значительным содержанием Ca и Mg (в форме анкерита, доломита и кальцита). Вверху ИА4, ИА1-2; АГА к/л-1, АГА к/л-2, АГА к/л; внизу А1, А4, А1-2, ИА, AC4, AC1-29, AC, ИАС1, ИАС4 и др.	Fe 5-15, Ca 5-20; к низу содержание Fe увеличивается. Отношение CaCO ₃ к сумме карбонатов 40-70; в среднем немного менее 50
Глинистые минералы, хлориты, ничтожная примесь карбонатов (главным образом, железистых)	Fe 4-9,5, Ca 0,5-3,5	Вверху сидеритовые и смешанно-карбонатные с ясным преобладанием карбоната железа; C4, AC4, ИАС4, AC5, C5, ИАС5 ниже - мелкие сидеритовые и анкерито-сидеритовые; C4, AC4, C6, AC6, AC7 и др.	Fe вверху 8-18, внизу 15-30. Отношение CaCO ₃ к сумме карбонатов вверху 30-50, внизу 20-40. Fe > Ca
Глинистые минералы, хлориты, ничтожная примесь карбонатов (в основном железистых)	Fe 3-9, Ca 0,2-5	Немногочисленные мелкие сидеритовые; C4, C4-C7, C1-2-4 и др.	Fe 15-30; Ca 0,8-3; CaCO ₃ - 5-20 и меньше. MgCO ₃ ~ 5-20. Максимум Fe.
		Иредка сидеритовые, пиритовые	

последовательности пород на примере типичного пресноводно-лагуно-болотного болотных циклотем рудничкой свиты.

преобладание песчаников; 5 — схематические формы слоистости (в колонке слоистости); 9 — хвоцевые; 10 — кордакты; 11 — папоротникообразные; 12 — фауна (пресноводно-и креции смешанно-карбонатные с преобладанием анкерита; 15 — конкреции смешанно-карбонатов (зон) цикла. Мощность разреза цикла 20-25. Относительная мощность песчаников преуменьшена.

Анализ конкреционных комплексов каждой отдельной глинистой породы в этом цикле сам по себе позволяет сделать однозначные выводы о фациальных условиях, но еще более важно учесть место этой фаши в цикле. Например, закономерная смена по мере удаления от угольного пласта сидеритовых и анкерито-сидеритовых конкреций

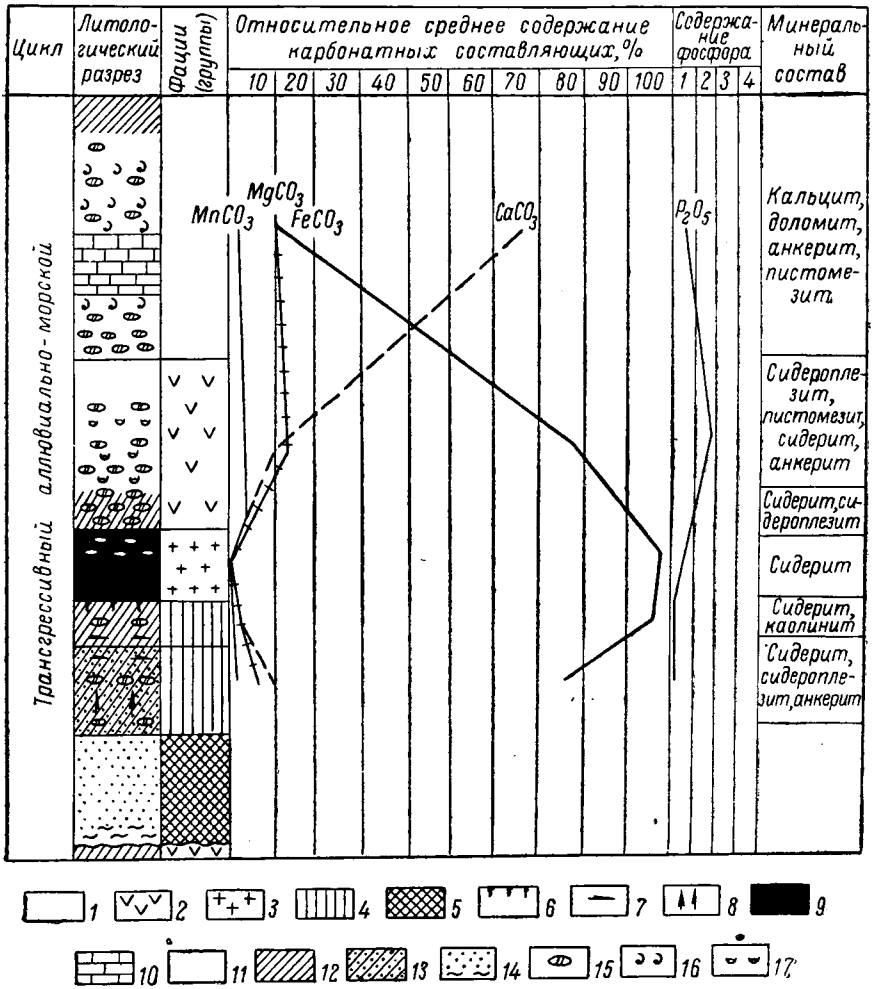


Рис. 16. Изменения химического состава конкреций в зависимости от фаши вмещающих осадков в угленосной циклотеме с максимальной амплитудой набора фаши (от песчаного руслового аллювия до известковистых илов морского мелководья). Донецкий бассейн. (По П. В. Заряцкому, 1966).

Группы фаши: 1 — морская; 2 — переходная (лагунная); 3 — торфяного болота; 4 — болот и застойных водоемов, с глинистыми осадками; 5 — аллювиальная; 6 — «кучерявая» текстура; 7 — растительные остатки плохой сохранности; 8 — корневые остатки в породах подпочвы. Петрографический тип породы: 9 — уголь; 10 — известняк; 11 — аргиллит; 12 — алевролит мелкий; 13 — алевролит крупный; 14 — песчаник; 15 — конкреции; 16 — фауна морская; 17 — фауна солоновато-водная.

с растительными остатками типов C_{17} , C_7 , C_6 , AC_7 и т. д. сидеритовыми других типов (C_4 , C_5 , C_1), а затем анкерито-сидеритовыми, анкеритовыми, известково-анкеритовыми и соответствующее увеличение в этом направлении содержания карбонатов кальция и магния в конкрециях, вместе с изменением признаков самих вмещающих пород, возможна только в условиях данного типа ландшафта, климата и геотектонического режима, специфического для угленосной формации краевых прогибов верхнего палеозоя и геохимических особенностей лесной зоны умеренного пояса пермского периода.

Аналогичные комплексы конкреций выделяются и в других угольных бассейнах. Сравнение всех имеющихся данных показывает, что сочетание в глинистой породе сидеритовых и анкерито-сидеритовых конкреций типов C_4 , C_6 , C_7 , AC_4 , AC_6 (иногда IC_4), C_{17} , C_{18} , особенно если их сменяют в разрезе алевроитовые и песчаные породы с набором анкеритовых и анкерито-известковистых конкреций типов A_1 , AC_1 , A_4 , AC_5 , A_5 , АГА к/л-1, ИА₁, АГИА к/л и другие, возможно только в глинистых осадках прибрежной части сильно опресненных, но не совершенно пресных лагун с интенсивно заболоченными побережьями в условиях переменного влажного климата. Можно даже различать по набору типов конкреций глинистые осадки трансгрессивной фазы этой лагуны, когда она постепенно затопляет береговую торфяник, и регрессивной фазы, когда она мелеет и зарастает. Для регрессивной фазы характерны неслоистые конкреции часто со сферолитовой структурой типов C_1 , C_3 , C_{20} , C_{21} , C_{16} и др.

На рис. 16 показано изменение состава конкреций в другом типе угленосного цикла, отличающегося большей амплитудой набора фаций, на примере одного из типичных циклов Донецкого бассейна (по П. В. Зарицкому). Этот цикл охватывает набор фаций от песчаного руслового аллювия до известковых илов морского мелководья, в условиях климата также влажного и несколько переменного, как в Печорском бассейне, но более жаркого.

На рисунке показано только изменение химико-минерального состава главного конкрециеобразователя. Тем не менее циклическая последовательность изменения состава конкреций, взятая в целом, указывает на вполне определенную фациальную обстановку их образования и дает возможность однозначно выделять фации и глинистых элементов цикла. В частности, магниевые-сидеритовые конкреции встречаются и в глинистых породах другого происхождения, например в некоторых флишевых толщах, но в этом случае характер смены их в разрезе конкрециями другого состава и общей циклической последовательности совершенно другой [160].

Таким образом, анализ комплексов конкреций, характеризующих не только отдельные слои, но и их закономерные последовательности в пространстве и времени, позволяет окончательно уточнить фациальное значение конкреций в исследуемых глинистых породах даже при изучении отдельных признаков конкреций.

8. ВЫВОДЫ

Рассмотрение имеющихся данных о конкрециях в глинистых породах позволило установить следующее.

1. Конкреции широко распространены во многих фациальных типах глинистых пород, особенно в элювиальных, озерных, лагунных, дельтовых и морских. Основная масса конкреций образовалась в стадии раннего диагенеза этих осадков, но частично также в седиментационные и катагенетические стадии.

2. Для всех основных фациальных групп этих осадков выделяются типы конкреций и комплексы типов, присущие только этим группам и отличающиеся от других комплексов по составу и другим литологическим признакам конкреций. Эти особенности отдельных типов конкреций и их комплексов выявляются только при достаточно детальном и всестороннем описании конкреций в связи с признаками вмещающих их пород и достаточно детальной комплексной классификации, кратко описанной выше. Некоторые группы конкреций, связанных с определенными фациальными типами глин, выделяются и без детального изучения.

3. Большинство раннедиагенетических конкреций в континентальных и мелководно-морских фациях глин являются особенно чувствительными индикаторами зональных ландшафтно-климатических обстановок, особенно климата и состава биомассы, а также режима солености, геоморфологических особенностей, скорости и режима седиментации.

4. Анализ признаков конкреций и конкреционных комплексов в сочетании с анализом признаков вмещающих пород и парагенетических ассоциаций пород позволяет применять наблюдения над конкрециями для реконструкции фациально-геохимических условий образования этих пород. Поэтому изучение конкреций — необходимый и важный элемент фациального анализа глинистых пород.

Дополнительное изучение особенностей образования наиболее крупных скоплений конкреций и сростков позволяет также выявить фациально-геохимические предпосылки образования рудных концентраций некоторых химических элементов в глинистых породах.

Г Л А В А VI

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Знание основных закономерностей распределения малых * химических элементов в глинистых породах может во многом способствовать уточнению как фациальной природы этих образований, так и палеотектонических, палеоклиматических и других особенностей режима их формирования.

Возможность выявления условий осадконакопления на основании сведений о концентрациях химических элементов определяется существованием тесной связи между геологическими процессами, обуславливающими накопление осадков, и распределением элементов в осадках. В частности, изменения тектонических, климатических, гидрохимических и других условий осадконакопления находят отражение в соответствующих изменениях геохимических особенностей формирующихся пород.

Зависимость распределений концентраций малых элементов в глинистых породах от физико-географической обстановки седиментогенеза определяется главным образом формами миграции этих элементов, которые чутко реагируют на условия отложения и контролируют распределение элементов внутри седиментационной площади [304].

Попытаемся рассмотреть зависимость форм миграции малых элементов и их распределения в осадках как от внешних (климатических и тектонических) условий осадконакопления, так и от гидрохимической обстановки среды седиментации.

1. ХАРАКТЕР ВЛИЯНИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ФОРМЫ МИГРАЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Внешние условия

Климатические условия. Одним из основных факторов, влияющих на формы миграции малых элементов и их распределение в осадочных породах, является характер выветривания

* Термин «малые» употребляется в геологической литературе применительно к группе элементов, сумма весовых кларков которых для литосферы определяется числом, значительно меньшим 1%. В состав этой группы входят практически все устанавливаемые в горных породах элементы за исключением следующих четырнадцати: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K и Mg («большие» элементы, составляющие около 99% массы литосферы) и Ti, H, C, Mn, S и P («средние» элементы, составляющие около 1% массы литосферы). Наряду с понятием «малые элементы» в ряде публикаций употребляются термины «элементы-примеси», «аксессуары элементы», «микроэлементы» и «редкие элементы».

пород на водосборной площади. Химическое выветривание, присущее зонам с теплым или жарким гумидным климатом, ведет к глубокому разрушению минералов материнских пород и переходу содержащихся в них элементов в состав растворов и взвесей. При этом геохимические ассоциации элементов, свойственные материнским породам, распадаются, и миграция элементов осуществляется в соответствии с их индивидуальными особенностями и физико-химическими условиями среды переноса и осадконакопления. Особенно ярко проявляется многообразие форм миграции малых элементов, для которых возможна одновременная транспортировка не только в форме истинных, но и в виде коллоидных растворов, а также в составе взвесей и частично в обломках минералов, перемещаемых волочением по дну.

Индивидуальные физико-химические свойства элементов ведут к различным для каждого из них соотношениям перечисленных форм миграции, а это, в свою очередь, обуславливает возникновение рядов подвижности элементов. Положение каждого из элементов в подобных рядах определяется соотношением его масс в разных формах миграции. В каждой конкретной обстановке наименее подвижными оказываются элементы, большая масса которых перемещается в форме взвесей и обломков минералов, и наиболее подвижными — элементы, перемещающиеся преимущественно в форме растворов [304].

Существование рядов подвижности элементов должно находить свое отражение и при процессах формирования глинистых отложений. Элементы, значительная масса которых перемещается в виде коллоидных или ионных растворов, должны в конечном счете преимущественно обогащать наиболее тонкозернистую часть глинистых осадков, а элементы, мигрирующие в форме взвесей, — более грубозернистую часть.

В случае справедливости выдвинутого предположения в глинистых осадках, формировавшихся в гумидных условиях, мы будем наблюдать ассоциации элементов, сгруппированных главным образом по признаку их подвижности при данных физико-географических условиях.

По мере перехода к аридным условиям седиментации и, следовательно, с уменьшением степени химического выветривания материнских пород определенные массы малых элементов перемещаются в составе не разложенных процессами выветривания частиц минералов этих пород. Элементы минералов при их дроблении могут частично переходить в состав взвесей и, следовательно, обогащать глинистые осадки. В этом случае в глинистых образованиях должны в той или иной степени сохраняться ассоциации элементов, отражающие ассоциации в материнских породах.

Таким образом, по мере перехода от аридных климатических зон формирования глинистых отложений к гумидным мы должны наблюдать в осадках переход от ассоциаций элементов, сходных с их ассоциациями в материнских породах, к ассоциациям, отражающим

ряды подвижности элементов при данных физико-химических условиях. Отсюда следует принципиальная возможность решения обратной задачи: на основании изучения ассоциаций элементов в глинистых отложениях и рядов их подвижности можно судить о климатических условиях формирования этих отложений.

Тектонические условия. Характер тектонического режима эпохи седиментации находит отражение в степени расчлененности рельефа водосборной площади. В свою очередь, увеличение степени расчлененности рельефа ведет к относительному преобладанию механического выветривания над химическим, а пенеппенизация — химического над механическим [304].

Исходя из изложенных соображений о влиянии интенсивности химического выветривания материнских пород на геохимические ассоциации элементов в осадочных образованиях, можно предположить, что при прочих равных условиях, по мере перехода от зон с расчлененным рельефом к пенеппенизированным зонам формирования глинистых отложений, мы должны наблюдать в осадке аналогичный показанному выше переход от ассоциаций элементов, сходных с ассоциациями материнских пород, к ассоциациям, отражающим ряды подвижности элементов при данных физико-химических условиях. Отсюда следует возможность решения задачи по выявлению характера рельефа эпохи седиментации (и, следовательно, тектонического режима) на основании изучения ассоциаций элементов в глинистых отложениях и рядов их подвижности.

Гидрохимические условия среды отложения

Одним из элементов, резко меняющим форму миграции при переходе от пресноводной к морской среде осадконакопления, является барий [264]. В континентальных условиях этот элемент, легко переходящий в раствор, как правило, характеризуется высокой подвижностью. В морских условиях в результате соприкосновения с ионом серной кислоты барий переходит в труднорастворимую форму сульфата и, таким образом, обогащает взвеси.

Отмеченная закономерность свидетельствует о возможности решения задачи по выявлению условий среды отложения осадков на основании изучения положения бария в рядах подвижности и в ассоциациях элементов.

Геохимические критерии разграничения морских и пресноводных глин далеко не ограничиваются приведенным примером. Морские глинистые отложения закономерно отличаются от континентальных повышенным содержанием В, Sr, Cl, Br и ряда других элементов. Вопросы использования данных о концентрациях этих элементов в качестве индикаторов морских и пресноводных осадков в настоящей работе не рассматриваются, так как они достаточно подробно освещены [93, 94, 143, 181 и др.].

2. РЯДЫ ПОДВИЖНОСТИ И АССОЦИАЦИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД. МЕТОДЫ ПОЛУЧЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОЦЕНОК ЭТИХ ИНДИКАТОРОВ

Все приведенные выше данные свидетельствуют о том, что различным обстановкам осадконакопления соответствуют различные и одновременно вполне определенные типы ассоциаций и рядов подвижности малых элементов. Это позволяет рассматривать ассоциации и ряды подвижности в качестве основных геохимических индикаторов условий формирования глинистых образований.

Для получения точных сведений об условиях формирования глинистых осадков необходимы количественные оценки подвижности и ассоциаций элементов, без чего невозможны достаточно обоснованные сопоставления этих индикаторов. Наиболее доступным способом получения подобных оценок представляется применение при обработке сведений о концентрациях малых элементов корреляционного статистического анализа. Основанные на этом анализе методы определения индикаторов условий седиментации подробно рассмотрены в ряде работ [27, 33], поэтому рассмотрим только краткое описание этих методов.

Количественная оценка рядов подвижности элементов

Как уже говорилось выше, возникновение рядов подвижности химических элементов в условиях земной поверхности связано с проявляющимся здесь многообразием форм их миграции. Местоположение каждого из элементов в подобных рядах определяется соотношением той части его массы, которая мигрирует в форме раствора, и той части, которая присутствует в виде взвеси. Поскольку «распределение элементов в ряд геохимической подвижности демонстрирует влияние индивидуальных физико-химических свойств элементов на их миграционную способность в условиях поверхности Земли» [304, 29], соседние элементы в ряду должны характеризоваться наиболее сходными в данной конкретной обстановке физико-химическими свойствами.

В реальных условиях земной поверхности неизбежны некоторые колебания во времени и пространстве соотношений взвешенных и растворенных масс каждого из элементов, вызывающие соответствующие колебания концентраций элементов в осадках. Исходя из сходства физико-химических свойств соседних элементов в рядах подвижности, можно сделать вывод о том, что степень согласованности этих колебаний будет более высокой для каждой пары рядом расположенных элементов по сравнению с элементами в ряду, удаленными друг от друга.

Выразив степень согласованности коэффициентами корреляции r и обозначив корреляционные связи между соседними элементами величинами $r_{1, 2}, r_{2, 3}, r_{3, 4}, \dots, r_{(n-1), n}$ (n — число элементов в ряду),

между элементами, расположенными через один, величинами $r_{1, 3}$, $r_{2, 4}$, $r_{3, 5}$, \dots , $r_{(n-2), n}$, между элементами, расположенными через два, величинами $r_{1, 4}$, $r_{2, 5}$, $r_{3, 6}$, \dots , $r_{(n-3), n}$ и т. д., получаем следующую систему неравенств, в которой каждый из членов предыдущего столбца больше каждого члена в последующем столбце:

$$\left. \begin{array}{c} r_{1, 2} \\ r_{2, 3} \\ r_{3, 4} \\ \dots \\ r_{(n-1), n} \end{array} \right\} > \left. \begin{array}{c} r_{1, 3} \\ r_{2, 4} \\ r_{3, 5} \\ \dots \\ r_{(n-2), n} \end{array} \right\} > \left. \begin{array}{c} r_{1, 4} \\ r_{2, 5} \\ r_{3, 6} \\ \dots \\ r_{(n-3), n} \end{array} \right\} > \dots > r_{1, n}.$$

Обозначив элементы величинами $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ (где x_1 расположен в ряду подвижности рядом с x_2 ; x_2 — рядом с x_3 и т. д.), можно представить следующую идеализированную модель ряда подвижности:

x_1	x_2	x_3	x_4	\dots	$x_{(n-1)}$	x_n
$r_{1, 2}$	$r_{2, 3}$	$r_{3, 4}$	\dots	\dots	$r_{(n-1), n}$	
	$r_{1, 3}$	$r_{2, 4}$	\dots	$r_{4, (n-1)}$	\dots	
	$r_{1, 4}$	\dots	$r_{3, (n-1)}$	$r_{4, n}$		
	\dots	$r_{2, (n-1)}$	$r_{3, n}$			
	$r_{1, (n-1)}$	$r_{2, n}$				
		$r_{1, n}$				

Основным свойством данной модели является то обстоятельство, что каждый элемент x занимает здесь вполне определенное фиксированное положение, так как изменение этого положения ведет к нарушению указанных выше неравенств.

Изучение корреляционных связей между концентрациями элементов может позволить определить положение каждого из них в рядах подвижности. Для этого необходимо расположить элементы так, чтобы распределение коэффициентов корреляции между ними максимально соответствовало построенной модели: в первом горизонтальном ряду должны располагаться коэффициенты, обладающие наиболее высокими положительными значениями, во втором — более низкими и т. д.

Ряды подвижности, построенные на конкретном материале, могут в той или иной степени отличаться от идеализированной модели. Так, например, в условиях недостаточно глубокого химического выветривания пород водосборной площади появляется возможность сохранения в осадках эндогенных ассоциаций элементов. Это неизбежно должно нарушать картину корреляционных связей идеализированного ряда подвижности. Отсюда основной задачей при выявлении эмпирических рядов подвижности является такой подбор

последовательности элементов, при котором распределение коэффициентов корреляции между их концентрациями приближалось бы к идеальной модели в максимальной степени.

Количественная оценка ассоциаций элементов

Использование различных модификаций метода корреляционного статистического анализа позволяет также выявлять в каждом конкретном комплексе осадочных пород группы или ассоциации элементов, концентрации которых связаны достаточно сильными положительными связями. Однако непосредственное применение результатов корреляционного анализа для выделения ассоциаций элементов далеко не во всех случаях дает удовлетворительные результаты. Так, в некотором множестве элементов, состоящем из n членов ($x_1, x_2, x_3, x_4, \dots, x_n$), между элементами x_1 и x_2 может существовать сильная отрицательная связь. Однако вполне вероятной является ситуация, при которой как x_1 , так и x_2 связаны положительной статистической связью с x_3 , отрицательной — с x_4 , положительной — с x_5 и т. д. Иначе говоря, значения связей x_1 и x_2 со всеми остальными элементами ассоциации распределяются согласованно: с одной половиной членов множества как x_1 , так и x_2 связаны положительно, а с другой половиной — отрицательно. Поэтому в пределах рассмотренного множества элементы x_1 и x_2 , несмотря на наличие отрицательной корреляционной связи между ними, следует, очевидно, отнести к одной и той же ассоциации, состоящей из x_3, x_5, x_7 и других нечетных членов множества.

Таким образом, для более надежного выделения ассоциаций в пределах того или иного множества элементов необходимо учитывать не только корреляции между самими элементами, но и взаимоотношения каждой пары элементов со всеми остальными. С нашей точки зрения, эти взаимоотношения можно оценить количественно путем корреляции двух переменных величин, представляющих собой простые коэффициенты корреляции каждого из этих двух элементов со всеми остальными. Для рассматриваемых элементов x_1 и x_2 может быть рассчитан коэффициент корреляции второго порядка между рядом величин $r_{1,3}, r_{1,4}, \dots, r_{1,n}$ и соответственно рядом величин $r_{2,3}, r_{2,4}, \dots, r_{2,n}$, где r — коэффициенты корреляции между соответствующими элементами (например, $r_{1,3}$ — коэффициент корреляции между x_1 и x_3).

Расчет коэффициентов корреляции второго порядка позволяет оценить меру статистической связи между всеми элементами множества, характеризующую более высокий уровень их взаимоотношений. Такую операцию можно повторять многократно, вычисляя коэффициенты корреляции между коэффициентами второго порядка (например, для элементов x_1 и x_2 вычисляется корреляция между рядами величин $r'_{1,3}, r'_{1,4}, r'_{1,5}, \dots, r'_{1,n}$ и $r'_{2,3}, r'_{2,5}, \dots, r'_{2,n}$, где r' — коэффициенты корреляции второго порядка между соответствующими элементами), затем коэффициенты корреляции между

вновь полученными коэффициентами третьего порядка и т. д. На каждом последующем этапе многократной корреляции будут получаться статистические оценки, отражающие все более и более высокие уровни взаимоотношений между изучаемыми элементами.

В целом применение метода многократной корреляции позволяет выявлять в пределах каждого конкретного изучаемого геологического объекта «иерархию» ассоциаций элементов: частные ассоциации, обусловленные связями первого порядка, объединяющие их более общие ассоциации второго порядка, еще более крупные ассоциации третьего порядка и т. д., вплоть до установления наиболее общих ведущих ассоциаций.

В соответствии с рассмотренными выше принципами во ВСЕГЕИ разработаны алгоритмы и программы для вычисления на ЭВМ количественных характеристик рядов подвижности и ассоциаций элементов.

3. ЭТАЛОННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Применение ЭВМ открыло возможности для обработки больших объемов информации, представленной результатами химических и спектроскопических определений концентраций малых элементов в глинах и глинистых породах. Для группы элементов, представленной Ti, Cr, V, Ni, Cu, Mn, Be, Ga, Zr, Pb, Ba и Sr, в настоящее время вычислены количественные характеристики рядов подвижности и ассоциаций элементов для нескольких тысяч типов глинистых образований различного возраста и генезиса.

В результате обобщения полученных характеристик были выявлены эталонные типы ассоциаций и рядов подвижности элементов, отражающие различные обстановки седиментогенеза.

Установлено, что в глинистых породах, формирующихся в аридных климатических зонах или в пределах регионов с резко расчлененным рельефом, сохраняются две ведущие геохимические ассоциации эндогенных горных пород: ассоциация элементов, повышающих свои концентрации в ряду гранитоиды — базиты (Ti, Mn, Cr, V, Ni, Cu и др.), и ассоциация элементов, снижающих свои концентрации в этом ряду (Zr, Be, Ba, Pb, Sr и др.).

В результате химического выветривания, обусловливаемого гумидной климатической обстановкой и пологим рельефом области питания, в континентальных глинистых толщах формируются ассоциации элементов, отражающие следующий усредненный ряд их подвижности (от слабоподвижных элементов к более подвижным): Ti, Zr, Ga, Be → Cr, V → Ni → Pb → Cu → Mn → Ba → Sr. В этих породах образуют, как правило, единые группы элементы, являющиеся соседними в указанном ряду: Ti объединяется с Zr, Ga и Be, Ba со Sr и т. д.

При переходе к морской обстановке седиментации ряды подвижности и ассоциации элементов в глинах претерпевают некоторые закономерные изменения. В морских отложениях распадается

характерная для континентальных условий ассоциация Sr — Ba. Последний существенно снижает подвижность и переходит в состав ассоциаций, представленных Ti, Zr и другими слабоподвижными элементами.

Сопоставление геохимических данных по конкретным геологическим объектам с приведенными эталонными геохимическими характеристиками обеспечивает выявление тектонических, климатических, гидрохимических и других условий формирования исследуемых толщ.

4. ПРИМЕРЫ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСНОВАНИИ ДАННЫХ О КОНЦЕНТРАЦИЯХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В качестве примера рассматриваются результаты, полученные при изучении некоторых геохимических особенностей средне- и верхнепалеозойских отложений Тенизской впадины (западная часть Центрального Казахстана). Условия формирования этих отложений хорошо изучены общегеологическими (фациальными, палеонтологическими и т. п.) методами, что дает возможность проконтролировать выводы об этих условиях, основанные на геохимических наблюдениях.

Ниже приводятся полученные в результате обобщений сводные геохимические характеристики глинистых отложений, принадлежащих следующим осадочным комплексам Тенизской впадины: среднего и верхнего девона, нижнего карбона, среднего и верхнего карбона и нижней части разреза перми.

Рассматриваемые данные представлены результатами спектроскопических определений концентраций Ti, Zr, Ga, Be, Cr, V, Ni, Pb, Cu, Mn, Ba и Sr. Концентрации элементов определялись в бороздковых пробах (длина борозды 1 м), отобранных по разрезам перечисленных выше толщ из керн буровых скважин и естественных обнажений. Во всех случаях для опробования выбирались пласты глинистых пород — аргиллитов, реже алевролитов аргиллитов и еще реже глинистых алевролитов.

Количество проб, характеризующих каждый из изученных осадочных комплексов, составляет около 400.

Средне- и верхнедевонские отложения Тенизской впадины

В составе отложений среднего и верхнего девона, развитых на территории Тенизской впадины, преобладают конгломераты, гравелиты, кварц-полевошпатовые песчаники, которым подчинены алевролиты и аргиллиты. Породы окрашены в красный, розовый, редко в светло-серый цвет.

Результаты статистической обработки данных о концентрациях химических элементов в аргиллитах этого комплекса осадочных пород представлены в обобщенном виде на рис. 17, где кругами обозначены ассоциации элементов. Размеры кругов по вертикали пропорциональны количеству ассоциирующихся элементов. Стрелками показана последовательность вхождения элементов в ассоциации разных порядков. В горизонтальных рядах схемы указаны: в ряду I — химические элементы, расположенные в последовательности (слева направо), отвечающей возрастанию их геохимической подвижности; в ряду II — ассоциации первого порядка (группы элементов, объединяемых высокими положительными значениями коэффициентов корреляции первого порядка); в ряду III — ассоциации второго порядка (обобщенные группы элементов, объединяемых положительными коэффициентами корреляции второго порядка); в ряду IV — ассоциации третьего порядка (группы элементов, объединяемых положительными коэффициентами корреляции третьего порядка); в ряду V — ассоциации четвертого порядка (группы элементов, объединяемых высокими положи-

тельными значениями коэффициентов корреляции четвертого порядка), в ряду VI — ассоциации пятого порядка. Ассоциации шестого, седьмого и более высоких порядков дублируют картину ассоциаций предыдущих порядков и поэтому на рисунке не показаны.

Стрелками, соединяющими ряды, показано: ряды I и II — элементы, объединяемые в ассоциации первого порядка; II и III — отдельные элементы и их ассоциации первого порядка, входящие в состав ассоциаций второго порядка; III и IV — элементы и ассоциации второго порядка, входящие в состав ассоциаций третьего порядка; IV и V — элементы и их ассоциации третьего порядка, входящие в состав ассоциаций четвертого порядка; V и VI — элементы и их ассоциации четвертого порядка, входящие в состав ассоциаций пятого порядка.

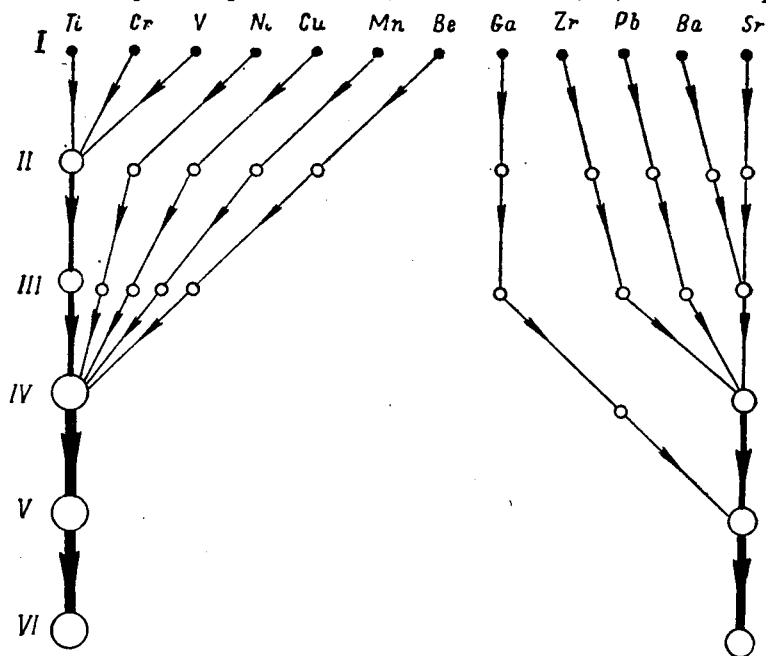


Рис. 17. Ряд подвижности и ассоциации химических элементов в аргиллитах среднего и верхнего девона.

В каждом из рядов II—II, III—III и т. д. увеличение расстояния между кругами, обозначающими ассоциации и отдельные элементы, отражает существование между этими ассоциациями отрицательных корреляционных связей (так, каждый из членов ассоциации, занимающей крайнее левое положение в каждом ряду, отделен от каждого члена ассоциации, занимающей в этом ряду крайнее правое положение, отрицательными корреляциями).

Как видно из рисунка, в изученных породах положительными корреляционными связями первого порядка объединяются в единую ассоциацию элементы, характеризующиеся здесь слабой относительной подвижностью (занимающие левую часть ряда подвижности) — Ti, Cr, V. К элементам этой ассоциации прилегают Ni, Cu, Mn, Fe, образующие с ними положительные корреляции второго и третьего порядков.

Отдельную, обособленную от всех упомянутых выше элементов группу составляют тесно связанные между собой Ba и Sr, а также Pb, Zr и Ga, образующие с этими двумя элементами корреляционные связи третьего и четвертого порядков.

Сопоставляя полученные данные с рассмотренными выше эталонными характеристиками глинистых образований, накопившихся в различных климатических, тектонических и фациальных обстановках, приходим к следующим выводам об условиях формирования аргиллитов среднего и верхнего девона.

Гидрохимические условия среды седиментации. В изученных породах Ва характеризуется высокой относительной подвижностью и образует положительную корреляционную связь с легкоподвижным Sr. Подобное поведение бария указывает на низкое содержание сульфатного иона в водах бассейнов среднего и верхнего девона и, следовательно, на пресноводный характер этих бассейнов.

Тектонические и климатические условия. Ассоциации химических элементов, установленные в аргиллитах среднего и верхнего девона, почти не отличаются от эталонных ассоциаций, характерных для глинистых отложений, сформировавшихся в условиях аридного климата и резко расчлененного рельефа области питания. Как и в этих отложениях, в рассматриваемых породах в единую группу объединяются элементы, обогащающие основные и ультраосновные породы — Ti, Cr, V, Ni, Cu, Mn. Обособленную группу составляют элементы, преимущественно обогащающие кислые породы, — Zr, Pb, Ba, Sr. Картину сходства с эталонными ассоциациями нарушает только один элемент — Be, присоединяющийся в аргиллитах девона к Ti, Cr и другим элементам основных пород.

Проведенное сопоставление заставляет предполагать, что глинистые образования среднего и верхнего девона на территории северной части Тенизской депрессии формировались в условиях резко расчлененного рельефа водосборной площади и климата, близкого к аридному.

Нижнекаменноугольные отложения Тенизской впадины

Нижнекаменноугольные отложения на территории Тенизской впадины представлены известняками, глинистыми известняками, аргиллитами, глинистыми алевролитами, реже — мелко- и среднезернистыми песчаниками. Цвет пород серый, черный, зеленовато-серый.

Результаты обработки на ЭВМ данных о концентрациях химических элементов в аргиллитах нижнего карбона, развитых на юге Тенизской депрессии, в обобщенном виде представлены на рис. 18.

Как видно из рисунка, в названных аргиллитах положительными корреляционными связями первого и второго порядков объединяются в единую ассоциацию элементы, характеризующиеся здесь слабой относительной подвижностью: Ti, Be, Zr, Ga, V, Cr. К элементам этой ассоциации примыкают образующие с ними положительные корреляции третьего и четвертого порядков и более подвижные по сравнению с ними Ba, Pb и Ni. Со всеми перечисленными элементами образует положительные корреляционные связи пятого порядка более подвижная по сравнению с ними медь.

Отдельную, обособленную от всех упомянутых выше элементов ассоциацию составляют характеризующиеся максимальной подвижностью и связанные между собой положительной корреляцией четвертого порядка Sr и Mn.

Результаты статистической обработки геохимических данных, характеризующих аргиллиты нижнего карбона, развитые в пределах северной части Тенизской депрессии, представлены на рис. 19. Здесь положительными корреляциями первого и второго порядков объединяются слабоподвижные Ti, Be, Zr, Ga, V. К этим элементам присоединяется Pb, а также примыкает группа, представленная Cr, Ni, Cu. Наконец со всеми перечисленными элементами образует положительные коэффициенты корреляции пятого порядка Ba, Mn и Sr характеризуются максимальной по сравнению со всеми упомянутыми элементами подвижностью и образуют обособленную ассоциацию.

Сопоставив приведенные выше данные с эталонными геохимическими характеристиками, можно прийти к следующим выводам об условиях формирования глинистых пород нижнего карбона.

Гидрохимические условия среды седиментации. При формировании нижнекаменноугольных глинистых пород юга Тенизской депрессии Ва характеризуется сравнительно низкой относительной подвижностью. Здесь он отходит к слабоподвижным компонентам (Ti, Be, Zr и др.), образуя с ними положительные корреляционные связи. Sr сохраняет в рассматриваемых породах высокую подвижность. Существенное снижение подвижности Ва по сравнению со Sr заставляет предполагать наличие значительного сульфатного заражения вод бассейнов седиментации в этом районе Тенизской впадины и приводит к предположению о морском режиме этих бассейнов.

В нижнекаменноугольных аргиллитах севера Тенизской депрессии Ва также характеризуется пониженной подвижностью по сравнению со Sr и примыкает

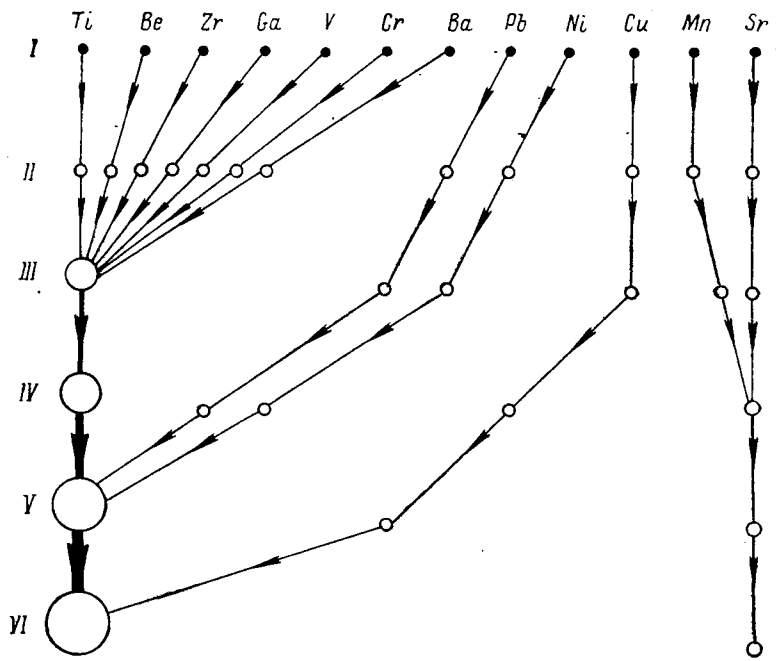


Рис. 18. Ряд подвижности и ассоциации элементов в аргиллитах нижнего карбона (южная часть Тенизской депрессии).

к группе слабоподвижных компонентов. Однако в отличие от аргиллитов нижнего карбона, развитых в пределах южной части изученного региона, в этих породах связь Ва со слабоподвижными компонентами выражена гораздо слабее и выявляется только на уровне корреляций высоких порядков. Отличается также и положение Ва в ряду подвижности. На юге этот элемент занимает в нем седьмое слева место, а на севере десятое, приближаясь к легкоподвижным Mn и Sr.

Все это заставляет предполагать, что при поступлении в бассейны седиментации какая-то часть от общей массы Ва не выпадала в форме сульфатов и сохранялась в растворах и что сульфатное заражение вод бассейнов седиментации было неполным. Подобная ситуация могла возникнуть в пределах мелководных зон морского бассейна, примыкавших к береговой линии, т. е. в пределах зон частичного разбавления морских вод пресными, поступающими с континента.

Тектонические и климатические условия. Ряд относительной подвижности элементов, установленный для глинистых образова-

ний нижнего карбона, развитых на юге Тенизской депрессии, практически не отличается от эталонного ряда, характерного для глинистых образований, сформировавшихся в условиях глубокого химического выветривания пород области питания. Одновременно с этим в изученных аргиллитах ассоциации химических элементов коренным образом отличаются от эталонных ассоциаций, характерных для глин, сформировавшихся в условиях механического выветривания области питания (обогащающие основные породы Ti, V, Cr, Ni объединены здесь с отходящими к кислым породам Be, Pb и Zr; Mn объединяется со Sr и т. д.).

Все это свидетельствует об условиях господства процессов глубокого химического выветривания пород области питания на юге Тенизской депрессии в рассматриваемую эпоху. В свою очередь глубокое химическое выветривание ука-

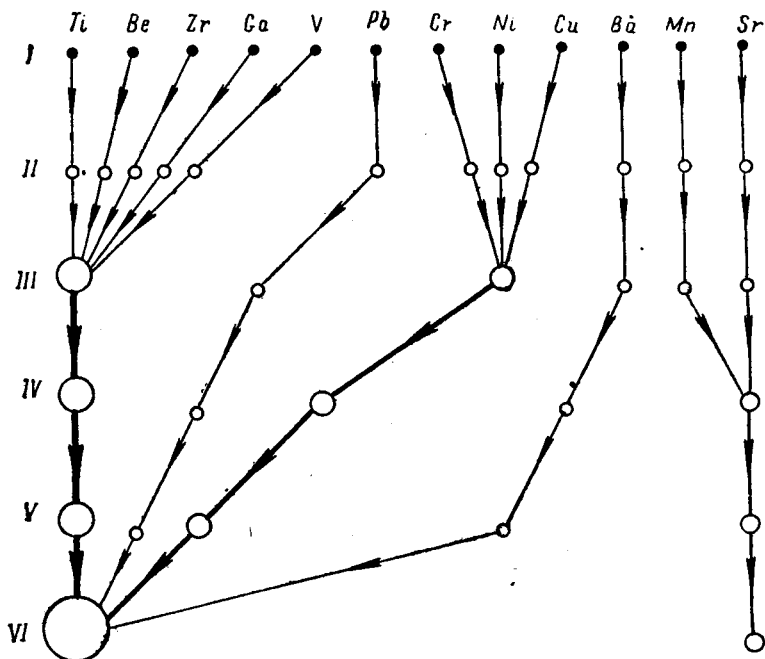


Рис. 19. Ряд подвижности и ассоциации элементов в аргиллитах нижнего карбона (северная часть Тенизской депрессии).

зывает на близкий к гумидному климат и пологий, близкий к равнинному рельеф водосборной площади.

Ряд относительной подвижности элементов, характерный для нижнекаменноугольных аргиллитов северной части Тенизской депрессии, также во многом совпадает с эталонным рядом, отражающим условия глубокого химического выветривания. Практически картину сходства нарушают только три элемента — относительно слабоподвижный в условиях глубокого химического выветривания Cr тесно связан здесь с более подвижными Ni и Cu. Можно предположить, что подобное поведение этих трех элементов отражает частичное сохранение в изученных осадках некоторых ассоциаций, свойственных эндогенным материнским образованиям (Cr, Ni и Cu относятся к группе элементов, повышающих концентрации в ряду гранитоиды — базиты), и, следовательно, указывает на неполное химическое разложение минералов, слагавших породы области питания.

Все эти данные приводят к выводу о том, что на севере Тенизской депрессии в эпоху накопления осадков нижнего карбона наряду с химической денудацией

частично проявлялась денудация механическая. В свою очередь это могло быть обусловлено не идеально пологим, а слабобрасленным рельефом местности, окружавшей бассейн седиментации.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения Тенизской впадины (владимировская свита)

Отложения владимировской свиты Тенизской впадины представлены полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Цвет пород красный, розовый, реже серый и зеленовато-серый.

Результаты оценки ряда подвижности и ассоциаций элементов в аргиллитах владимировской свиты приведены на рис. 20. В этих породах положительной

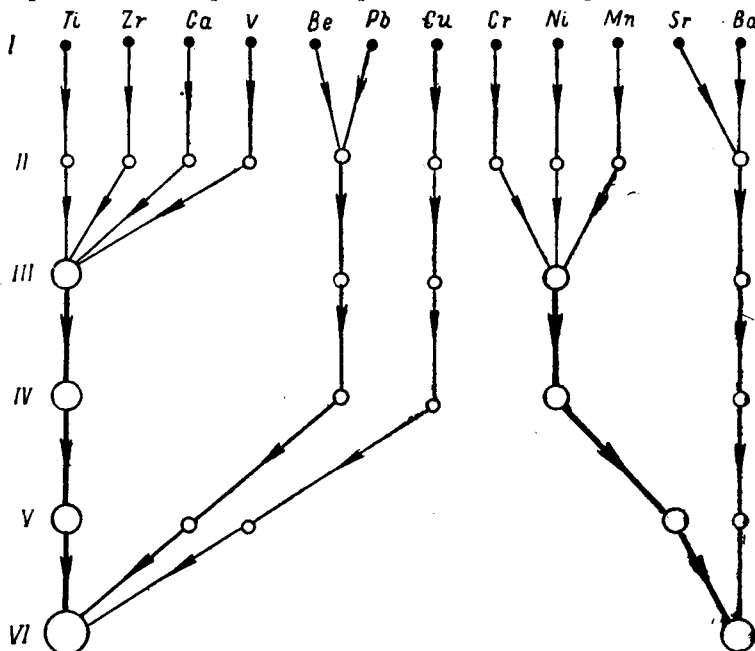


Рис. 20. Ряд подвижности и ассоциации элементов в аргиллитах среднего и верхнего карбона (владимировской свиты).

корреляционной связи первого порядка объединяются Sr и Ba, а также Be и Pb. Наряду с этими группами выделяются ассоциации элементов, связанных положительными коэффициентами корреляции второго порядка: Ti—Zr—Ga—V и Cr—Ni—Mn. Коэффициенты корреляции третьего, четвертого и пятого порядков обуславливают присоединение Cr, Ni и Mn к Sr и Ba, Be и Pb к Zr, Ti, Ga и V. К последним из перечисленных элементов примыкает также Cu.

Указанные геохимические особенности позволяют прийти к следующим выводам об условиях формирования глинистых отложений владимировской свиты.

Гидрохимические условия среды седиментации. Поведение Ba, который, как видно из рис. 20, характеризуется высокой подвижностью и тесно связан со Sr, указывает на пресноводный характер бассейнов, в пределах которых накапливались отложения владимировской свиты.

Тектонические и климатические условия. По положению шести из двенадцати изученных элементов (Ti, Zr, Ga, V, Sr и Ba) в ряду подвижности и в ассоциациях изученные аргиллиты весьма сходны с эталонными типами глинистых образований, формировавшихся в условиях глубокого хими-

ческого выветривания. Это обстоятельство указывает на существование процессов химического разложения пород области питания в эпоху формирования владимировской свиты.

Однако одновременно с этим в рассмотренных породах присутствуют ассоциации элементов, сходные с ассоциациями эндогенных образований. Сравнительно обособленные группы образуют здесь элементы, обогащающие основные породы, — Cr, Ni и Mn, а также элементы кислых пород — Be и Pb. Частичное сохранение в аргиллитах владимировской свиты ассоциаций элементов, сходных с таковыми в материнских породах, указывает на то, что процессы химического выветривания в среднем и верхнем карбоне частично подавлялись выветриванием механическим. Подобная обстановка могла быть обусловлена относительно сухим (переходным от гумидного к ариднему) климатом эпохи седиментации и относительно расчлененным рельефом области питания.

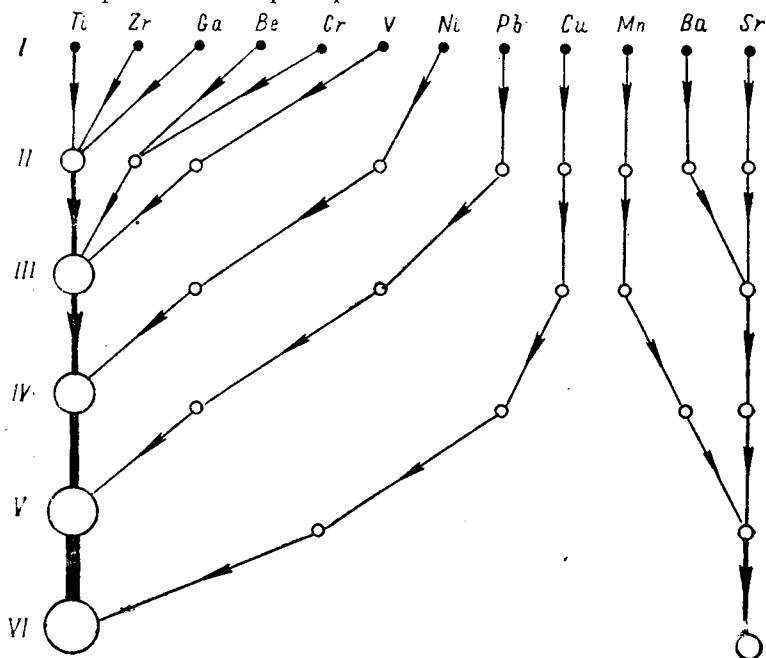


Рис. 21. Ряд подвижности и ассоциации элементов в аргиллитах перми.

Пермские отложения Тенизской впадины

Нижняя часть разреза нижней перми в пределах Тенизской впадины сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также известняками. Породы окрашены в серый, черный, реже зеленовато-серый цвет.

Как видно из рис. 21, в аргиллитах перми положительными корреляциями первого порядка объединяются слабоподвижные в условиях глубокого химического выветривания элементы — Ti, Zr и Ga. К ним последовательно присоединяются более подвижные Be, Cr, V, Ni, Pb и Cu. Обособленную группу составляют Mn и тесно связанные между собой Sr и Ba.

В результате сопоставления с эталонными данными устанавливаются следующие особенности условий формирования пермских аргиллитов.

Гидрохимические условия среды седиментации. Существование положительной корреляционной связи между Sr и Ba и высокая

подвижность последнего указывают на континентальные условия формирования рассматриваемых аргиллитов.

Тектонические и климатические условия. Распределение элементов по ассоциациям и в ряду относительной подвижности в аргиллитах перми практически не отличается от эталонных типов распределенных элементов, характерных для глинистых пород, формировавшихся в условиях глубокого химического выветривания пород области питания. Это свидетельствует о слаборасчлененном рельефе водосборной площади и гумидном климате эпохи формирования нижнепермских отложений.

Таким образом, на основании некоторых геохимических данных устанавливаются следующие особенности палеогеографической обстановки формирования изученных осадочных комплексов. Глинистые образования среднего и верхнего девона формировались в пределах пресноводных бассейнов, в условиях резко расчлененного рельефа водосборной площади (и, следовательно, активного тектонического режима) и климата, близкого к аридному.

Отложения нижнего карбона накапливались в пределах морского бассейна, прибрежная зона которого располагалась на севере впадины. Рельеф водосборной площади в это время был относительно пологим, а климат — гумидным.

Глинистые породы владимировской свиты формировались в континентальных пресноводных бассейнах. Рельеф территорий, окружавших эти бассейны, был относительно расчлененным, а климат эпохи седиментации — переходным от аридного к гумидному.

Осадки нижней части разреза перми накапливались в пределах пресноводных бассейнов в условиях пологого рельефа областей питания и близкого к гумидному климата.

Выводы, полученные на основании геохимических исследований, хорошо согласуются с результатами общих геологических и палеонтологических наблюдений. Так, по данным Н. В. Литвинович [190], отложения девона на севере Тенизской впадины формировались в условиях трансгрессии и последующей регрессии морского бассейна, наступавшего с юга на рассматриваемую территорию. Во время формирования отложений владимировской свиты и в нижнепермское время в пределах Тенизской впадины существовали обширные пресноводные бассейны.

Как видно, выводы об условиях формирования глинистых отложений, полученные на основании геохимических данных, не противоречат результатам общих геологических наблюдений и во многом дополняют их.

Закономерности распределения малых элементов в глинистых образованиях находятся в тесной связи со сложным комплексом геологических и геохимических процессов, обуславливающих формирование осадков. Типы рядов подвижности и ассоциаций этих элементов зависят не только от петрографического состава, но и от фациальных, тектонических, климатических и других условий формирования осадочных образований и являются ведущими геохимическими индикаторами обстановки седиментогенеза.

Применение корреляционного статистического анализа позволяет вычислять количественные характеристики рядов подвижности и ассоциаций элементов. Путем обработки на ЭВМ сведений о концентрациях этих элементов в глинистых образованиях различного генезиса определены эталонные типы ассоциаций и рядов подвижности, характеризующие различные физико-географические обстановки седиментации. Сопоставление геохимических данных по конкретным геологическим объектам с этими эталонными типами позволяет с высокой степенью точности выявлять тектонические, климатические и фациальные условия формирования глин и глинистых пород.

ГЛАВА VII

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

1. ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Значение палеонтологических данных для определения условий образования осадков общепризнано и в той или иной степени освещается в любом руководстве по изучению осадочных пород, фаций и палеогеографии. Однако для установления фациальных типов глин палеонтологические данные еще мало используются. Основными причинами этого являются недостаточность знаний об организмах, населявших глинистые илы, условиях их обитания и захоронения, а также плохая сохранность скелетных остатков во многих глинистых толщах.

Данные о среде обитания и населении современных морских глинистых осадков

Очевидно, что прежде чем рассматривать палеонтологические особенности различных фациальных типов глин, следует составить представление о среде обитания и населении современных глинистых осадков. Как известно, они образуются в самых различных обстановках, но основным условием, определяющим возможность их накопления, является слабая подвижность водной среды. Это, в свою очередь, определяет целый комплекс факторов среды обитания организмов, населяющих глинистые осадки (субстрат, пища, газовый режим, мутность), многие особенности строения тел донных организмов, а также условия их захоронения.

Для примера возьмем современные морские илы, поскольку ископаемые аналоги их хорошо представлены в отложениях геологического прошлого, а в литературе имеется достаточное количество необходимых данных.

Прежде всего следует отметить сильную обводненность глинистых илов — влажность их в среднем составляет около 65% и нередко возрастает до 86%. Влажность грунтов падает вглубь от поверхности осадков; наиболее резкое падение отмечается в верхних 20—30 см колонки: от 65—73 до 43—40%, после чего дальнейшая убыль влажности происходит медленно [303]. Не исключено, что с различиями в плотности грунта связана подмеченная биологами тенденция к укрупнению раковин у глубоко закрывающихся пелеципод (*Rapora*, *Mya*, *Schizothaerus*), которые проникают до глубины 1 м от

поверхности дна, тогда как большинство двустворок обитает в верхнем слое ила, насыщенном водой.

Как установлено многими исследователями, тонкозернистые осадки всегда богаче органическим веществом, чем осадки грубозернистого состава. Аккумуляция органического вещества в илах сопровождается развитием огромных масс бактерий, продукты обмена которых вредны для животных и снижают их численность. Так, например, наибольшая густота поселений пелеципод в заливе Мэн свойственна тем осадкам, в которых органическое вещество составляет 1,18—3%; им питаются многие донные организмы. Но при содержании в осадке более 3% органического вещества густота поселений пелеципод резко падает. Это объясняется тем, что лимитирующими становятся продукты разложения органического вещества, из которых многие токсичны [362]. По данным микробиологов, количество бактерий увеличивается соответственно степени разложения органического вещества, а интенсивная бактериальная деятельность является причиной большого расхода активного кислорода. Среди токсических веществ, продуцируемых бактериями, обильна углекислота, которая может скопляться в самых придонных частях и оказывает сильное ядовитое действие на некоторых животных, стойких даже по отношению к сероводороду.

Из приведенных данных видно, что места обитания в зоне отложения глинистых илов достаточно специфичны: они характеризуются очень мягким и топким грунтом, не вполне нормальным (или даже аномальным) газовым режимом, обилием органического вещества, которое является основным источником питания для многих представителей бентоса, но при интенсивном накоплении выступает как фактор, лимитирующий развитие бентоса.

Бентосное население обычно подразделяют на два комплекса: живущие на поверхности грунта и в самом грунте. Для обозначения этих комплексов применяют следующие термины: «онфауна», «эпифауна» или, если учитываются не только животные, но и растения, «эпибиос» — для поверхности грунта; «инфауна», или «эндобиос» — для самого грунта.

При сравнении количества экземпляров и общего веса населения, находимого на разных типах грунта (гравий, песок, ил), гидробиологами установлено, что мягкие полужидкие илы и вязкая глина менее благоприятны для жизни, чем илы с примесью алевролита и песка, которые обычно плотно заселены. Отмечается, что многие группы животных не встречаются на очень мягких грунтах и их биомасса* обычно низка. Однако далеко не всегда можно уверенно говорить о том, что это связано именно с механическими свойствами субстрата (или глубиной, если мягкие илы развиты в глубоководных частях), так как большое значение имеет аэрация придонного слоя, и биомасса

* Биомасса — количество вещества в живых организмах на определенную площадь, выраженное в весовых единицах (г/м²).

бентоса уменьшается там, где слаба вертикальная циркуляция вод [126, 128].

Количественные данные о видовом составе фауны весьма существенны для выявления фациальных различий глинистых осадков. Методика количественных исследований применена Петерсеном в 1914 г. — использовался дночерпатель, захватывавший грунт с определенной площади морского дна, затем грунт промывали и подсчитывали всех животных. Результаты подсчета показывались на квадрате определенного размера, где изображались все найденные животные в соответствии с числом найденных экземпляров. Изображения донных комплексов по Петерсену очень наглядны; они приведены в широко известных руководствах [126, рис. 134—136; 236, рис. 137—139]. Д. В. Наливкин особо подчеркнул важность количественных данных для выделения как современных, так и ископаемых сообществ, в состав которых входит много общих видов. Так, например, по данным Петерсена, в сообществе форм с илистого дна на глубине 20—22 м были найдены пелециподы *Abra nitida* (4)*, *Axinus flexuosus* (1), *Nucula tenuis* (1), *Cyprina islandica* (3), *Corbula gibba* (1), офиуры *Amphiura filiformis* (60), *Ophioglypha* (3), морские ежи *Echinocardium cordatum* (5) и др. В сообществе форм глубинного ила (глубина 186 м) совсем отсутствуют крупные *Cyprina islandica*, количество мелких пелеципод сильно возрастает — *Abra nitida* (179), *Axinus flexuosus* (20), *Nucula tenuis* (14), *Leda* (18), а численность офиур заметно снижается — *Amphiura filiformis* (2), *Ophioglypha* (5); морские ежи представлены другим видом — *Brissopsis lyrifera* (9).

Как видно, по качественному составу**, эти два сообщества имеют значительное сходство, но количественные данные резко различны и дают возможность разделить эти сообщества и выявить важную экологическую особенность более глубоководного сообщества — преобладание мелких тонкостенных пелеципод.

Интересные данные о количественном распределении и приуроченности различных представителей бентоса к разным грунта, глубинам и гидродинамическим условиям имеются для Баренцева моря [128, 145, 146]. Его донные осадки изучены с большой полнотой, выявлено влияние рельефа дна бассейна и гидродинамического режима на размещение различных осадков. Материнские породы, слагающие берега Баренцева моря, весьма разнообразны, но конечные продукты разрушения представлены довольно однородным терригенным материалом. Преобладающим осадком Баренцева моря является песчанистый ил, занимающий около 60% всей площади дна; пески и илистые пески покрывают около 15%, илы — около 25%, а глинистые илы — лишь 1% общей площади дна. Распределение крупнообломочного материала связано преимущественно с участками активного гидродинамического режима и размыва древних отложений; влияние льдов на разнос крупнообломочного материала сравнительно невелико [146].

* В скобках всюду дано количество экземпляров вида.

** Полные списки приведены Д. В. Наливкиным [236, т. I, с. 414].

Представители основных групп бентоса (пелециподы, черви, иглокожие, брахиоподы, губки) встречаются на разных глубинах и грунтах, но двустворчатые моллюски приурочены в основном к песчанисто-илистым грунтам малых глубин (менее 150 м), черви полихеты преобладают на более мягких грунтах халистатических областей, где вследствие уменьшения скорости течения отлагаются тонкие осадки. Распределение иглокожих, которые являются врагами пелеципод (выедают их молодь), почти обратное по сравнению с двустворчатыми моллюсками: главная масса иглокожих приурочена к глубинным частям моря (200—450 м). На больших глубинах (150—350 м) и слабо заиленном песчанистом грунте с камнями обильное развитие имеют брахиоподы *Waldheimia cranium*, которые питаются планктоном и поэтому образуют значительные скопления на участках с сильными течениями. Вместе с брахиоподами часто селятся губки, но особенно обильны они на песчанисто-илистых грунтах с примесью камней, где спикул отмерших кремневых губок так много, что грунт делается почти непригодным для обитания зарывающихся форм. После небольшой промывки иглы губок образуют на сите сплошной войлок типа стеклянной ваты. Сходные кремнево-губковые осадки, внешне напоминающие войлок, пропитанный илом, известны на материковой отмели Антарктиды (глубины 100—400 м), где местами иглы губок составляют 96% осадка [184]. Они обнаружены также в Охотском море, на подводных цоколях островов Курильской гряды [252] и в Беринговом море, где встречены на разных глубинах (102 и 860 м), но площади распространения спикулевых осадков невелики и отмечаются места с высоким содержанием взвеси, обогащенной органическим веществом, наиболее благоприятные для питания губок. Эти осадки рассматриваются как современные аналоги ископаемых спонголитов [187].

Пышное развитие губок в Баренцевом море также связывают с обильным поступлением пищи — планктона, приносимого теплым Нордкапским течением с запада [128]. Интересно, что в зоне прохождения течений в Баренцевом море местами отмечаются размывы, заметно укрупняется материал, слагающий донные осадки, в полосе Нордкапского течения содержание фракции менее 0,01 мм снижается: составляет около 20%, тогда как в халистатических зонах оно достигает 60%. В составе глинистой части осадка всюду в Баренцевом море преобладают гидрослюды [145, 146].

Установлено, что решающее значение для развития органической жизни в Баренцевом море имеет явление так называемого «полярного фронта». Мощное течение, идущее с запада, вносит теплые и соленые атлантические воды, которые, подчиняясь рельефу дна, прижимаются подводным склонам и, встречаясь с местными слегка опресненными и холодными водами, охлаждаются, спускаются вниз, а на их место поднимаются глубинные воды.

Таким образом, в определенных районах Баренцева моря происходит наиболее интенсивная вертикальная циркуляция, обеспечивающая вынос на поверхность питательных солей, накапливающихся

в глубоких слоях моря, и вентиляцию придонных слоев. Именно в этих районах наиболее богата донная жизнь и соответственно высека биомасса — 150—600 г/м² и выше [128]. Вне районов усиленной вертикальной циркуляции биомасса бентоса падает до 20—50 г/м² и ниже. Это происходит в самой западной и особенно в северной частях моря, где широко распространены коричневые грунты — илы и песчаные илы с коричневой окраской поверхностного слоя, обусловленной скоплениями окислов железа и марганца. Присутствие их дает основание считать, что для такого окисления в придонном слое имеется достаточное количество кислорода [145, 146]. Однако установлено, что коричневые илы находятся во впадинах или районах с неблагоприятными условиями аэрации, в придонном слое которых скопляется свободная углекислота. Население здесь разрежено, и состав его очень обеднен.

Такие грунты распространены не только в Баренцевом, но и в Карском море, а также, по-видимому, во всей глубинной центральной части Арктического бассейна. В Карском море, где коричневые илы достигают мощности 18 см, наиболее ярко выражено своеобразие комплекса донных животных. По сравнению с бентосом, населяющим прибрежные илистые грунты, на коричневых илах резко убывает разнообразие двустворчатых моллюсков, полихет и ракообразных; преобладающими становятся иглокожие (голотурии, звезды, офиуры) и фораминиферы с агглютинированной (песчанистой) раковиной (*Trochammina*, *Saccorhiza*, *Hormosira* и др.). Большое развитие здесь имеют организмы, приспособленные к обитанию на очень мягком грунте (с широким уплощенным телом), и, кроме того, длинные выросты, позволяющие ползать, не погружаясь в грунт (морские звезды *Pontaster*, *Hymenaster*, офиуры *Gorgonocephalus* с др.). Для этих илов характерны также формы, приподнимающиеся над грунтом (морские лилии *Poliometra*, гигантский «морской паук» *Colossendeis*, достигающий в размахе ног 30 см, и др.). Особенно интересны своеобразные кишечнополостные *Umbellula* (морские перья), у которых стебель возвышается над грунтом иногда на 2 м [126, рис. 87, 185, 187]. По-видимому, при помощи таких приспособлений животные удаляются от самых придонных слоев, где скопляется углекислота. Эти условия особенно плохи для моллюсков, раковина которых представляет наружный известковый скелет, не защищенный от растворения в воде, содержащей СО₂. Наоборот, иглокожие, имеющие известковый скелет, покрытый эпидермисом, составляют здесь не менее 4/5 всего бентоса. Среди них массовое развитие имеют голотурии, роющиеся в грунте, у которых тело очень легкое, червеобразное, а известковый скелет почти редуцирован.

В коричневых грунтах карбонаты обычно не сохраняются (содержание СаО обычно менее 1%); отмечается и быстро идущее растворение раковин мертвых моллюсков. Накопление окислов железа и марганца, которое в илах Карского моря доходит до образования крупных конкреций, связывается с диагенетическими процессами, наиболее интенсивно протекающими в малокарбонатных осадках,

при замедленной седиментации [29, 145, 210, 301]. В формировании океанских осадков процессу диагенетического перераспределения железа и особенно марганца принадлежит еще большая роль [187]. Гидробиологи предполагают, что энергичное потребление кислорода при образовании железо-марганцевых конкреций может создавать неблагоприятные условия для донной фауны и отмечают, что остается еще очень много неясного в отношении химического состава придонного слоя воды в районах формирования коричневых илов и влияния происходящих здесь процессов на организмы [128].

Неизмеримо более трудно выяснение подобных вопросов на ископаемом материале, однако благодаря большой приспособленности («пригнанности») организмов к среде обитания многие особенности среды могут быть восстановлены более полно, чем это можно сделать, изучая только осадки.

Если представить себе осадки Баренцева моря перешедшими в ископаемое состояние, то станет ясно, как трудно было бы при литологическом изучении подметить их генетические различия, о которых достаточно определенно свидетельствуют данные по фауне, особенно при учете количественных соотношений и знании зависимости распределения донных организмов от поступления пищи.

Как показывают исследования последних лет, состав сообществ донных организмов (биоценозов) во многом определяется образом питания, наиболее энергетически выгодным в данных условиях. Исходя из особенностей питания, выделяются следующие крупные группировки: а) фильтраторы или сестонофаги* (подвижные и неподвижные); б) собирающие органический детрит с поверхности осадка; в) илоеды, безвыборочно заглатывающие осадок; г) хищники; д) трупоеды [284, 322]. Учитывая то большое значение, которое имеют для бентоса физические свойства грунта как субстрата, в каждой из пищевых группировок выделяют формы, нуждающиеся в твердом субстрате, и формы, приспособленные к обитанию на рыхлых осадках. Затем по преобладающему развитию той или иной экологической группировки выделяют экологические зоны и районы. По такому принципу, например, произведено экологическое районирование Охотского моря [284]. Не имея возможности даже кратко осветить результаты этой чрезвычайно интересной работы, остановимся только на некоторых выводах, имеющих большое значение при истолковании материалов геологического прошлого. Так, установлено, что в Охотском море, в пределах глубин до 4000 м, глубина как непосредственный фактор не оказывает прямого влияния на характер распределения выделенных экологических групп животных и выступает только как фактор, определяющий особенности распределения пищевого материала и условий осадконакопления. Распространение экологических зон и последовательность их смены, по мере удаления от берегов и увеличения глубины, было бы правильное

* Сестонофаги — организмы, питающиеся мельчайшими организмами, находящимися в толще воды, и частицами детрита.

связывать не непосредственно с гранулометрическим составом грунта, а прежде всего с деятельностью поверхностных и придонных течений, разносящих по всей акватории моря терригенный материал, органический детрит (пищевой материал), биогенные элементы [284].

На примере Берингова моря закономерности распределения пищевых группировок бентоса рассмотрены в связи с детальным анализом поступления, распределения и состава взвеси, которой питаются организмы. Эта взвесь (она же и осадочный материал) состоит из остатков разнообразного планктона, терригенных и вулканогенных минеральных частиц и обильного пелитового материала. Особо подчеркнута значение, которое могут иметь установленные данные

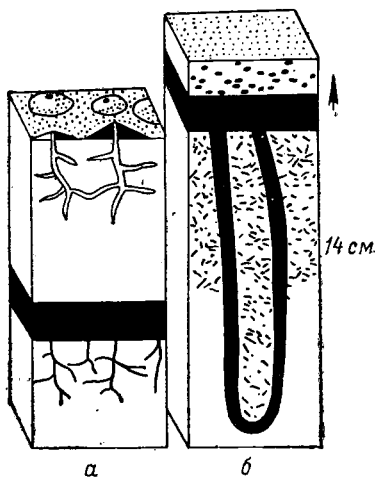


Рис. 22. Интенсивно переработанные илоедными части слоев и прослой фекальных скоплений, образующиеся при замедленной седиментации.

a — распределение ходов червей и их фекальных скоплений (темный слой) в осадках, отложенных с разной скоростью в условиях эксперимента; *b* — распределение ходов илоедов и фекальных скоплений (темный слой) в известковистых аргиллитах лейаса. Мелкие ходы — *Chondrites*, крупный U-образный ход — *Corophioides* [494].

о связи пищевых группировок с определенными экологическими условиями для фациального анализа и палеогеографических выводов [188]. Такие исследования для организмов неогенового периода уже имеются [285].

Для понимания того, как заселяются илистые грунты, большое значение имеют экспериментальные данные о личиночной экологии многих организмов, свидетельствующие о том, что пелагические личинки многих видов морских беспозвоночных (мшанок, пелеципод, гастропод, червей и др.) активно ищут подходящие для них условия, причем имеют значение такие особенности субстрата, как размер частиц, количество пелита, содержание органического вещества, уплотненность или вязкость осадка, его пористость и др. [425]. Предполагается, что более высокую степень избирательности имеют личинки животных, заглатывающих грунт. К этой пищевой группировке принадлежат черви, численность которых особенно возрастает там, где накапливаются илистые осадки.

Вследствие преобладания червей наиболее тонкозернистые современные осадки характеризуются наименьшим числом животных, способных сохраняться в ископаемом состоянии: в тонких илистых

осадках из макробентоса может сохраниться примерно 30% видов особей; это формы, имевшие твердые части скелета. Из обитателей смешанных (глинисто-алевритовых, песчанисто-глинистых) осадков, среди которых преобладают моллюски, может сохраниться около 72% особей [425].

Подобные соотношения как будто определенно говорят о том, что осадок, очень богатый донной жизнью, в ископаемом состоянии будет более безжизненным, чем тот, где население было сравнительно бедным, но обладало твердыми скелетами. Однако при внимательном изучении часто удается обнаружить другие следы жизнедеятельности организмов. Так, изучение современных морских илов показало, что в них повсеместно обнаруживаются комочки (фекалии), состоящие из мелких частиц грунта, сцементированных органическим веществом при прохождении через пищеварительный тракт червей и других организмов. Это воздействие илоедов приводит к тому, что диаметр частиц грунта увеличивается и он приобретает большую устойчивость по отношению к размыву волнами или течением [145] *.

Фекальные комочки (копролиты) часто сохраняются в ископаемых осадках; вместе с другими следами жизни червей (норами, ходами, трубками) они иногда очень обильны в глинистых отложениях. Описание, изображения остатков и следов жизни червей, а также оценка их значения для фациального анализа и палеогеографических целей даются в литературе [70, 74]. Сложные текстуры, образованные зарывающимися животными, описаны Н. К. Королюк [158].

Здесь мы приведем только пример, показывающий как следы жизнедеятельности червей могут быть использованы для выявления замедленной седиментации. При этом илоеды особенно сильно перерабатывают верхнюю часть слоя **, в которой обычно находится свежий и питательный детрит, а фекалии могут скопляться на поверхности (рис. 22). Если же седиментация идет с обычной скоростью, то накапливается глинистый осадок с довольно редкими ходами [494].

Заканчивая характеристику населения глинистых осадков, нельзя не упомянуть водных растений, которые, гася энергию волн, способствуют накоплению илов (Зенкевич, 1963). На отмелях берегах опресненных морей (Балтика, Каспий, Арал) это заросли камыша и тростника, в тропических морях — мангры, на мелководье многих морей (до глубины 20, реже 60 м) — поселения морской травы (зостера и др.), образующей подводные луга [128].

* Сходный эффект получается при питании организмов-фильтраторов, к которым относятся многие бентонные и планктонные организмы. Они гонят внутрь тела воду с взвешенными в ней разнообразными частицами и затем выбрасывают комочки, склеенные слизью. За счет этого, как установлено при изучении мидий, массаи населяющих прибрежное мелководье, образуются метровые толщи вязких илистых грунтов. Эти илы, склеенные слизью, сильно противостоят размыву и сносу в более глубокие места моря, вследствие чего за один год слой мидиевого ила может нарастать на 30 см [126, 127].

** Интенсивно переработанные илоедомы части слоев легко обнаруживаются при описании разрезов и служит надежным критерием для определения опрокинутого или нормального залегания [38].

К зарослям zostеры обычно приурочены многочисленные организмы, одни из которых (двустворки, брюхоногие, мшанки) селятся на листьях, а другие живут в илу, между корнями zostеры, питаясь ее детритом (двустворки, масса червей полихет, ракообразные и др.). Среди этой пищевой группировки часты роющие раки *Callinassa*, клешни которых и, главное, норы хорошо сохраняются (наиболее древние известны из триаса) и могут указывать на существование зарослей zostеры [73]. Для геологов это представляет практический интерес, поскольку илы, обогащенные остатками zostеры, рассматриваются как фации, благоприятные для образования нефти [39]. Остатки же самой морской травы в ископаемом состоянии сохраняются очень редко.

Состав, особенности захоронения и сохранности остатков организмов в ископаемых глинистых осадках

Все рассмотренные выше материалы относились к организмам, населявшим глинистые илы. Однако в любом осадке захороняются организмы, населявшие толщу воды (планктонные фораминиферы, радиолярии, диатомеи), а часто и остатки организмов, которые могут быть перемещены из других частей морского дна или с суши (позвоночные, пресноводные моллюски, насекомые, растения и др.). При изучении ископаемых осадков и условий их образования одной из первых и трудных задач является выяснение того, какие из остатков принадлежали организмам, населявшим осадок, какие были принесены. Для разрешения этих вопросов необходимо не только определение скелетных остатков, но и знание их экологии [69, 105, 133, 135]. Остатки организмов, обитавших на суше, захороненных в отложениях различных бассейнов, особенно ценны, потому что при изучении их удается восстановить ландшафты водосборных площадей и даже прибрежные и наземные биоценозы. Примером может служить работа Р. Ф. Геккера [68] по юрским отложениям хр. Каратау, в которых были захоронены остатки рыб, летающего ящера, черепахи, насекомых, растений, моллюсков и эстерий, и исследования Е. Э. Беккер-Мигдисовой [18], изучавшей насекомых из миоцена Ставрополя.

Малая подвижность вод, в которых отлагались глинистые осадки, и тонкий гранулометрический состав их благоприятны для сохранения остатков многих организмов, захороненных нередко даже в прижизненной позе (например, лингулы или пелециподы, створки которых могут быть сомкнутыми или раскрытыми, но не разрозненными [67, табл. XVI; 245, рис. 247, 249, 250]). Часто в глинистых осадках захоронялись раковины разных возрастных стадий, и здесь можно найти юные, взрослые и старческие особи.

Однако далеко не все остатки, даже имеющие твердый скелет, сохраняются в ископаемом состоянии. В водах, холодных и содержащих повышенное количество углекислоты, растворение крупных раковин идет уже на морском дне [188]. Позже в диагенезе скелетные

остатки претерпевают еще много изменений — растворение, замещение, заполнение полостей минералами и др. В разных условиях эти изменения протекают с разной интенсивностью — в зависимости от количества и состава органического вещества, скорости накопления осадка, его гранулометрического состава, проницаемости, активности бактериальной жизни, а следовательно, скорости разложения и других факторов.

Сложный процесс превращения остатков организмов в окаменелости (фоссилизация) еще очень мало изучен. Но имеются наблюдения, показывающие, что, например, в глинах кости позвоночных и крупные остатки растений сохраняются хуже, чем в песчаниках, где они быстро минерализуются. Неблагоприятны для сохранения многих остатков углистые сланцы, в которых плохо сохраняются кости позвоночных и подвергаются интенсивному растворению сначала известковые скелеты беспозвоночных, а затем и хитиновое вещество [105, 134]. В бескарбонатных глинах известковые остатки часто растворены, но хитиновые хорошо сохраняются; в известковых глинах преобладают хорошо сохранившиеся остатки, но иногда могут быть полностью растворены арагонитовые раковины беспозвоночных, тогда как раковины, состоящие из кальцита, растворением не затронуты [73].

Исключительно хорошей сохранностью отличаются разнообразные скелетные остатки, заключенные в карбонатных конкрециях раннедиагенетического происхождения. В них, например, остатки рыб сохраняются иногда «полнотелыми», не сплюснутыми, что свидетельствует об очень раннем образовании конкреций, которые росли так быстро, что могли защитить тело рыбы от полного разложения. Такие конкреции с рыбами, а чаще с аммонитами приурочены к застойноводным сланцевым, мергельным или глинисто-известковым отложениям геосинклинальных бассейнов [514]. Редкую сохранность имеют некоторые остатки стегоцефалов (рис. 23), найденные в глинисто-сидеритовых конкрециях из сланцев, покрывающих пласт угля (верхний карбон, Мэзон-Крик, США), — у них сохранились отпечатки складок кожи, хрящевых частей скелета и слепки желудка и кишечника [105, 463]. Обычно эти конкреции содержат вайи папоротников, но также встречаются остатки пресноводных моллюсков, ракообразных, многоножек, скорпионов, пауков, тараканов, рыб и стегоцефалов. Многолетними сборами установлено, что



Рис. 23. Личинка брахиозавра с сохранившимися отпечатком мягких частей тела, кишечника и желудком (увеличена в 2 раза). Из конкреции в сланцах, покрывающих угольный пласт [105, 463].

одна конкреция с остатками стегоцефала приходится на полмиллиона пустых и содержащих другие остатки. Каждая костеносная конкреция размером с крупную картофелину содержит или целый скелет стегоцефала, или значительную его часть (рис. 24). Местонахождение образовалось в мелком опресненном водоеме (озерного типа?), где захоронялись насекомые и множество остатков растений. Здесь же обитали мелкие тритоноподобные амфибии и их головастики, погребавшиеся в илстом осадке и сохранившиеся благодаря быстрому образованию конкреции.

О формировании конкреций в еще полужидком илу свидетельствуют наблюдения за сохранностью скелетных остатков в конкрециях

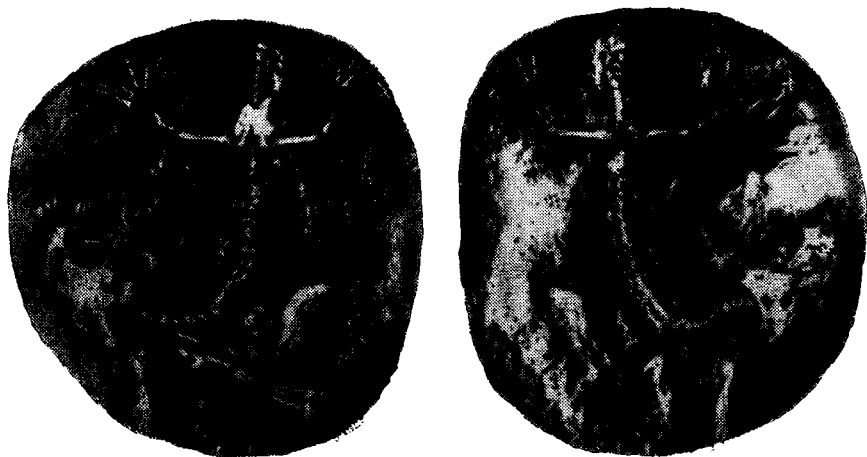


Рис. 24. Глинисто-сидеритовая конкреция с почти полным скелетом стегоцефала
Увеличено в 1,15 раза [105, 463].

и во включающей их глине из нижнепермских морских отложений Урала. Как в конкрециях, так и в глине захоронены многочисленные аммониты, наутилоидеи и пелециподы, но сохранность их различна: в доломитисто-известковых конкрециях полости раковин заполнены карбонатом и потому совершенно не деформированы, а в глине они сплющены в листок. Если к этому добавить, что конкреции почти в 2,5 раза толще слоя глины, в котором они формировались, то станет ясно, что уже на ранней стадии те участки слоя, где росли конкреции, значительно отличались по своей плотности от окружавшего их ила [245]. Наблюдаемая степень уплотнения глин хорошо согласуется с тем, что в современных глинистых илах средняя величина влажности составляет около 65%.

Не останавливаясь на многочисленных других примерах, иллюстрирующих консервирующую роль конкреций, отметим, что быстрому образованию их способствуют продукты разложения остатков организмов (аммиак и др.), которые даже в условиях, неблагоприятных

для осаждения тех или иных минералов, способствуют осаждению карбонатов и других соединений в непосредственной близости от разлагающихся остатков [106, 329]. Конкреции такого типа часто бывают битуминозны [245] и содержат капли нефти [514].

Как известно, максимальное конкрециообразование приурочено к глинистым породам [303], поэтому при изучении глин необходимо весьма тщательно обследовать конкреции, в которых могут быть прекрасно сохранены остатки самых разнообразных организмов. При этом следует помнить основное методическое указание Д. В. Наливкина, который пишет, что «нет таких морских отложений, в которых нельзя было бы найти фауну, но скорость нахождения весьма различна. Чаще всего это осуществляется через несколько минут или десятков минут, но иногда требуется несколько дней. Фауна концентрируется в тонких прослоях, заключенных в почти немых толщах мощностью во много десятков метров» [236, с. 342].

Все сказанное относится к крупным остаткам организмов (макрофауне), но мощные глинистые толщи часто включают многочисленные раковины микрофауны (фораминифер, остракод, радиолярий), а также остатки диатомей. При полевом описании разреза их почти не удается видеть, и для обнаружения необходимо отбирать образцы не реже чем через 1 м и чаще, если чередуются разные типы пород. При изучении микрофауны, особенно фораминифер, быстро реагирующих на изменение среды и захоронявшихся массами, с успехом применяются количественные методы исследования. Результаты количественного изучения, в сочетании с данными по экологии современных фораминифер*, позволяют, руководствуясь соотношением планктонных и бентонных форм, их размерами и некоторыми особенностями строения раковин, выделить отложения различных глубин (в том числе и глубоководные образования порядка 1000 м) и разных климатических зон [229]. На основе таких данных могут быть составлены схематические карты распространения различных комплексов фораминифер, а также других представителей планктона — радиолярий и диатомей [32]. При многочисленных скважинах и для коротких интервалов геологического времени составляют карты «фораминиферовых отношений», на которые наносят числовые отношения планктонных фораминифер к бентосным. Такие данные позволяют выяснить характер сообщения древнего бассейна с океаном, наметить системы течений и проследить их изменения во времени, связанные с возникновением барьера [503].

Объектом микропалеонтологического изучения являются также и остатки губок, от большинства которых в ископаемом состоянии остаются лишь мелкие спикулы. Многие из ныне живущих губок являются надежными показателями глубины, солености и температуры водоемов, а потому для геологов большой интерес представляют результаты разрабатывающегося в последнее время спикульного анализа [150, 151].

* Они с небольшими ограничениями могут быть распространены на фораминифер третичных и даже меловых морей.

В заключение остановимся на некоторых методических указаниях Д. В. Наливкина [236], который особенно подчеркивал необходимость дифференцированного подхода к изучению больших комплексов слоев и отмечал, что обычной ошибкой геологов является признание морского происхождения больших толщ осадочных пород на основании находок морской фауны в одном или немногих слоях; при этом обычно отложения прибрежных равнин, солончатово-водных или даже пресноводных лагун и болот относят к морским образованиям (например, глинистые сланцы с пелециподами, покрывающие пласты углей). Д. В. Наливкин обращал также внимание исследователей на то, что нередко к морским относят отложения, в которых найдены лишь несколько фораминифер или диатомей, забывая, что эти остатки могут быть перенесены ветром или текучими водами. В морских же бассейнах представители этих групп встречаются в больших количествах на большой площади и латерально всегда переходят в отложения с макрофауной.

В последние годы в СССР достигнуты большие успехи в изучении остатков организмов из континентальных отложений (пресноводные моллюски, остракоды, рыбы, наземные позвоночные, насекомые и растения). На основании этих данных для отложений кайнозоя и мезозоя могут быть с большой полнотой восстановлены условия осадкообразования. Результаты палеонтологических исследований континентальных отложений азиатской части СССР кратко отражены в сборнике, составленном коллективом авторов [300].

Для палеозойских отложений такие реконструкции более трудны и требуют глубокого анализа захоронений и детального изучения морфологических особенностей остатков организмов.

Ниже на примерах, взятых из работ ряда исследователей, будет показано, как ведется анализ остатков организмов, захороненных в глинистых породах, в результате которого могут быть восстановлены существенно различные условия образования глинистых осадков. Рассмотрение этого материала целесообразно провести для двух временных интервалов: 1) для неогенового (в основном ранний и средний миоцен), организмы которого по экологическим требованиям были близки к современным, и 2) для значительно более древнего каменноугольного периода.

2. ПРИМЕРЫ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ НЕОГЕНОвого ПЕРИОДА

Спирялисовые глины (миоцен)*

В Крымско-Кавказской области широко распространены мощные (до 700 м) преимущественно темноокрашенные глины с песчано-алевритовыми и мергельными прослоями и карбонатными конкрециями. Остатки организмов в них

* Спирялисовые глины развиты в отложениях двух горизонтов — тарханского и чокракского; граница между ними устанавливалась с трудом и часто их объединяли под названием «чокракско-спирялисовых слоев».

не разнообразны: наиболее многочисленны мелкие раковинки планктонных крылоногих моллюсков (птеропод) рода *Spiralis* (от которых эти глины получили свое название), сравнительно часты остатки рыб и диатомей, есть фораминиферы, но очень бедны, а иногда и полностью отсутствуют; остатки донной фауны, представленные раковинами немногих пластинчатожабрных и брюхоногих моллюсков, спикулами губок и члениками офиур. Изредка встречаются обрывки стеблей и листьев растений.

Н. И. Андрусов [5], восстанавливая в 1897 г. условия образования этих глин, обратил особое внимание на остатки *Spiralis*, которые в современных океанах вместе с раковинами других крылоногих и фораминифер слагают глубоководные птероподовые илы. В осадках же миоценового бассейна массами захоронялись только одни *Spiralis* и полностью отсутствовали остатки других крылоногих. Объяснение этому Н. И. Андрусов дал, опираясь на данные об образе жизни различных родов современных птеропод, их глубинном распространении и большой чувствительности к уменьшению солености. Выяснилось, что в илах миоценового бассейна отсутствуют остатки тех родов птеропод (*Cleodora*, *Diacria*, *Balanium* и *Vaginella*), которые распространены в поверхностном планктоне экваториальных и средних широт, тогда как спириалиды входят в поверхностный планктон полярных областей, а в средних и экваториальных широтах живут на больших глубинах. «Из этого мы можем вывести заключение, что массовое появление спириалид при одновременном отсутствии других птеропод указывает, либо на низкую температуру поверхностных вод, либо на господство здесь иных условий, препятствовавших процветанию эупелагических птеропод. Если мы примем во внимание условия, при которых спириалисы встречаются в чокраке, то мы вправе принять, что причиной была несколько пониженная соленость поверхностных вод и что только на глубине содержание соли было нормальным. Поэтому сюда могли проникнуть только абиссопелагические формы (*Spiralis*)» [5, с. 152].

Это объяснение было подкреплено сравнением остатков донной фауны, захороненных в спириалисовых глинах, с фауной Черного моря; выяснилось, что в миоценовом бассейне отсутствовали все те «типично морские» организмы, которые не могут существовать в Черном море, имеющем пониженную соленость: кораллы, морские ежи, морские звезды, брахиоподы, цефалоподы и др. Н. И. Андрусов отметил также, что фауна илистых грунтов миоценового Крымско-Кавказского бассейна по родовому составу напоминает фауну иливых отложений Мраморного моря (на глубинах 92—238 м) и фауну фазеолинового ила Черного моря. Н. И. Андрусов считал, что спириалисовое море было внутренним, находилось в ограниченном сообщении с океаном и наибольшее его глубины, возможно, были безжизненными, как и в современном Черном море.

А. Д. Архангельский [7], изучая третичные отложения Северного Кавказа, дополнил сравнение донной фауны спириалисовых глин с населением илистых грунтов Черного моря и подтвердил выводы Н. И. Андрусова о сходстве илистых осадков миоценового бассейна, отлагавшихся в спокойных условиях и не близко к берегу, с фазеолиновым илом Черного моря, распространенным на глубинах 65—130 м. К более глубоководным отложениям, сходным с безжизненными отложениями Черноморской котловины (зона сероводородного заражения), А. Д. Архангельский относил те спириалисовые глины, которые не содержат остатков донных организмов. Многие из этих глин представлены полосчатыми разностями, состоящими из чередования прослоев глин с более тонкими прослойками светлого мергеля; по внешнему виду они ничем не отличаются от глубоководных осадков Черного моря. Одни из светлых прослоев энергично вскипают от HCl, другие — окремнены, по-видимому, за счет замещения кальция кремнеземом, возникшим за счет растворения и вторичного отложения кремнезема скелетных образований диатомей и губок. (Из-за окремнения пород было невозможно выполнить гранулометрические анализы.)

В дальнейшем детальный палеоэкологический анализ донной фауны из толщи спириалисовых глин на Керченском полуострове (тарханский горизонт) был выполнен Р. Л. Мерклиным [213], а Е. В. Ливеровская [186] изучила комплексы форм, захороненных в различных осадках чокрацкого горизонта (сообщества спириалисовых глин, песчано-алевроитовых осадков и каменистого

дна). В результате этих работ удалось существенно дополнить сложившееся ранее представление о характере бассейна, в котором отлагались спириалисовые глины. Так, Е. В. Ливеровская [186], анализируя родовой состав донных комплексов из мелководных песчано-алевритовых осадков, подтвердила большое сходство их с населением прибрежной области Черного моря, но обнаружила среди чокракских моллюсков представителей рода *Arca*. Их присутствие позволяет предположить, что соленость воды над прибрежными фациями составляла не 18‰, как в Черном море, а была больше — примерно 22—24‰. Далее она установила, что почти все формы, свойственные спириалисовым глинам чокракского бассейна, живут сейчас в полносоленом Средиземном море, а в Черном море не встречаются ввиду его недостаточной солености. К числу их относятся пластинчатожаберные моллюски *Cryptodon*, *Leda*, *Corbula*, *Cuspidaria* и планктонные *Spiralis*; нижний предел переносимой ими солености в современных морях 22—24‰. С другой стороны, в Средиземном море распространены иглокожие и кораллы, причем нижний предел солености, в котором они еще могут существовать, составляет 32—33‰. Представители этих групп совсем не встречаются в исследуемых осадках; следовательно, соленость чокракского бассейна, находившегося в Дагестане, вероятно, не превышала 32‰.

Близкие величины солености (до 30‰) несколько ранее определил Р. Л. Мерклин [218] для глубинной части спириалисового моря, заливавшего Керченский полуостров в тарханское время. Им были собраны многочисленные данные о морфологии, образе жизни и условиях существования тех родов современных пластинчатожаберных моллюсков, остатки которых обнаружены в отложениях тарханского горизонта. Все материалы, характеризующие отношения этих моллюсков к грунту, солености, температуре, глубине, степени подвижности воды и газовому режиму, были использованы для восстановления условий существования вымерших представителей этих родов, населявших илистые грунты тарханского моря.

Разрез, изученный Р. Л. Мерклиным, литологически весьма однообразен — это микрослоистые тонкие мономинеральные глины мощностью более 100 м, местами обогащенные алевритом, в них много пирита, присутствует глауконит. Нижние 10—15 м глин имеют темно-серый цвет, выше преобладают более светлые тона — серый, зеленовато-серый и светло-зеленый. При описании было выделено 7 слоев мощностью 1—40 м; различия отдельных слоев по вертикали определяются количеством раковин пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, остракод, фораминифер, обломков скелетов офигур, ракообразных, мшанок, рыб, а также содержанием алеврита. Остатков организмов более всего в нижней и верхней частях разреза, а в средней части (40 м) их становится мало или они совсем отсутствуют. Кроме того, если в самом основании разреза (3 м) остатки фауны есть по всему слою, то в остальной части они главным образом приурочены к поверхностям, обогащенным алевритом, или к тонким алевритовым прослоям, а между ними в глинах остатков макрофауны нет.

Послойный экологический анализ производился с учетом количественных соотношений основных представителей донной фауны. Было установлено, что во время отложения всей изученной толщи в глинистых илах захоронялись в основном остатки двух биоценозов — палеоценоз * *Leda — Abra* и палеоценоз *Cardium — Lima*. Палеоценоз *Leda — Abra*, состоящий исключительно из форм, живущих в грунте (инфауна), был приспособлен к жизни в полужизненных водах с ничтожным содержанием кислорода в придонном слое воды, при почти полном отсутствии вентиляции. Палеоценоз *Cardium — Lima* содержал значительное количество видов, живущих на поверхности грунта (эпифауна), более чувствительной к условиям газообмена и требовавшей для своего существования некоторой подвижности воды и систематической аэрации придонного ее слоя. В соответствии с этим грунты, на которых обитал палеоценоз *Cardium — Lima*, содержат больше алеврита, а местами и примесь песка. По солености

* Палеоценозом здесь называется группировка ископаемых организмов, составляющая часть донного биоценоза, сохранившуюся в ископаемом состоянии. Название палеоценозам дается по преобладающим родам или видам.

палеоценозы не различаются, так как оба содержат подавляющее большинство стеногалинных форм, существующих при солености не ниже 280/00.

В качестве примера послышного палеоэкологического анализа и сделанных на основе его выводов об условиях существования можно привести (с небольшими сокращениями) данные Р. Л. Мерклина [218] по нижнему слою изученной толщи. Он имеет мощность 3 м и представлен темно-серой тонкой глиной с незначительным количеством алевроита, приуроченного к поверхностным наслоениям. В верхней части слоя есть крупные каравеобразные конкреции из плотного мергеля, в которых иногда встречаются остатки насекомых. Остатки фауны обильны: среди пластинчатожаберных преобладают *Abra parabilis*, *Leda subfragilis* и *Cardium liverovskayae*; пять видов представлены небольшим числом особей. В состав донного комплекса входили также гастроподы *Nassa*, офиуры, остракоды, фораминиферы. К организмам, обитавшим в других условиях и лишь захороненных в глинах, относятся *Xylophaga dorsalis*, сверлившая плаваншие деревья, птероподы *Spirialis*, остатки рыб (светящиеся, сельди, тресковые) и наземных насекомых (жуки, стрекозы, кузнечики).

Раковины пластинчатожаберных распределены в толще слоя и не приурочены к плоскостям наслоения, но ориентированы горизонтально. Створки все разрознены, обращены выпуклостью и вверх, и вниз; раковин с сомкнутыми створками нет. Остатки макрофауны наиболее обильны внизу, кверху их становится меньше. Остатки рыб и насекомых находятся в верхней части слоя; совместно с моллюсками они не встречаются.

На основании имеющихся данных о составе и захоронении фауны и материалов об экологии современных родственных форм Р. Л. Мерклин сделал следующие выводы об условиях существования.

Соленость придонного слоя воды биотопа ассоциации *Abra* — *Leda* легко определяется присутствием стеногалинных форм — *Leda*, *Thyasira*, *Musculus*, *Saxicava*, живущих в морях лишь при солености не ниже 280/00. Соленость толщи пелагиали определяется наличием большого количества птеропод *Spirialis* и глубоководных светящихся рыбок из сем. *Gonostomidae*. И те, и другие встречаются лишь в морях нормальной солености.

Грунт был илистый, с более или менее плотным верхним слоем, судя по присутствию, хотя и незначительного количества, эпифауны, а также по горизонтальной ориентировке раковин.

Температура была умеренно низкой, исходя из преобладания хотя и эвритермных, но предпочтительно холодолюбивых форм (*Leda*, *Abra*, *Thyasira*). Нет свидетельств и о наличии резких сезонных колебаний температуры: раковины *Cardium* не имеют годичных колец перерыва роста.

Газообмен во время отложения нижней части слоя приближался к нормальному, судя по эпизодическому проявлению эпифауны и присутствию поселений *Cardium*. Позднее газообмен прогрессивно ухудшался, оставляя возможность существования только наиболее эвриоксбионтным представителям инфауны (*Abra*, *Leda*). В самой верхней части слоя и они встречаются только эпизодически, в периоды немного улучшенной аэрации, связанной, возможно, с сезонными сильными ветрами, принесшими остатки насекомых и перемешивавшими воду. Таким образом, можно предположить, что подвижность воды была незначительна, донные течения отсутствовали.

Глубину и степень удаленности от берега определяет:

- а) отсутствие в осадке более грубого терригенного материала, чем алевроит, количество которого невелико;
- б) отсутствие в составе ассоциации раковин более мелководных палеоценозов, даже случайных отдельных створок;
- в) отсутствие растительноядных брюхоногих моллюсков, что говорит о глубине, превышающей нижний лимит распространения водорослей;
- г) присутствие большого числа птеропод и светящихся рыб, что говорит о наличии над дном большой толщи пелагиали;
- д) тонкостворчатость раковин пластинчатожаберных, принадлежащих без исключения к видам с большим батиметрическим диапазоном;
- е) отсутствие следов влияния поверхностного волнения на донный осадок и захоронение фауны и отсутствие влияния сезонных колебаний температуры.

Полученные данные свидетельствуют о глубине дна не менее 150 м. Однако вряд ли она превышала 200 м, если справедливо предположение о том, что эпизодическая вентиляция воды происходила под влиянием действия сильных ветров. Берег находился в значительном удалении.

При анализе остатков пластинчатожаберных, захороненных в средней части толщи мощностью в 40 м, было установлено, что газовый режим ухудшился до такой степени, что не могли существовать даже наиболее эвриоксибионтные формы. Возможно, что имело место не только исчезновение кислорода в придонном слое, но и возникновение сероводородного заражения. Косвенно о нем свидетельствуют большое количество пирита в верхней части слоя и отсутствие органических остатков, даже спириалисов, растворившихся в восстановительной среде. Подвижность придонного слоя воды отсутствовала, развивалась обстановка застойных вод. Данных об изменении глубины нет. Существовавшие на дне условия говорят о значительной глубине, не менее 200 м, так как и поверхностное волнение уже совершенно не влияло на аэрацию придонного слоя воды.

Выше по разрезу (верхняя часть толщи) в глинах вновь появляются остатки донной фауны; они, как правило, находятся в прослоях алевролита. Это свидетельствует об учащении периодов аэрации дна, которые со временем становились все чаще и сильнее. Дно заселялось обильными и разнообразными моллюсками (палеоценоз *Cardium* — *Lima*), причем комплекс приобрел все более мелководный характер — алевроитовые осадки отлагались, по-видимому, уже на глубине между 50 и 100 м.

Р. Л. Мерклин подчеркивает, что на всем вертикальном протяжении разреза спириалисовых глин на дне нет никаких признаков близости берега, ни единой сравнительно мелководной раковины, ни гальки, ни песка, если не считать прищипок тонкого алевроита, который уносится в штормовые погоды за сотни километров от берега. Изредка встречаются остатки насекомых, но они могли ветром уноситься очень далеко.

Глины верхнего майкона Северной Осетии

На Северном Кавказе около г. Орджоникидзе (обнажения по Черной реке) верхняя часть майкопской толщи, соответствующая низам миоцена, слагается однообразными бескарбонатными серыми глинами, битуминозными, с мелкими скоплениями пирита. В них совершенно отсутствуют раковины и отпечатки донных беспозвоночных, но часты остатки рыб, крабов, а местами и растений (листья, куски древесины, водоросли); есть также кости китообразных, остатки морской черепахи и птиц.

Остатки рыб и других организмов изучали многие исследователи и особенно длительно В. П. Смирнов [293], который пытался восстановить обстановку жизни и смерти фауны и условия осадкообразования, но не использовал данные об особенностях захоронения, документирующих ряд явлений. Этот пробел был заполнен Р. Ф. Геккером и Р. Л. Мерклиным [71], которые провели детальный анализ захоронения и показали, что среди рыб было много целых трупов, претерпевших разные стадии разложения в процессе гниения. Кроме того, в захоронении довольно часты отдельные головы рыб с небольшой частью туловища; они, по-видимому, представляют остатки рыб, съеденных хищниками (дельфинами, акулами и др.), которые часто откусывают крупные куски тела, а не заглатывают целиком.

Особенности захоронения (характер деформации трупов рыб, сохранение на них чешуи, рассыпание чешуи без заметного перемещения и др.) свидетельствуют о застойности или слабой подвижности придонных вод (рис. 25). Липшь изредка движения воды усиливались настолько, что остатки рыб скучивались, кости частично развевались, а скелеты приобретали линейную ориентировку. При этом в осадке возрастала примесь песка и появлялись глинистые гальки диаметром до 8 мм.

Каких-либо признаков поедания трупов рыб на дне моря нет, что говорит об отсутствии падальщиков. Если к этому добавить, что в глинах нет ни раковин донных беспозвоночных, ни следов роющих организмов, способных жить даже

в присутствии некоторого количества сероводорода, то приходится сделать вывод о значительном нарушении газового режима в придонных водах.

Такому заключению как будто противоречит нахождение остатков крабов, многие из которых известны как падалееды. Однако изучение их остатков показало, что наиболее многочисленными в этой части майкопского моря были *Portunus*, современные представители которых прекрасно плавают, встречаются далеко от морских берегов и относятся к группе пелагических крабов. Судя по крупному размеру и vesлообразной форме последней пары конечностей, майкопские крабы из рода *Portunus* также были хорошими пловцами.

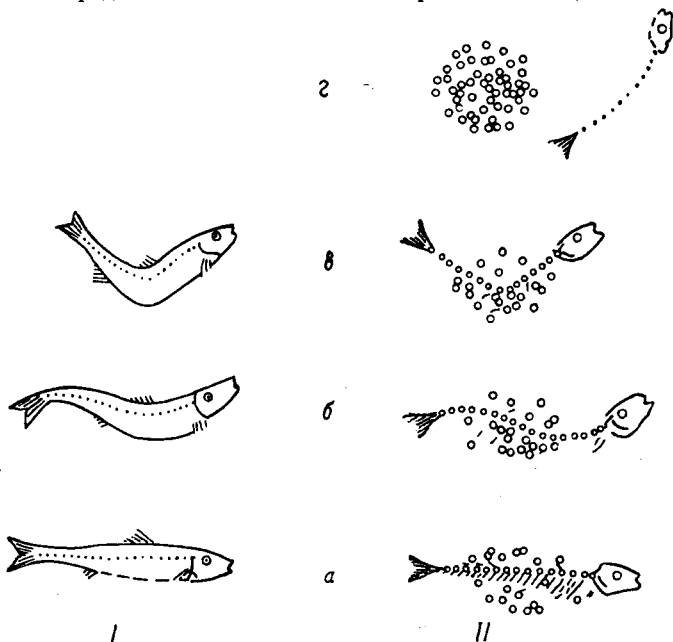


Рис. 25. Схема различных стадий деформации I и разложения II трупов рыб в майкопских глинах Северной Осетии [71].

Далее выяснилось, что некоторые виды *Portunus* обитают в современном Саргассовом море, где они входят в группу форм, плавающих среди саргассовых водорослей и отдыхающих на них. Саргассовые водоросли постоянно пребывают в плавучем состоянии и дают приют очень своеобразному комплексу животных, состоящему из сидячих, ползающих и плавающих организмов [126, 307]. К характерным формам этого биоценоза относятся и мелкие крабы *Nautilograptus* и *Inachus*, что особенно интересно, так как остатки крабов этих родов были давно обнаружены в рассматриваемом местонахождении.

Указания на связь современных крабов, родственных майкопским формам, со свободно плавающими водорослями типа саргассов заставили обратить особое внимание на остатки ископаемых водорослей, захороненных в глинах. В. П. Смирнов отмечал присутствие большого количества водорослей, бурых и нитчатых, используя эти данные для обоснования выводов о мелководности находившегося здесь моря. Специальных работ о водорослях саргассового типа из майкопских отложений не было, но в статье палеоботаника И. В. Палибина имелось краткое описание форм из сборов В. П. Смирнова. Среди них была и водоросль *Sargassum maikopicum* с характерными пузырьками, при помощи кото-

рых водоросли могли удерживаться у поверхности воды. Так, палеоэкологами было найдено необходимое звено из цепи экологических доказательств, позволившее определенно говорить о том, что в этой части майкопского моря существовал биоценоз саргассового типа.

К формам, входившим в этот биоценоз, следует отнести также и морскую черепаху, остатки которой были описаны из черномореченского местонахождения А. Н. Рябинным в 1929 г., поскольку известно, что морские черепахи принадлежат к числу плавающих организмов, связанных с саргассами [126].

Как известно, Саргассово море представляет часть Атлантического океана, лишенную сколько-нибудь заметных течений и охваченную кольцом морских течений. Данные, полученные палеоэкологами, не могут служить обоснованием того, что майкопское море было полным аналогом Саргассового моря (бассейн океанического типа с исключительно чистой прозрачной и теплой водой), но в совокупности с другими приведенными выше данными позволяют утверждать, что в этой части майкопского моря находилась халистатическая область, в которой обитал пелагический биоценоз саргассового типа; вероятно, эта область была окружена кольцевыми течениями. Такие халистазы известны и в Черном море, где в районах, удаленных от берега, на скоплениях плавающих растений, принесенных течениями от берега, развивается своеобразный комплекс, напоминающий фауну Саргассова моря, но не включающий саргассовых водорослей [128].

Судя по данным о захоронении рыб, в халистатическую часть майкопского бассейна донные течения проникали очень редко. О существовании поверхностного течения говорят находимые совместно с рыбами листья деревьев, ветки и обломки древесины; такие течения, вероятно, приносили и мелководные водоросли.

В связи с этим особый интерес приобретает указание В. П. Смирнова [293] на то, что расположенный в середине всей толщи глинистых сланцев двухметровый слой особенно богат ракообразными, морскими водорослями, листьями наземных растений и рыбами. Попадая в более глубокие слои воды, возможно зараженные сероводородом, крабы гибли. Крабы чувствительны к условиям обитания: по С. А. Зернову, *Portunus* распространен в Черном море до мидиева ила включительно, но на фазеолиновом иле он уже не встречается, т. е. живет лишь в области, богатой кислородом; в морской воде, насыщенной углекислотой, *Portunus* быстро погибает. Таким образом, глинистое морское дно майкопского моря должно рассматриваться не как место жизни крабов, а лишь как место их захоронения.

Не была связана с дном также и большая часть рыб, а их более значительные скопления в отдельных слоях, изредка встречающиеся, возможно, также должны быть поставлены в связь с губительным влиянием сероводорода, в область распространения которого рыбы могли попасть.

Р. Ф. Геккер и Р. Л. Мерклин отметили, что, по-видимому, с изменениями гидродинамического и газового режима связано то, что разрез верхнемайкопских глин не характеризуется однозначными показателями на всем протяжении. Такими противоречивыми показателями являются: 1) присутствие на более глубоком уровне разреза типичных донных рыб — камбалы [293] и отсутствие на всех остальных уровнях заведомых обитателей дна — как позвоночных, так и беспозвоночных; 2) присутствие опять-таки лишь на одном определенном уровне разреза массы амфициль — обитателей современных преимущественно тропических морей и нахождение на других уровнях тресковых — обитателей умеренных и арктических вод; 3) присутствие, судя по образцам, лишь одного уровня с признаками более интенсивного механического воздействия воды на поверхность морского дна.

Если принять, что в рассматриваемом нами участке бассейна в период его существования был не вполне постоянный режим, то мы должны нарисовать для его дна: 1) смену периодов, в которые жизнь на дне была в какой-то степени возможна, периодами предполагаемого заражения донных вод сероводородом; 2) появление и исчезновение течений, исходящих из области тропиков и затрагивавших не только толщу самой воды, но и морское дно; на последнее, возможно, указывает приуроченность вышеупомянутого максимального проявления

механического воздействия воды на поверхность дна, именно к слою с *Amphisile* [71, с. 665].

Переходя к рассмотрению вопроса о температурных и солевых условиях майкопского моря, авторы указывают, что фауна рыб содержит как типично морские группы (акулы, тресковые, скумбрии, морские иглы, нож-рыба и др.), так и эвригалинные группы (например, сельдевых), однако чисто пресноводных форм не заключает.

Из литературных данных видно, что это было нормальное море, температурный режим которого выясняется не столь просто. По-видимому, это было море части умеренного пояса, близкой к тропическому поясу. В пользу умеренного пояса говорят многие группы встреченных здесь рыб — скумбрии, макрели, щуки, каранговые, камбалы и др., в особенности тресковые, если не допустить, что последние держались на глубинах. Зато нахождение амфизиль свидетельствует об иных температурных условиях. Ныне живущие нож-рыбы наиболее распространены в Индийском океане. Там же сейчас живет и *Chaetodon*, также обнаруженный в майкопе Черной речки. Тропической формой является также найденная здесь черепаха *Chelone caucasica* R i a b. Появление амфизиль в майкопском море Кавказа приурочено к двум моментам в его истории, и оба раза оно было кратковременным: оба раза мы встречаем амфизиль на большом горизонтальном протяжении бассейна, но в слоях небольшой мощности (устное сообщение В. В. Меннера). Поэтому у нас нет оснований характеризовать температурный режим верхнемайкопского моря во все время его существования по амфизильям. Хорошим показателем высокой температуры поверхностных слоев моря является *Sargassum maikopicum* P a l i b, описанный И. В. Палибиным в 1941 г. Однако, если окажется, что эта бурая водоросль происходит из слоя с *Amphisile*, ее придется использовать с теми же ограничениями, как и этих рыбок. Другие бурые водоросли, принадлежащие роду *Cystoseira*, характеризуют несколько иные температурные условия; по-видимому, они указывают на несколько менее жаркий климат. Определенные и описанные И. В. Палибиным в 1941 г. из майкопских отложений различных мест Кавказа, в том числе из разреза на Черной речке, листья наземных растений указывают на их происхождение из преимущественно вечнозеленых тропических лесов. К сожалению, мы не знаем точного распределения этих находок по разрезу Черной речки.

В заключение остановимся еще на одном вопросе.

В. П. Смирнов [293] утверждал, что здесь мы наблюдаем следы массовой сезонной гибели рыб, а также крабов в осенний период. На основании наших наблюдений с этой мыслью согласиться трудно. Как было указано выше, нет оснований говорить для всего местонахождения о «массовой гибели» рыб, будь то от эпидемий или каких-либо других причин. Мы уже отмечали, что лишь один слой (мощность 2 м, слой с *Amphisile*) особенно богат остатками рыб. По нашему мнению, в обследованный район пригодили большие косяки сельдевых рыб. За ними следовали хищники — акулы, китообразные, сарганы (*Belone*), птицы и т. д. Часть остатков рыб является следами трапез хищников — изолированные головы, разрозненные кости (помет), а другую часть составляют погибшие более или менее естественной смертью.

Таким образом, нахождение сравнительно большого количества остатков рыб (преимущественно сельдевых) объясняется не массовой гибелью, а естественными причинами, отсутствием донной фауны и интенсивной седиментацией, способствовавшей быстрому захоронению трупов животных [71, с. 666—667].

Для определения глубины бассейна у авторов не было прямых данных; косвенно о глубокости свидетельствовали отсутствие следов поверхностного волнения, а также факты, указывающие на сильное течение у поверхности и очень слабое на дне.

Сейчас известны разновозрастные, заведомо более мелководные отложения этого бассейна. Они представляют также темно-серыми глинами, но несложными и несколько более карбонатными. В них преобладают остатки моллюсков, в основном эвригалинных (*Abra*, *Nassa*, *Hydrobia*) и присутствуют солоноватоводные формы — *Rzehakia* (*Oncophora*). Весьма эвригалинными являются также фораминиферы *Streblus beccarii*. Из относительно стеногалинных форм встречены только *Apporrhais* и *Natica*, мелкие спирпалисы, единичные глобигерины

и др. Есть единичные остатки кремневых губок, чешуйки и позвонки сельдевых рыб, редкие диатомеи [219]. По-видимому, это был своеобразный прибрежный биоценоз полносолоеного бассейна [109, 110].

Приведенный материал не может осветить условия осадкообразования во всем майкопском море и для всего времени его существования. Как известно, майкопские отложения в целом являются очень сложным комплексом; некоторые исследователи считают, что тонкие глинистые осадки отлагались в основном в центральных частях обширных лагун, тянувшихся вдоль берега суши на сотни и тысячи километров [236]. Существование осадков лагунного генезиса среди майкопских отложений вполне вероятно, но это не исключает глубоководного происхождения значительной части глинистых осадков. Так, при изучении майкопских отложений Южного Мангышлака (несколько более древних, чем описанные Р. Ф. Геккером и Р. Л. Мерклиным) было доказано возникновение некомпенсированного прогиба и подтверждено важное значение в истории развития майкопского бассейна эволюции и пространственного изменения газового режима наддонных вод [233].

Майкопские отложения этого региона еще более бедны фауной [220], чем описанные выше, и остатки рыб сконцентрированы в основном в прослоях костного детрита. Раскрытие условий образования этих скоплений посвящен ряд статей, в которых были широко использованы гидробиологические данные [232], дана полная литологическая характеристика, выделены отложения зон с кислородными наддонными водами и отложения зоны сероводородного заражения, обогащенные органическим веществом животного происхождения. Причины сероводородного заражения в позднеолигоценном бассейне полностью не выяснены [233], но несомненно, что биологические факторы и, в частности, быстрая массовая гибель ихтиофауны и планктона приводили к поступлению в илы большого количества органического вещества, которое резко усиливало, а местами, возможно, и определяло сероводородную обстановку в осадках и наддонных водах [232, 233].

Глины караганского горизонта Ставрополя

В отложениях миоцена на Северном Кавказе близ г. Ставрополя находится одно из богатых местонахождений ископаемых насекомых, из которого при общей мощности вскрытых слоев, равной 15—16 м, собрано около 3000 экземпляров [18, 279].

В караганское время здесь находилась самая прибрежная часть замкнутого моря, населенного бедной и крайне своеобразной фауной моллюсков солоноватоводного типа [5, 109]. Отложения этого бассейна в районе Ставрополя (Вишневая балка) представлены преимущественно глинами, чередующимися с тонкими прослоями известкового мергеля мощностью до 10 см и песка. Последние обычно имеют очень малую мощность — от долей до 8 см — и только один линзовидный слой песка достигает 3 м, но выклинивается на коротком расстоянии. Глины микрослоистые, известковистые, темно-серые, иногда коричнево-серые; пески обычно крупнозернистые, реже мелкозернистые; цвет их светло- и желтовато-серый, иногда охристо-желтый. На некоторых уровнях в глинах много конкреций, по составу очень сходных с мергелями, но иногда сильно ожелезненных. Ожелезнение, охристая окраска пород, а также выделения гипса по трещинам, по-видимому, связаны с позднейшими процессами.

В описываемых отложениях отмечены небольшие (10—12 см) прослои брекчии и конгломерата с песком, обломки и гальки; по петрографическому составу и заключенным в них остаткам организмов они вполне сходны с прослоями мергеля. Гальки другого состава отсутствуют; следовательно, на дне караганского бассейна происходили размывы едва затвердевших осадков. В гальках иногда есть следы сверления и раковины *Pholas* — типичных обитателей твердого грунта прибрежной зоны.

При сравнении остатков организмов, находящихся в разных типах пород, Е. Э. Беккер-Мигдисова [18] установила, что в глинах, прослоях мергеля и конкрециях состав остатков сходен. В глинах захоронены целые створки раковин пластинчатожаберных *Spaniodontella*, их детрит, трубочки личинок

ручейников (*Trichoptera*), построенные из раковин *Spaniodontella* или из песчинок, чешуя рыб; иногда сохраняются и отпечатки скелетов рыб. В прослоях мергеля и раннедиагенетических конкрециях захоронены те же остатки, что и в глинах, но сохранность их лучше. Здесь много отпечатков насекомых, в том числе и очень мелких (2—4 мм), которые в глине не могли сохраниться или обнаруживаются с трудом; кроме того, встречаются перья птиц, остатки древесины и раковины *Trochus*. В песчаных же осадках есть только битые раковины *Spaniodontella* (рис. 26); это, а также текстуры некоторых песчаных прослоев (знаки ряби, косая слоистость) свидетельствуют об отложении песков в мелководной зоне с сильной подвижностью воды. Однако в бассейне преобладали тиховодные условия, о чем свидетельствует тонкость глинистых илов, присутствие форм, неспособных жить при сильной подвижности воды (*Spaniodontella*, личинки ручейников). Большое количество остатков ручейников говорит также о том, что соленость этой части бассейна была сильно пониженной — порядка 4—5‰, вероятно за счет значительного вноса речных вод. Поэтому здесь могли жить и размножаться водные жуки, комары (кулициды и хирономиды) и др. Спаниодонтеллы, которые, по Андрусову, встречаются вместе с *Unio*, *Planorbis* и другими пресноводными или почти пресноводными формами, по-видимому, легко переносили такие отклонения солености.

Анализ распределения остатков насекомых по разрезу с подсчетом их относительных количеств показывает, что общий состав энтомофауны значительно менялся. Знание образа жизни современных представителей этих насекомых позволяет установить, что за время отложения рассматриваемых слоев происходила смена биоценозов, связанных то с древовидными, то с травянистыми (степными) ассоциациями растений.

Эти выводы были значительно развиты и дополнены при изучении остатков листоблошек, принадлежавших к группе сосущих насекомых, тесно связанных с растениями-хозяевами, которыми они питаются. Связи эти весьма постоянны, и переход на другие растения, как правило, приводит к значительным морфологическим изменениям и образованию новых форм этих насекомых. Листоблошки в основном связаны с одним растением-хозяином, тогда как тли сменяют растенно-хозяев в течение сезона. Обычно их бывает два — древовидное и травянистое * или же оба древовидные, но всегда это определенный вид и род растений [19].

Среди миоценовых листоблошек, описанных Е. Э. Беккер-Мигдисовой [18], большая часть относится к современным видам, растения-хозяева которых известны. В этих случаях можно с уверенностью говорить о существовании в караганское время близких современному растению-хозяину видов растений того же рода.

Экологические данные о растениях-хозяевах, местообитаниях и распространении современных листоблошек, близких к видам караганского времени, были сведены Е. Э. Беккер-Мигдисовой и использованы ею для восстановления состава растений, входивших в фитоценозы рассматриваемого региона. Полученный список почти полностью совпал со списком видов растений из этого местонахождения, определенных И. В. Палибиным. Таким образом, подтвердился прогноз караганской флоры, данный на основе видового состава листоблошек.

Все эти материалы, а также анализ общего состава энтомофауны и экологические данные по современным родственным растениям и насекомым позволили охарактеризовать ряд прибрежных и наземных биоценозов, существовавших в Ставрополе в караганское время: 1) растительных ассоциаций морских побережий и опресненных лагун; 2) растительных ассоциаций пресноводных водоемов; 3) пойменных лесов и тугайных зарослей; 4) листопадно-вечнозеленых лесов; 5) сухих и светлых сосновых лесов; 6) светлых сухих листопадных лесов саванного типа и кустарниково-степных зарослей; 7) хвойных лесов.

* Как известно, травянистые растения очень плохо сохраняются в ископаемом состоянии; находки тлей со временем помогут восполнить пробелы в списках третичных фитоценозов.

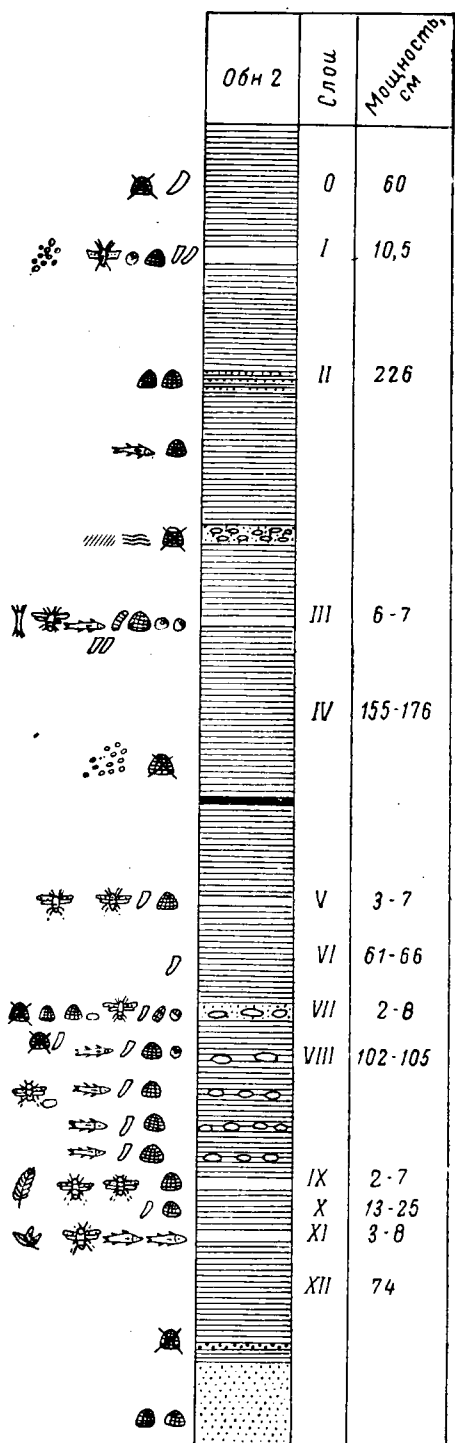


Рис. 26. Распределение остатков организмов в отложениях караганского горизонта Ставрополя (по Е. Э. Беккер-Мигдисовой [18] с сокращениями).

1 — глина; 2 — песок; 3 — песчаник; 4 — ожелезненные конкреции; 5 — мергель; 6 — гальки мергеля; 7 — насекомые; 8 — много насекомых; 9 — насекомые в гальках; 10 — сверлящие моллюски; 11 — *Spaniodontella*; 12 — *Trochus*; 13 — рыбы; 14 — рыба чешуя; 15 — трубочки ручейников; 16 — волноприбойные знаки; 17 — косая слоистость; 18 — трубочки червей; 19 — древесина деревьев; 20 — проблематики; 21 — битые раковины *Spaniodontella*; 22 — перья птиц; 23 — флора.

Детальное рассмотрение всех имеющихся данных привело Е. Э. Беккер-Мигдисову к выводу о том, что ранее сложившееся представление о климате караганского времени как об умеренном, самое большее субтропическом, влажном [279], требует значительных коррективов. «Наличие ксерофитных вечнозеленых растений: лавровых (*Laurus*), миндаля (*Mygdalus*), мимозовых (*Acacia*), сумахов (*Rhus*), а также вечнозеленых и засухоустойчивых мезофитов: *Dalbergia*, восковниковых (*Myrica*) и ксерофитных хвойных (*Pinus*) с достоверностью свидетельствует о некоторой засушливости климата. Это подтверждается почти полным отсутствием тараканов, незначительным количеством цикадок и богатством листоблошек. Следовательно, климат был субтропический и умеренно влажный, а преобладающими ландшафтами было смешанное редколесье, луга саванного типа, леса сосновые и листопадные с вечнозеленым подлеском» [18, с. 94].

Приведенный пример анализа является одной из первых попыток восстановления наземных сообществ на основании пищевых связей насекомых. Но, как известно, постоянными биологическими связями обладают не только рассмотренные здесь сосущие равнокрылые насекомые, но и представители других отрядов насекомых. Таковы, например, хищники и паразиты, питающиеся определенными группами и видами позвоночных и беспозвоночных животных. Подобные многочисленные биологические связи дают большой и ценный материал для косвенных доказательств существования тех или иных растений или животных, остатки которых пока еще не обнаружены или бесследно исчезли. Все эти данные могут способствовать восстановлению наземных биоценозов прошлого, которые еще очень мало изучены.

Глины аральской свиты Казахстана (миоцен)

Отложения аральской свиты, среди которых преобладают глины, широко распространены в Казахстане и Южной Сибири. Визуальная характеристика глин, даваемая многими авторами, изучавшими аральскую свиту в разных частях этой обширной территории, довольно сходна — это зеленые или зелено-серые глины, часто карбонатные, с мелкими марганцово-железистыми бобовинами и известковыми стяжениями, иногда с включениями гипса. Значительно реже встречаются глины вишнево-красного, розового или коричневого цвета, образующие линзы и прослой в зеленых глинах. В составе глинистого вещества пород преобладает монтмориллонит [237, 355].

Кроме глин в отложениях аральской свиты развиты пески и алевролиты, обычно кварцевые, в разной степени глинистые, а также мергели и известняки.

Остатки фауны из аральской свиты наиболее хорошо изучены в Северном Приаралье, где глины иногда включают то редкие, то многочисленные створки пластинчатожаберных *Corbula helmersenii* и остатки позвоночных [355]. Так, в одном из слоев зеленовато-серых сильно карбонатных глин, переполненных бурными мергелистыми конкрециями, обнаружены два черепа гигантских носорогов *Aralotherium*; мощность слоя 1 м. В вышележащем слое мергелистых зеленовато-серых комковатых глин мощностью 2 м заключены многочисленные кости мелких жвачных, грызунов, насекомоядных^{*}, хищников, остатки черепах, птиц и крупных китообразных*. Здесь же находятся мелкие раковины пресноводных моллюсков типа *Planorbis* и *Limnaea*.

Заслуживает внимания то, что кости позвоночных имеются не только в глинах, но и в подстилающем их известняке, содержащем также раковины *Corbula helmersenii*.

По наблюдениям А. Л. Яншина [355, с. 525], известняки аральской свиты «никогда не имеют правильной слоистости. Они всегда пещеристы, пористы, неясно или по крайней мере неровно слоисты, содержат примесь глинистого, а иногда и алевролитового материала, резко различаются в соседних участках по

* Полные списки позвоночных, найденных здесь, приведены в работе А. Л. Яншина [355]. В литературе эта фауна известна под названием «фауна Атыспе».

плотности и нередко производят впечатление конкреционных, каковыми они в ряде случаев, по-видимому, и являются. Биогенное происхождение известняков из створок *Corbula* или раковинок мелких гастропод очевидно только в немногих случаях. В большинстве образцов они имеют, судя по шлифам, пелитоморфную структуру, которая скрывает генезис первичного кальцитового материала. Цвет известняков грязно-белый, в свежем расколе нередко коричневатый. Мощность наиболее выдержанной пачки известняков весьма изменчива — от 1,5 до 8 м. Разрез аральской свиты по чередованию типов пород также крайне непостоянен, но в более западных разрезах преобладают терригенные осадки, а на востоке имеется довольно мощная пачка известняков. Однако это не может служить доказательством большей глубинности или мористости восточной части бассейна».

«Скорее это следствие различного характера берегов, более возвышенных и более богатых водотоками на западе. Известняки аральской свиты в Северо-Восточном Приаралье, несомненно, представляют собою образование очень мелкозернистое. Помимо их брекчиевидной во многих местах текстуры и неправильной слоистости, об этом говорит присутствие в них раковин мелководных гастропод, а близ Аггиспе — и костей млекопитающих. Последние, очевидно, принесены откуда-то с юга или юго-востока» [355, с. 545].

О том, что известняки являются не менее мелководными образованиями, чем пески, свидетельствует также и то, что раковины *Corbula helmsereni* встречаются и в тех, и в других, образуя иногда прослой ракушечника.

Для оценки солености бассейна, в котором отлагались осадки аральской свиты, А. Л. Яншин привлекает все найденные остатки фауны. Он отмечает, что среди этой фауны имеется ряд форм, унаследованных от более древнего (олигоценового) бассейна — таковы *Corbula helmsereni*, единичные кардиты, цирены, морские черепахи и дельфины. Другую группу представляют пресноводные моллюски из родов *Unio*, *Viviparus*, *Limnaea*, *Planorbis*, *Hydrobia*. Они могли проникнуть в бассейн из впадавших в него рек, когда соленость его вод понизилась. Такому заключению не противоречит присутствие морских элементов фауны аральской свиты, так как они принадлежат видам, выдерживающим сильное опреснение. В отношении кардит, корбуль и цирен это общезвестно. О том, что дельфины в погоне за рыбой поднимаются из Средиземного моря вверх по Нилу до Мемфиса, а в половежье и выше, было известно уже древним авторам. «Сейчас мы знаем, что некоторые дельфины не только заходят из морей в реки (например, белуха в Обскую губу), но и совсем переселились в них (*Platanista gangetica* — в реках Индии, *Inia geoffroyensis* и *Stenodelphis blainvillei* — в реках Южной Америки). Современные морские черепахи рода *Chelonia*, известного из аральской свиты, заходят в совершенно пресные воды Амазонки, чтобы отложить яйца на песчаных отмелях Марахо и других островов ее дельты. Таким образом, вся фауна аральской свиты состоит из видов, приспособленных к существованию в опресненном бассейне, и наоборот, часть ее форм не могла бы, по-видимому, выдерживать воды с нормальной морской соленостью» [355, с. 548]. По данным А. Л. Яншина, этот бассейн был замкнутым; другие исследователи полагают, что он кратковременно соединялся с солоновато-водным Эвксинско-Каспийским бассейном [110].

В разрезах северо-западных берегов Аральского моря в 35 м от основания аральской свиты в ней исчезают остатки фауны; несколько выше в песчаниках появляется гипсовый цемент, а в глинах — конкреции сингенетического гипса. Все это заставляет думать, что во вторую половину времени отложения аральской свиты, в связи с сокращением площади бассейна, содержание сернокислых солей в его водах заметно возросло. По-видимому, это и положило конец существованию его однообразной, но количественно богатой фауны.

На основании остатков фауны были сделаны выводы о климате времени отложения аральской свиты. Они значительно отличаются от взглядов тех исследователей, которые судили о климате на основании значительного содержания легкорастворимых солей в глинах *, и представляли территорию, окружавшую

* А. Л. Яншин [355] убедительно доказывает, что эти соли связаны с поверхностными процессами, весьма активно идущими сейчас в условиях пустыни.

водный бассейн, как безжизненную полупустыню. Однако носороги, мастодонты, кабарговые и другие позвоночные, остатки которых найдены в аральской свите, не могли жить в полупустыне. Эти травоядные животные должны были питаться достаточно обильной растительностью. Кроме того, характер скелета гигантских носорогов типа аралотерия заставляет предполагать, что это были животные не травоядные, а листоядные. Особенности строения конечностей аралотерия свидетельствуют о более мягкой, может быть болотистой, почве места его обитания. «Следовательно, существовали не сухие ксерофильные леса типа ольковых рощ современного Бадхыза, а влажные, может быть даже заболоченные, леса. Об этом же говорят обнаруженные в Агиспе и в овраге Ашут кости бобров — типичных обитателей богатого водою леса. Остатки болотных кипарисов, грецких орехов, дубов и буков, найденные в песчаниках горы Жаксыкуян-кулак, говорят нам о составе этих лесов. Судя по пыльце из глин Кызыл-булака, в них росли также различные сосны, пихты, ели, ольхи, даельквы, грабы, липы, вязы, клены, каштаны, падубы, бирючина, лещина, ликвидамбры, а может быть также березы и другие виды деревьев. В спокойных реках, впадавших в бассейн пра-Арала, были обильны водяные папоротники *Salvinia* и плавающие травы *Stratiotes*. Их берега были покрыты зарослями *Potamogeton* и других гидрофитов» [355, с. 550].

Все же существует ряд факторов, которые заставляют думать, что климат во время отложения аральской свиты стал значительно более сухим, чем в предшествовавшую эпоху. На это указывают многочисленные остатки хомякообразных грызунов, форм, близких пищухам, и, особенно, остатки примитивного тушканчика. Все это обитатели открытых степных пространств, а тушканчик принадлежит к той жизненной форме, которая возникла и может существовать только в пустынях и сухой степи с низким очень редким растительным покровом. «Следовательно, леса в эпоху отложения аральской свиты не образовывали на берегах пра-Арала сплошного плакорного покрова. Они росли лишь участками, главным образом, вероятно, по долинам рек и чередовались с обширными пространствами безлесных степей. Об этом же говорит и пыльца глин Кызыл-булака, в составе которой травянистые формы резко преобладают над древесными*.

Наконец, к тому же выводу приводит нас и изучение пород аральской свиты. Карбонатные осадков, за редкими исключениями, не свойственна водоемам гумидной зоны, в которых всегда достаточно гниющего органического вещества для удержания кальция в растворе в виде бикарбоната. Наоборот, илы степных и пустынных озер почти всегда карбонатны. В верхних свитах тургайской серии отсутствуют карбонатные породы. В аральской же свите большая часть глин мергелиста, а местами в ее составе имеются мергели и известняки. Это подтверждает вывод о том, что в эпоху отложения аральской свиты климат Арало-Тургайской низменности стал значительно более сухим» [355, с. 550].

Кремнисто-глинистые породы Западной Камчатки (миоцен)

Глинистые породы, формировавшиеся в условиях геосинклинальных областей с мощным развитием вулканизма, имеют совершенно особую палеонтологическую характеристику. Примером могут служить миоценовые отложения Тихоокеанского пояса и, в частности, ваямпольской свиты Западной Камчатки.

В основании этой свиты, по данным И. Б. Плешакова [257], находятся андезиты, туфобрекчии и конгломераты; выше лежат однообразные, очень тонкослоистые опализированные кремнистые сланцы, темно-серые в свежем изломе и белесоватые в выветрелом состоянии. В них часты прослои известковых конкреций в форме шаров и линз от 0,10 до 3—4 м в диаметре и псевдоморфозы кальцита по крупным кристаллам гейлуссита. Конкреции обычно содержат в центре раковины моллюсков или других животных или растительные остатки (кости, листья, куски древесины и пр.). В верхней части свиты развиты

* В работах последних лет также говорится о значительном содержании пыльцы травянистых растений; растительная формация миоцена рассматривается как лесостепная [26].

светлые мягкие и легкие диатомовые песчанистые сланцы с большой примесью стекловатого вулканического туфа и включением галек, образующих в кровле свиты прослой конгломератов. Общая мощность отложений достигает 2000 м.

В отложениях этой свиты найдены остатки пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, кораллов, губок, мшанок, фораминифер, диатомей и рыб. Остатки моллюсков, фораминифер и мшанок обильны в базальном горизонте; изредка встречаются кораллы. Пластинчатожаберные представлены формами, широко распространенными в морских условиях (роды *Acilia*, *Cardita*, *Cuspidaria*, *Nucula*, *Nuculana*, *Pectunculus* и др.); в их комплексе никаких особых отклонений не обнаружено. По составу они сходны с комплексами, распространенными в нижнемиоценовых отложениях Восточной Камчатки [285]. Представители этих родов найдены также в средней и верхней частях ваямпольской свиты, но не известно, к каким типам пород они приурочены.

В мягких диатомовых алевритовых разностях сланцев обильны остатки диатомовых водорослей; сланцы в значительной части состоят из них. С мягкими диатомовыми сланцами тесно связаны твердые опализированные кремнистые сланцы, в шлифах из которых только изредка можно видеть уцелевшие остатки диатомей, фораминифер и спикул губок. По-видимому, обе разности сланцев образовались в основном из панцирей диатомовых водорослей, остатки которых в дальнейшем подверглись более или менее интенсивным изменениям (растворению, перекристаллизации и пр.).

Данные о количестве пелита и составе глинистых минералов в кремнистых сланцах отсутствуют. Выяснение таких вопросов очень затруднено и при изучении современных глинисто-диатомовых илов, поскольку в состав пелитовой фракции в значительном количестве входят остатки диатомовых водорослей, хорошо видимые на электронных фотографиях. Пелитовая фракция является генетически неоднородной: наряду с терригенным материалом большую роль в ее сложении играют частицы биогенного происхождения, а также вулкано-генный материал [188].

Подобные компоненты составляли, вероятно, миоценовые осадки, из которых позже образовались кремнистые сланцы. И. Б. Плешаков отмечает, что эти сланцы обычно рассматривают как туфогенные образования. Подтверждением этому служит частое нахождение прослоев вулканического туфа среди этих кремнистых сланцев. Однако прослой вулканического туфа не только не противоречат теории биогенного происхождения этих сланцев, но скорее подкрепляют ее. В настоящее время считают, что фазы бурного развития диатомовых связаны с фазами интенсивной вулканической деятельности, так как продукты последней обогащают воду растворами кремнезема, что благоприятствует развитию диатомовых. Очень широкое географическое распространение мощных кремнистых сланцев от Японских островов до Калифорнии можно объяснить только биогенным происхождением этих сланцев, т. е. мощным накоплением на дне моря остатков организмов в продолжительный период их бурного развития [257, с. 24].

В настоящее время доказаны мощные проявления подводного раннемиоценового вулканизма на Камчатке и Сахалине и генетические выводы И. Б. Плешакова получили подтверждение [174].

В туфогенно-осадочной толще ваямпольской свиты обнаружены также бентонитовые глины, образовавшиеся из пеллов лишиаритового и дацитового состава [173]. Неогеновые толщи с диатомитами морского происхождения, к которым относятся и отложения ваямпольской свиты, характеризуются на Сахалине и Камчатке разнообразной флорой морских диатомей. Среди них преобладают виды родов *Stephanopyxis*, *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Actinopterychus* и др. Весьма характерно также присутствие радиолярий [174].

Однако вывод о прямой зависимости изобилия организмов, имеющих кремневый скелет, от интенсивности вулканических процессов требует пересмотра. Как выяснилось при комплексном изучении современных осадков, не существует прямой связи между развитием вулканизма и кремнистыми осадками, образованными в основном остатками диатомей и радиолярий. Так, например, в Средиземном море, где активно проявлялся современный и четвертичный надводный и подводный вулканизм, накопления кремнистых осадков не удалось

обнаружить ни в поверхностном слое, ни в колонках. В Беринговом море действующие вулканы сосредоточены по его южной границе, а кремнистые и слабокремнистые осадки развиты в его центральной и северной частях. Эти и многие другие примеры приведены в работах советских океанологов [187, 116], которыми установлено, что накопление кремнистых осадков определяется условиями распределения фитопланктона (главным образом диатомовых водорослей, а также кремневых жгутиковых) и кремневого зоопланктона (радиолярий). Фактором, контролирующим появление высокой продукции диатомовых водорослей, является поступление в зону фотосинтеза достаточного количества питательных солей из глубинных слоев океана. Это возможно только там, где глубинные воды, содержащие фосфаты, нитраты и кремнезем, поднимаются к поверхности (зоны дивергенции).

Кремнезем в морских и океанических водах находится в состоянии резкого педосыщения и, поступая в воду с суши, из вулканов и других источников, он смешивается, «обезличивается» и может быть извлечен из морских вод лишь биогенным путем. Среди современных организмов наиболее активны в отношении кремнезема диатомовые водоросли, затем радиолярии, кремневые губки и в очень слабой степени силикофлагелляты.

Закономерная приуроченность кремнистых осадков к зонам подъема глубинных вод проявляется не только в океанах, но и в таких морях, как Каспийское, где повышенное содержание кремнезема в осадках Среднего Каспия связано с зоной местной дивергенции.

Но кремнистые осадки образуются не всюду, где пышно развиваются диатомы, а лишь там, где не слишком велико поступление терригенного или карбонатного материала, разбавляющего кремнистый осадок. Большое значение имеет и гидродинамический фактор: панцири диатомовых очень мелки (0,02—0,20 мм) и еще измельчаются хипчиками зоопланктона; поэтому они перемещаются на те участки дна, где возможно накопление частиц алевроитовой и пелитовой размерности [187].

Из этого следует, что пространственное совмещение эффузивных и кремнистых отложений возможно лишь тогда, когда биогеографический и гидродинамический факторы в совокупности «разрезают» накопление остатков кремневых организмов в районах вулканизма [140]. По-видимому, это осуществлялось при формировании кайнозойских отложений Камчатки и Сахалина.

Глины и диатомиты оз. Ханка (миоцен)

В Приморье на оз. Ханка и близ него развиты древние озерные осадки, имеющие мощность порядка 300 м. Нижние горизонты этой толщи немые; они представлены в основном глинистыми отложениями с прослоями песка. К миоцену, как показывают остатки высших растений (*Glyptosoras europaeus*, *Taxodium* и др.), относятся светлые тонкослойные диатомиты, местами переходящие в глины и содержащие прослой углистых сланцеватых глин, песков и галечников. Среди диатомитов есть пласт кислых эффузивов и их туфов (1 м), носящих следы извержения в водной среде [338]. Общая мощность диатомитов составляет 11 м. Хорошо сохранившиеся остатки диатомовых водорослей обнаружены на двух уровнях. По разнообразию и экологическим особенностям эти два комплекса существенно различаются. Для комплекса из верхнего слоя характерны виды родов *Tetracyclus*, *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia* и *Gomphocymbella*. Среди них наиболее показательны *Eunotia*, которые служат индикаторами пресноводности современных водоемов. Никаких солоноводных или морских элементов не встречено. Исходя из современных условий обитания представителей найденных здесь родов, можно сделать вывод, что диатомей населяли прибрежные участки озера.

Ниже по разрезу, в слое диатомитов, содержащих прослойки углистых глин, найден более бедный комплекс, состоящий из многочисленных пресноводных *Melosira*, при незначительном количестве *Tetracyclus* и *Eunotia*. Эти осадки формировались в глубоководной части озера. По-видимому, древний водоем хорошо прогревался и условия были благоприятными для развития тепло-

любивых форм [111]. Периоды относительного обмеления озера, зарастания и заболачивания его берегов отражаются в образовании углистых глин.

Данные пыльцевого анализа также указывают на существование заболоченных лесов (пыльца болотного кипариса, водяного ореха и др.). «С известной осторожностью мы можем предположить, что они имели некоторые черты сходства с лесами, покрывающими склоны Сихотэ-Алиня в настоящее время. Как для миоценового, так и для современного леса характерно сочетание северных элементов флоры (*Larix*, *Betula*) с теплолюбивыми растениями (*Taxodium*, *Iuglas*, *Carpinus*, *Fagus*, *Magnolia*, *Phellodendron* и т. п.)» [338].

Изучение более молодых отложений показало, что оз. Ханка существовало непрерывно с миоцена до наших дней, но размеры его сократились. В ранне- и среднечетвертичное время климат стал более сухим и суровым: как свидетельствуют данные пыльцевого анализа, здесь находились уже полынные степи с участками леса — берез, сосен и лещины. Изменения климата отразились и на составе диатомовых, где возросло количество холодолюбивых диатомовых [111]; образование диатомитов после миоцена уже не происходило, а накопились лишь глинистые осадки с диатомеями*.

Рассмотренные данные показывают, что образованию биогенных кремнистых осадков в миоценовом оз. Ханка способствовало поступление вулканогенного материала, поставлявшего свободную кремнекислоту. А. П. Жузе [112], осветившая распространение диатомитов в миоценовых и плиоценовых озерах, отметила их приуроченность к областям относительно молодого вулканизма (Армянское нагорье, Северная Камчатка, Приморье, Орегон, плато Колорадо). Таким образом, в условиях сравнительно небольших пресных водоемов накопление биогенных кремнистых осадков характеризовалось чертами, несвойственными морям и океанам, где зоны поступления кремнезема далеко отстоят от зон накопления кремнистых осадков [187].

При сравнении морских и пресноводных миоценовых отложений легко устанавливаются различия в их палеонтологической характеристике: в первых постоянно присутствуют радиолярии, часты остатки морских пластинчатожабрных и брюхоногих моллюсков, а диатомей представлены морскими родами; в пресноводных отложениях диатомей принадлежат другим родам, а радиолярии отсутствуют; остатки моллюсков могут принадлежать только пресноводным или наземным формам.

Как видно из рассмотрения разнофациальных глинистых отложений миоцена, исследователи, изучавшие их, всегда, но с разной степенью полноты использовали данные об образе жизни и условиях существования современных родственных форм. При этом многие опирались на биологические отношения между организмами и особенно на пищевые связи, которые не подвергаются очень быстрым изменениям, так как это влечет за собой перестройку системы органов питания. Можно предполагать, что относительно стойкими организмы были и по отношению к газовому режиму, поскольку обитание в условиях аномального газового режима требует, по-видимому, специфических приспособлений (см. выше данные об организмах, населяющих коричневые илы Баренцева и Карского морей). Вместе с тем имеется достаточно много данных, показывающих, что по отношению к изменению солености и температуры многие представители бентоса более терпимы [157, 218]. Поэтому для реконструкции фациальных

* Остатки пресноводных диатомовых водорослей в неогене связаны с породами различного типа: диатомитами, туфодиатомитами, глинами, алевролитами, аргиллитами. Иногда они встречаются даже в туфогенных песках и других мелкозернистых туфогенных породах [228].

и палеогеографических условий исследователь должен использовать не столько знания об условиях обитания современных видов, сколько данные о родовых комплексах, обитающих в определенных температурных условиях, поскольку эти комплексы сложились в результате длительного процесса адаптации, начало которого уходит в далекое геологическое прошлое [157].

При восстановлении солевых условий необходимо обращать внимание на представителей тех групп, которые немногочисленны или полностью выпадают из состава населения водоема, и проанализировать возможные причины этих явлений. На разобранных выше примерах можно видеть, как, начиная с Н. И. Андрусова, исследователи успешно использовали этот прием.

Особое внимание нужно уделять выяснению причин отсутствия бентоса; оно далеко не всегда было связано только с нарушениями газового режима, как было показано выше, а могло быть следствием быстрого накопления осадков [172, 212, 215].

Но какой бы из факторов среды мы не восстанавливали, используя организмы как индикаторы, необходимо контролировать свои выводы комплексом данных, характеризующих конкретную среду обитания тех или иных представителей фауны — абиотическую (по литологическим, геохимическим и общегеологическим материалам) и биотическую (по результатам изучения всех других доступных остатков фауны).

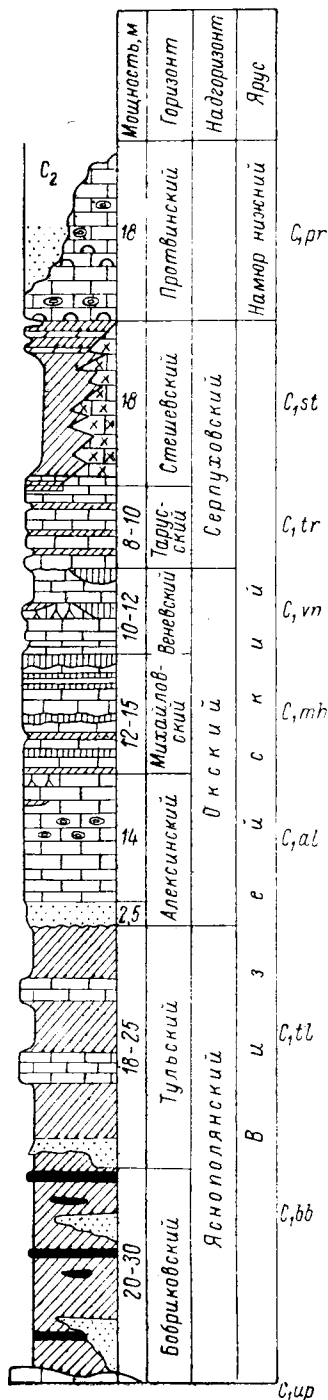
3. ПРИМЕРЫ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ПЕРИОДА

Глины визейских отложений Московской синеклизы

Рассматриваемые отложения (рис. 27) относятся к среднеvizейскому подъярсу (яснополянский надгоризонт: бобриковский и тульский горизонты), верхневизейскому подъярсу — окский надгоризонт (алексинский, михайловский, веневский горизонты) и серпуховский надгоризонт (тарусский и степневский горизонты). Морские отложения (тульский, степневский горизонты) имеют небольшую мощность — до 100 м. Отложения раннего карбона этого региона принадлежат к числу более изученных в СССР. Здесь была разработана детальная стратиграфическая схема, изучены многие группы фауны, выполнены крупные литологические и геохимические исследования, а также палеогеографические реконструкции.

Однако до последнего времени отложения и фауна были изучены весьма неравномерно как по площади, так и по разрезу. Наибольшее внимание обращалось на изучение яснополянских отложений, заключающих угли, бокситы и огнеупорные глины; детально изучены известняки окских отложений и значительно слабее — отложения серпуховского надгоризонта.

Вследствие такой неравномерной изученности оставался невыясненным или спорным целый ряд вопросов в области стратиграфии, фаунального и палеогеографического анализов. Большие трудности возникали при попытках объяснить особенности распространения и смены комплексов многих представителей донных организмов, развитие которых изучали палеонтологи. Для разрешения этих вопросов в лаборатории палеоэкологии морских фаун Палеонтологического института АН СССР под руководством Р. Ф. Геккера были поставлены комплексные палеоэкологические и литологические исследования. Они выполняются совместно палеонтологами и литологами для изучения развития и смены донных организмов в связи с изменениями условий их существования.



Одним из неясных был вопрос об условиях существования донных организмов, населявших глинистые осадки. Выяснение условий отложения таких осадков имеет общее значение, поскольку сходные глинистые фации широко распространены в каменноугольных отложениях всего земного шара. В США, где такие фации распространены в отложениях пенсильванской и пермской систем, условия их образования и соотношения с одновременно накоплявшимися фораминиферовыми и водорослевыми известковыми осадками обсуждаются в ряде статей [439, 440, 465].

Отложения тульского горизонта, наиболее древние из изученных нами, составляют верхнюю часть угленосной визейской формации Русской платформы. Они представлены сложным чередованием песков, алевроитов, глин и углей. Известняки развиты непостоянно; число их слоев обычно не более пяти. Тульские отложения образовались в начальную стадию трапгессии моря; общие фациальные изменения их хорошо прослежены в южной части рассматриваемой территории [79]. Здесь вблизи суши, существовавшей в области Воронежского свода, наиболее близкие к берегу образования (вероятно, дельтовые) представлены пестроцветными глинами и песками; по мере удаления от берега пески в значительной степени замещаются темно-серыми или черными глинами, содержащими прослой углей, а затем они остаются лишь в самом основании, и преимущественное развитие получают морские глины и известняки. Именно в этой зоне находится стратотипический разрез тульского горизонта, и из этого района многими исследователями была собрана фауна. В целом она довольно разнообразна, но характеризуется преобладанием мелких брахиопод, комплекс которых считался сходным с комплексом, распространенным значительно выше,

Рис. 27. Сводный разрез визейских и намюрских отложений южной части Московской синеклизы.

1 — пески, песчаники; 2 — глины, аргиллиты; 3 — уголь; 4 — известняки; 5 — известняки криноидные; 6 — известняки сахаровидные; 7 — прослой кремней; 8 — доломиты; 9 — стигмарии; 10 — перерыв в отложении; 11 — конкреции кремней.

в отложениях серпуховского надгоризонта. До последнего времени оставались неясными условия обитания этих разновозрастных комплексов, известных под общим названием «комплекса мелких брахиопод серпуховского типа». М. С. Швецов [339] предполагал, что эти брахиоподы населяли наиболее глубокие части тульского моря, которое в пачале трансгрессии имело еще сильно расчлененный рельеф дна. Т. Г. Сарычева [286], изучавшая морфологию раковин некоторых видов этого комплекса и особенности их захоронения, считала более вероятным существование их в тиховодных относительно мелких зонах бассейна.

При изучении отложений тульского горизонта в связи с их угленосностью было накоплено много новых данных, характеризующих состав пород и комплексов фауны, закономерную смену их в разрезах и на площади [30, 41, 43, 49, 132, 156, 191, 326]. Вместе с полученными нами материалами это позволило поместить следующий ряд осадков и связанных с ними комплексов организмов (рис. 28).

Терригенные осадки, часто пронизанные корнями растений, сильно обогащенные органическим веществом, отлагались в эстуариях и лагунах, где могли существовать лишь организмы, способные выносить значительные отклонения солености и газового режима от нормальных морских — пелециподы рода *Anthracopnautia*, остракоды и лингулы (см. рис. 28, I).

На глинистых осадках, содержащих меньше сапропелевого материала, к лингулам добавлялись еще немногие брахиоподы и более разнообразные пелециподы (см. рис. 28, II). Значительно возрастало количество и разнообразие брахиопод в зоне известковых глин (см. рис. 28, III), которые, по-видимому, отлагались в обширных тиховодных заливах. Однако эти местообитания часто характеризовались резким преобладанием представителей одного вида — *Rugosochonetes laguessianus* (К о п.), что определенно свидетельствует о том, что условия существования не были оптимальными. Обычно в этой же зоне селились также довольно многочисленные мипанки.

Следующий член ряда (см. рис. 29, IV) представляет собой еще более известковые осадки, на которых вместе с мелкими брахиоподами, преобладавшими на глинистых грунтах, обитали другие виды хонетид (*Plicochonetes tricornis*, *Chonetes parvus*, а также *Gigantoproductus*, *Semiplanus* и др.). Весьма своеобразным был в этой зоне комплекс фораминифер, состоявший из очень мелких тонкостенных форм (*Loeblichia miranda*, *Howchinia exilis*, *Rectocornuspira submosquensis*, *Archaelagena hovchinina*, *Archaeidiscus krestovnikovii* и др.), которые могли жить и захороняться неповрежденными только в тиховодных условиях [326].

В более удаленной от берега части моря, где подвижность воды и аэрация придонных вод были сильнее, существовал совсем иной комплекс фораминифер — с относительно крупными и толстостенными раковинами (*Endothyranopsis crassus*, *Endothyra globulus*, *Eostaffella*, *Brunsia*, *Forschia* и др.). Раковины фораминифер и детрит скелетных остатков других организмов образовывали здесь плотные грунты, на которых селились довольно разнообразные кораллы, иглокожие и сравнительно редкие брахиоподы (см. рис. 28, V). Но такие известковые осадки были мало распространены на площади тульского моря; преимущественное развитие имели более глинистые разности осадков. В глинистых и глинисто-известковых осадках лагун и заливов встречаются аутохтонные остатки стигмарий с ризоидами, свидетельствующие о временных обмелениях водоемов.

Данные о минералогических и геохимических особенностях тульских отложений освещены в нескольких сводных работах [132, 191, 225, 281, 305, 342]. Всеми исследователями тульские отложения рассматриваются как типичные образования гумидной зоны, где обилие атмосферных осадков, высокие температуры и пышное развитие растительности благоприятствовали глубокому химическому выветриванию материнских пород. Показателями этого являются минеральный состав пород (резкое преобладание кварца в песках и алевроитах, каолинита — в глинах, присутствие бокситов), а также некоторые особенности химического состава глин — относительно высокое содержание в них окиси алюминия и окиси титана [225, 281].

Установлено, что поступление органического вещества в тульский бассейн было очень интенсивным и способствовало проникновению Fe, Mn, P и других

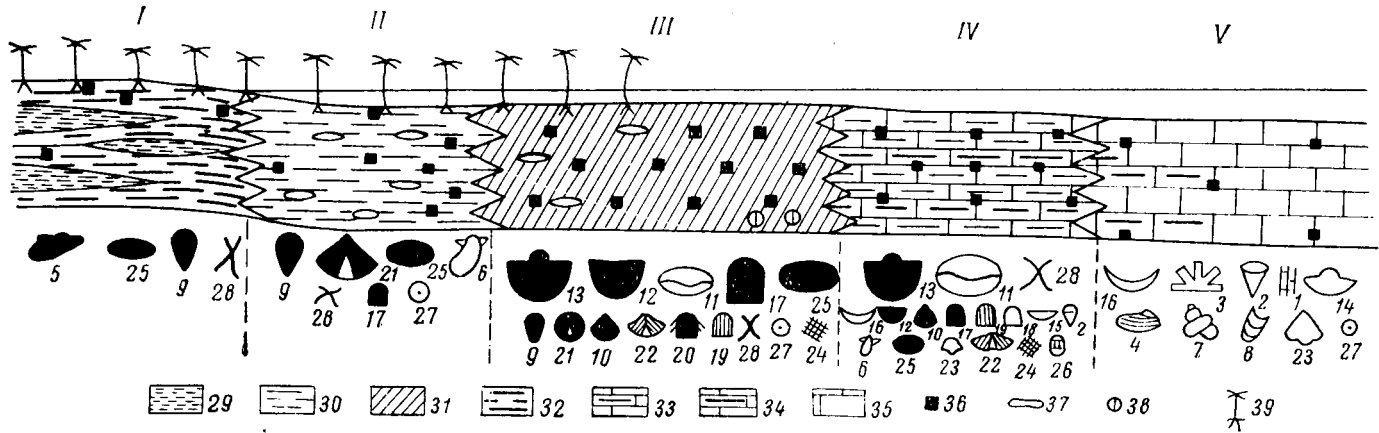


Рис. 28. Смена осадков и связанных с ними комплексов организмов в тульском бассейне Московской синеклизы.

I—II — осадки эстуария и лагуны; III — осадки залива; IV — осадки близкой к берегу и тиховодной зоны моря; V — осадки более удаленной от берега зоны моря.

Фауна: 1 — *Syringopora*; 2 — одиночные *Rugosa*; 3 — колониальные *Rugosa*; 4 — *Edmondia*; 5 — *Anthraconauta*; 6 — прочие пелелиподы; 7 — гастроподы; 8 — прямые наутилоиды; 9—23 — брахиоподы; 9 — *Lingula squamiformis*; 10 — *Rhipidomella michelini*; 11 — *Schizophoria resupinata*; 12 — *Schuchertella*; 13 — мелкие хонетиды (*Rugosochonetes*, *Plicochonetes*, *Chonetes parvus*); 14 — *Davisella*; 15 — *Semiplanus semiplanus*; 16 — *Gigantoproductus*; 17 — *Proguclius redesdalensis*; 18 — *Pugilus subscocticus*; 19 — *Antiquatonia serenensis*; 20 — *Eomarginifera praecursor*; 21 — *Camarotoechia pleurodon*; 22 — *Podisheremia uslyensis*; 23 — *Cleiothyridina*; 24 — мшанки; 25 — остракоды; 26 — трилобиты; 27 — членики криноидей; 28 — ходы роющих животных. Черными значками отмечены наиболее эвригалинные формы.

Породы: 29 — алевроиты; 30 — глины неизвестковистые; 31 — глины темные известковистые; 32 — глины, обогащенные органическим веществом; 33 — известняки глинистые; 34 — известняки, обогащенные органическим веществом; 35 — известняки фораминиферо-детритовые; 36 — пирит; 37 — стяжения сидерита; 38 — конкреции фосфорита; 39 — растительность мангрового типа.

элементов в область отложения известковых илов, в связи с чем интенсивно шло и диагенетическое пиритообразование [305]. Эти данные, как и приведенная выше «гамма» экологически различных комплексов донных организмов, опровергают представление о том, что все глинистые и карбонатные осадки тульского горизонта, содержащие пирит, были образованиями резко выраженной восстановительной зоны, занимавшей огромную территорию. По-видимому, сероводородное заражение придонных вод бассейна было лишь там, где накопилось очень большое количество органического вещества и донная фауна почти не могла существовать. Примером могут служить тульские отложения Сызранского района, где обнаружены немногие брахиоподы, но в основном глины заключают только ходы червей, которые могли переносить присутствие сероводорода [211].

Приведенные осадки (см. рис. 28) характерны для южной и юго-западной частей синеклизы, где морские отложения широко представлены. В западной полосе, как было выяснено предшествующими исследователями (А. С. Корженевская, В. А. Котлуков, А. П. Саломон и другие), начиная от широты г. Белого, исчезают карбонатные глины и известняки, остатки фауны становятся редкими; распространены преимущественно глины с сидеритом (осадки опресненных краевых лагун). Севернее, в Боровичско-Валдайском районе, тульские отложения представлены терригенными и углистыми отложениями прибрежно-континентальных и сильно опресненных лагун и заливов. Здесь большое развитие имеют высокоогнеупорные сухарные глины [30, 41, 49], а в районе Тихвина и бокситы, приуроченные к долинам, прорезающим девонские отложения.

Отложения тульского горизонта дают яркое представление об осадках типичного мелководного моря гумидной зоны с низким заболоченным побережьем покрытым растительностью мангрового типа, и с широким поясом тиховодных краевых, в разной степени опресненных лагун и заливов, где и накопились в основном глинистые осадки. Условия, приближавшиеся к нормальным морским, были лишь в зоне отложения более чистых известковых илов (см. рис. 28, V), которая находилась преимущественно в южной части синеклизы [248, схематическая карта].

Отложения морей окского времени представлены известняками, очень чистыми по химическому составу, образованными в основном раковинами фораминифер и мелким скелетным детритом других организмов; это осадки мелких теплых морей, населенных фораминиферами, брахиоподами, кораллами, известковыми губками и др. [339]. Среди брахиопод особенно большое развитие имели крупные толстораковинные *Gigantoproductus*, видовое разнообразие и численность которых были особенно велики в михайловском море. Характерной особенностью окских морей были периодические обмеления, при которых на удаленном от суши мелководье возникали обширные отмели и лагуны с микрозернистыми или микрослоистыми хемогенными известковыми илами. Они пронизаны ризоидами стигмарий — остатками корневой системы древовидной растительности мангрового типа, густые заросли которой покрывали отмели и лагуны. Население лагун было крайне бедным — мелкие гастроподы, остракоды, а также, по данным Е. В. Фоминой, спирорбисы и единичные примитивные и наиболее выносливые фораминиферы.

Комплекс мелких брахиопод, столь характерный для тульского бассейна, не существовал ни в лагунах с хемогенными илами, ни в области отложения органогенно-детритовых и фораминиферовых известковых осадков. Причины его исчезновения оставались неясными [286].

При изучении разрезов скважин в западной части бассейна самые типичные представители этого комплекса мы обнаружили в циклически построенных отложениях алексинского и михайловского горизонтов. Здесь найдены виды, ранее считавшиеся распространенными только в тульском бассейне: *Rugosochonetes lagussianus*, *Schuchertella porilockiana*, *Piccochonetes tricornis*, а также *Chonetes parvus*, *Productus redesdalensis*, *Rhipidomella michelini*, *Eomarginifera praecursor*, *Camarotoechia pleurodon*, *Martinia glabra* и др. Все они приурочены к известково-глинистым осадкам, занимающим определенное место в циклах: между алеврогово-глинистыми осадками с обильными стигмариями и их ризоидами (отложения побережья, зараставшего растительностью мангрового типа) и мор-

скими фораминиферовыми известняками с *Gigantoproductus*. Черные глины с *Lingula* и *Camarotoechia pleurodon* здесь занимают то же место, что и в ряду осадков тульского времени; известково-глинистые осадки, населенные хотидами и другими мелкими брахиоподами, а также мшанками и пелециподами, были приурочены к краевым частям алексинского и михайловского морей, тогда как известковые осадки удаленных от суши частей моря были заселены более крупными и разнообразными брахиоподами (роды *Semiplanus*, *Gigantoproductus*, *Striatifera*), фораминиферами, кораллами, известковыми губками и др. Прибрежные фауны венецкого времени распространены очень мало.

В серпуховское время, отвечавшее отложению тарусского и стешевского горизонтов, заметно увеличилось поступление терригенного материала. Он примешивался к известковым осадкам по всей западной части бассейна, а местами на юге бассейна образовались глинистые осадки мощностью до 30 м. В нижней части развиты темные, почти черные или красноватые глины, то немые со стяжениями пирита, то заключающие массу мелких брахиопод, среди которых преобладают *Eomarginifera lobata*. Комплекс фораминифер, заключенный в редких прослоях глинистых известняков, крайне обеднен, массовое развитие здесь имели лишь *Archaeodiscus krestovnikovi*. В верхней части глины стально-серого цвета местами много сетчатых мшанок; спириферид и остатков рыб (зубы, чешуя). Из крупных брахиопод единичны тонкостворчатые *Gigantoproductus latissimus*.

Чрезвычайная тонкодисперсность глин, их залегание сплошной довольно мощной толщей и полное отсутствие песчаных прослоев придают им характер более глубоководных образований, чем ранее отлагавшиеся карбонатные осадки окских морей. Именно так их рассматривали исследователи, изучавшие отложения стешевского горизонта в 30-х годах. Эта интерпретация поддерживалась также и тем, что понятие о мелководном комплексе фауны визейских морей всеми палеонтологами связывалось с непрерывным присутствием крупных гигантопродуктусов, стратифер и колониальных кораллов.

Однако при дальнейших исследованиях были получены данные, которые противоречили сложившимся ранее представлениям. Против них прежде всего свидетельствовало то, что заключенные в глинах карбонатные прослои представлены почти всегда тонкозернистыми доломитами, количество которых возрастает в верхней части, а фауна местами резко беднее: остаются одни остракоды. С интерпретацией глин как относительно глубоководных осадков не увязывалась также и свойственная отложениям стешевского горизонта очень большая изменчивость состава на площади, что характерно для мелководной обстановки, где условия быстро меняются.

М. С. Швецов [340] описал замещение глин криноидными известняками с богатым комплексом кораллов и брахиопод, охарактеризовал ряд других фаун и минералогических особенностей осадков стешевского горизонта и пришел к выводу, что происшедшие перемены в составе донных организмов нельзя объяснить изменениями температуры, глубины, характера грунта, степени солености или аэрации. Они могли быть вызваны либо изменением pH, либо поступлением в бассейн растворов разных веществ с суши или из замкнутого бассейна, ранее не сообщавшегося с морем, находившимся в центральной части Русской платформы.

Детальные наблюдения М. С. Швецова были произведены в основном только в южной части бассейна — там, где имеются обнажения. И хотя эта площадь довольно велика (примерно 100 × 125 км), изучение ее не дает реального представления о соотношении фациальных зон. При палеоэкологических исследованиях мы использовали уже материалы многочисленных скважин, которые ранее были очень редкими.

Фациальные зоны стешевского бассейна рассмотрены нами в другой статье [247]. Выяснилось, что глинистые и доломитовые илы, населенные мелкими брахиоподами, в течение всего стешевского времени отлагались только в сравнительно небольшой окраинной части бассейна, где находилась тиховодная лагуна, местами с застойными придонными водами и повышенной соленостью (рис. 29).

Обособление лагуны, начавшееся еще в тарусское время, было связано с развитием восходящих движений в области Воронежского свода, на северном

склоне которого находилась лагуна. Одновременно на окраине Балтийского щита усилились нисходящие движения, в связи с чем известковые фацис с разнообразной морской фауной заняли северо-западную часть бассейна (полоса Боровичи — Тихвин — Вытегра), где в окское время преобладали прибрежные терригенные отложения.

Южная лагуна была как бы уловителем глинистого материала, поступающего с суши, находившейся в области Воронежского свода. От открытой части

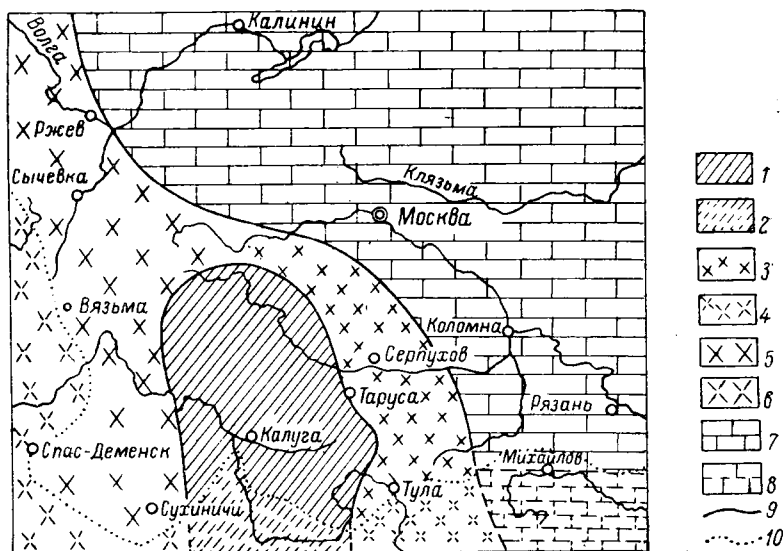


Рис. 29. Распространение фациальных зон стешевского бассейна для начала стешевского времени.

1 — лагуна с глинистыми и доломитовыми осадками; 2 — предполагаемое распространение лагуны с глинистыми и доломитовыми осадками; 3 — мелководная зона с карбонатными осадками и сильно выраженными течениями; 4 — предполагаемое распространение мелководной зоны с карбонатными осадками и сильно выраженными течениями; 5 — мелководная зона с карбонатными осадками со слабо выраженными течениями; 6 — предполагаемое распространение мелководной зоны с карбонатными осадками и слабо выраженными течениями; 7 — зона открытого моря, относительно глубоководная, с детрито-фораминиферовыми известковыми осадками; 8 — предполагаемое распространение зоны открытого моря, относительно глубоководной, с детрито-фораминиферовыми известковыми осадками; 9 — границы фациальных зон; 10 — границы распространения стешевских отложений.

моря лагуна отделялась, по-видимому, отмелями, на которых массами селились криноиды (рис. 30). На западе лагунные осадки перемежались с криноидными. В восточной полосе развития криноидных фацис (см. рис. 29, полоса Тула — Венев — Серпухов) селился богатейший комплекс фауны — здесь было много брахиопод, прикреплявшихся ножкой, разнообразные кораллы, мшанки и др. Особенности роста и захоронения кораллов указывают на их обитание при сильном движении воды. По-видимому, здесь проходило донное течение, в зоне которого селились и процветали (как и в современных морях) прикрепленные организмы.

На остальной, значительно большей части моря отлагались преимущественно чистые известковые осадки, населенные разнообразными фораминиферами (которые отсутствовали в лагуне), кораллами и крупными брахиоподами (*Gigantoproductus*, *Striatifera*). Мелкие брахиоподы, которые массами селились в лагуне, здесь были немногочисленны.

Сравним этих характерных обитателей лагуны с комплексом мелких брахиопод, населявших глинистые фации бассейнов тульского и окского времени. В степевской лагуне продолжали существовать некоторые виды, характерные для бухт и заливов тульского времени — *Camarotoechia pleurodon*, *Schuchertella radialis*, *Eomarginifera praecursor*, *Schizophoria resupinata*, *Rhipidomella michelini*, *Composita ambigua* и др. Большое распространение имели *Lingula*.

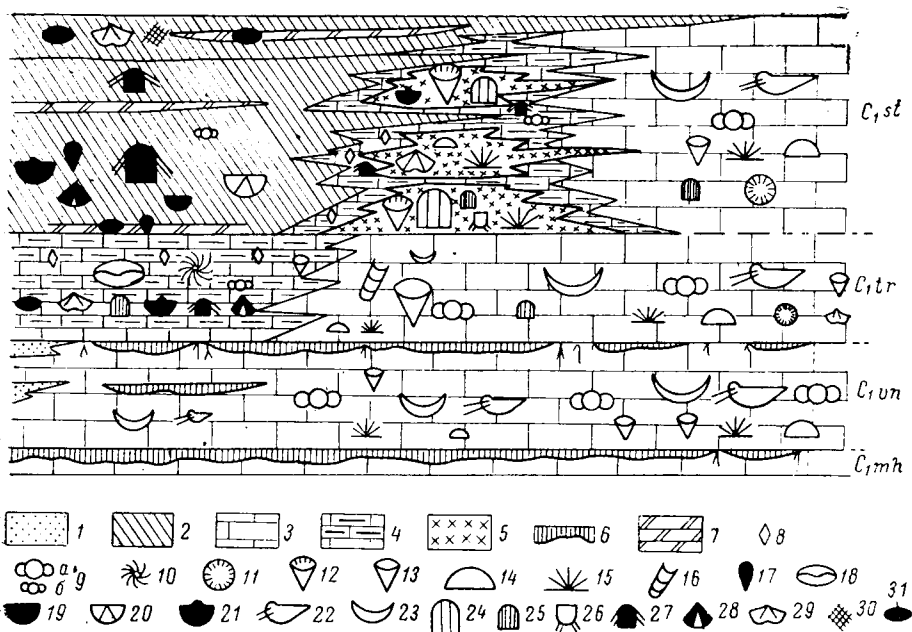


Рис. 30. Схема соотношения осадков и населения разных фациальных зон на юге бассейна Московской синеклизы.

1 — пески и алевроиты; 2 — глинистые осадки; 3 — детрито-фораминиферовые известковые осадки с *Calcifolium*; 4 — микрозернистые известковые и глинисто-известковые осадки с детритом; 5 — криноидные известковые осадки; 6 — микрозернистые известняковые осадки с ризоидами стигмарий; 7 — доломитовые и глинисто-доломитовые осадки; 8 — примесь доломита в известковых осадках; 9 — фораминиферы (а — богатый комплекс, б — бедный комплекс); 10 — *Zoophycos* (*Taonurus*); 11 — хететиды; 12 — *Caninia okense*; 13 — другие одиночные *Rugosa*; 14 — массивно-колонияльные кораллы (*Lonsdaleia*, *Corwenia*); 15 — ветвисто-колонияльные кораллы (*Lithostrotion*, *Diphyphyllum*); 16 — *Nautiloidea*; 17—29 — брахиоподы; 17 — *Lingula*; 18 — *Schizophoria resupinata*; 19 — *Schuchertella*; 20 — *Orthotetes hindi*; 21 — хонетиды; 22 — *Striatifera*; 23 — *Gigantoproductus*; 24 — *Antiquatonia hindi*; 25 — *Antiquatonia khimenkovi*, *A. costata* и др.; 26 — *Dictyoclostus*; 27 — *Eomarginifera*; 28 — *Camarotoechia pleurodon*; 29 — *Spirifer*; 30 — мшанки; 31 — остракоды. Размеры значков отражают относительное обилие форм. Черными значками показаны наиболее эврибионтные организмы.

но они были представлены иным видом — *L. elliptica*; появились и другие беззамковые брахиоподы, не известные в отложениях тульского и окского времени — *Orbiculoidea damanensis* и *Crania* sp. Обновился видовой состав хонетид, ортотетин (появились очень многочисленные *Orthotetes hindi*), спирферид и мшанок.

Беззамковые брахиоподы, хонетиды и ортотетин степевского времени часто были многочисленны в глинисто-доломитовых осадках, что указывает на способность их обитать в водах с повышенной соленостью.

Все приведенные данные показывают, что комплекс мелких брахиопод, существовавший в стешевское время, значительно отличался как по видовому составу, так и по преобладанию *Eomarginifera lobata* от комплексов тульского и окского времени, в которых преобладали хонетиды. Однако общим для всех этих комплексов было то, что в них входили экологически близкие формы — мелкие тонкораковинные брахиоподы, приспособленные к обитанию на тонком илистом грунте (или в нем), при слабой подвижности воды, затрудненном газовом режиме и значительных отклонениях солености. Несомненно, что их местообитания — краевые части бассейнов — были богаты пищей, и весьма вероятно, что существовавшие здесь брахиоподы имели сходный способ питания, как это свойственно современным представителям бентоса [284].

При сравнении минерального состава глин, отлагавшихся в разное время в краевых частях морей, также выявляется их значительное различие: глины тульского бассейна состоят в основном из каолинита и небольших количеств гидрослюда и смешаннослойного минерала [49], тогда как в глинах стешевского горизонта преобладает палыгорскит. Нахождение здесь палыгорскита — характерного минерала аридной зоны — вызывало недоумение, так как стешевский бассейн относили к гумидной зоне [269], а присутствие в палыгорскитовых глинах брахиопод и мшанок как будто неопровержимо свидетельствовало о нормальной морской солености его вод. Палыгорскит обнаружен и в глинистых осадках более раннего, тарусского бассейна; это «несоответствие» пытались объяснить образованием его под воздействием подземных вод [132], что вряд ли вероятно.

Однако другие геохимические, палеонтологические и минералогические данные совершенно определенно указывают на то, что в тарусское время климат был уже аридным [247]. Об этом прежде всего свидетельствует изменение содержания Al_2O_3 и TiO_2 в глинах из разных горизонтов визейских отложений Московской синеклизы. Опираясь на выявленную ранее закономерную связь периодических изменений в содержании Al_2O_3 , SiO_2 и TiO_2 со сменой климатических условий [224, 281], мы установили, что в глинах тульского и окского надгоризонтов содержание Al_2O_3 и TiO_2 близко к характерному для гумидных зон (Al_2O_3 20,53%; TiO_2 1,04%), тогда как глины тарусского и стешевского горизонтов по этим показателям должны считаться типично аридными: Al_2O_3 14,74—15,02%, TiO_2 0,45—0,35%. Как следствие аридизации климата мы рассматриваем также значительное увеличение начиная с тарусского времени содержания полевых шпатов (7—25%) и малоустойчивых минералов в терригенных породах северо-западной части бассейна [62]. Прежде это объясняли появлением новых источников сноса.

Об аридности климата свидетельствует также исчезновение массовых следов зарастаний в мелководных отложениях тарусского и стешевского времени: растительность мангрового типа, покрывавшая в тульское и окское время побережья и отмели, позже ютилась только местами в самой прибрежной зоне.

Вывод о засушливости климата в конце визейского века был сделан значительно раньше Н. М. Страховым на основании большого распространения доломитов. Приведенные выше данные позволяют уловить более раннюю стадию аридизации климата, когда степень доломитности осадков была еще очень незначительна, например, в отложениях тарусского бассейна, где содержание доломита в карбонатных породах лишь местами достигает 8—9%.

Все эти изменения в составе осадков и комплексов фауны отчетливо фиксируются в прибрежной зоне, где сильнее было влияние суши и ярче выступало воздействие климатического фактора, но они почти неуловимы в отложениях тех частей моря, которые были удалены от суши. Там постоянно отлагались чистые известковые органогенные осадки и существовали организмы, не переносившие отклонения солености или газового режима и избегавшие мутных и застойных вод. К таким организмам принадлежали различные кишечнополостные (хететиды, некоторые колониальные *Rugosa* и *Tabulata*), фораминиферы, известковые губки, немногие брахиоподы — *Striatifera* и некоторые виды *Gigantoproductus*, а также водоросли *Calcifolium* (см. рис. 30).

Более сильные колебания факторов среды могли выносить многие брахиоподы, а также обитавшие вместе с ними остракоды, некоторые мшанки, пелециподы и черви. Эта экологическая группировка донных организмов, обитавших в периферической зоне морских бассейнов, сложилась, по-видимому, очень давно. Так, например, остракоды, лингулы, *Camarotoechia*, *Tennuspirifer* и следы роющих животных отмечены в литоральной зоне силурийского моря Тувы [135], а прибрежные опресненные участки позднедевонского моря Кузбасса характеризовались массовыми поселениями *Athyris* и мшанок *Lioclema* [20]. В самых неблагоприятных обстановках в раннекаменноугольном море Кузбасса существовали *Camarotoechia*, хонетиды, теребратулиды, *Rhipidomella*, *Composita*, а также сетчатые и ветвистые мшанки. По-видимому, такие же местобитания занимали многие брахиоподы и в пермских морях, где представители *Athyris*, *Dielasma*, *Canocrinella* и *Lingula* существовали вместе с пелециподами, остракодами и мшанками [328]. Весьма эвригалинные представители брахиопод известны среди пенсильванских и пермских сообществ Канзаса. Интересно, что и здесь комплексы с преобладанием хонетид, экологически сходные с описанными нами для тульского времени, также населяли мелководные прибрежные илистые биотопы [465].

Число видов, населявших периферические известково-глинистые фации, могло быть довольно большим (см. рис. 28, III, IV). Это создает ложное представление о разнообразии бентоса, на основании чего делаются ошибочные заключения о нормальном морском характере водоема. Примером может служить работа Лапорта [439], который провел очень детальное изучение небольшой пачки пермских пород Канзаса по обнажениям на протяжении около 400 км. Лапорт сделал интересные наблюдения и выводы, но соотношение фаций установил только по одному профилю и не проследил на всей площади. Это обстоятельство, а также недостаточное знание экологии древних форм привели Лапорта к ошибочным фациальным и палеогеографическим реконструкциям.

Так, восстанавливая условия образования известково-глинистых осадков, содержащих много брахиопод, пелеципод, норы роющих животных и другие остатки, Лапорт пришел к выводу о том, что эта фация, названная им ракушечной (*shelly, facies*), формировалась при условиях, близких к нормальным морским, и находилась ближе к океану, чем другие фации, представленные фузулиновыми, органогенно-обломочными и водорослевыми известняками. Автор отмечает, что многочисленность пелеципод в ракушечной фации может навести на мысль о солоновато-водных условиях, но обилие таких стеногалинных форм, как брахиоподы, мшанки и иглокожие, исключает эту возможность [439].

В списке брахиопод, приведенном Лапортом, преобладали представители *Derbya*, *Meekella*, *Chonetes*, *Dictyoclostus*, *Juresania*, существовали также *Composita*. Представители родов *Derbya* и *Composita* известны как весьма выносливые организмы [211, 212, 465]. Что касается остальных брахиопод, то *Meekella*, *Chonetes* и *Dictyoclostus* были характерными обитателями доломитовых илов зоны прибрежного мелководья в среднекаменноугольном бассейне Русской платформы. Весьма интересно, что, по данным Лапорта, вместе с перечисленными брахиоподами в пермском море Канзаса существовали офиуры; современные и древние представители именно этих иглокожих могли существовать при отклоняющейся солёности [73]. В целом комплекс пермской «ракушечной фации» состоял из эвригалинных животных, способных выносить не только колебания солёности, но и другие отклонения факторов среды, связанные с обитанием на мягких илистых грунтах прибрежного мелководья. Таким образом, палеонтологические данные не позволяют считать, что эта фация находилась под влиянием океанических вод, как полагал Лапорт.

Изложенный материал показывает, что наиболее обоснованные фациальные и палеогеографические реконструкции и анализ процесса осадконакопления можно дать лишь при разностороннем (палеоэкологическом, литологическом и геохимическом) изучении осадочных толщ, которое должно охватывать большие территории — целые древние моря или крупные части их — и значительные интервалы геологического времени.

Глинистые породы, покрывающие и подстилающие пласты угля

В глинистых и в разной степени углистых сланцах, непосредственно граничащих с пластами угля, обычно находятся остатки различных организмов. Среди них часто остатки пластинчатожабрных моллюсков и растений, реже обнаруживаются остатки позвоночных, насекомых и др.

Глинистые породы с остатками позвоночных. Сохранению остатков позвоночных, как отмечалось во вводимом разделе, способствует быстрое образование конкреций (см. рис. 23, 24). Во многих паралических угленосных бассейнах ФРГ, Англии и других регионов конкреции эти разрабатываются как железная руда; они очень крупны, иногда сливаются в прослой. Как исключение они бывают чисто сидеритовыми, обычно же заключают много примеси глины или углистого вещества и потому называются «черной плитой» (blackband). В этих конкрециях нередко захоронены целые скелеты крупных стегоцефалов; вместе с ними встречаются остатки крупных рыб из группы кистеперых (Шотландия). В Ирландии в углистом сланце, покрывающем угольный пласт, была обнаружена масса остатков мелких стегоцефалов, а также более редкие и разрозненные остатки крупных лабиринтодонтов. Считается, что здесь среди каменноугольного болота находилось пресное озеро, которое было занесено речным илом. Образование других, более протяженных костеносных слоев в глинисто-углистых осадках связывают с моментами значительного затопления болотистой равнины [105].

Весьма своеобразны некоторые захоронения остатков позвоночных в пластах песчаников, переслаивающихся с глинами и углями, в угленосных сериях. Так, в США, в Новой Шотландии, известно местонахождение Южный Дюогинс, приуроченное к пласту мелкозернистого песчаника с мелкими линзами известковой глины; общая мощность его 7 м. В нем находятся вертикальные или наклонные окремненные стволы сигиллярий. Они представляют собой отрезки оснований стволов длиной 5 и 10 м.

«Внутренняя часть древесины ствола сигиллярии состояла из рыхлой легко разрушающейся массы. Центральная часть (осевая) каждого ствола обладает несколько более плотной структурой. Периферический слой из удлиненных клеток и наружная кора сигиллярии чрезвычайно стойки и не поддаются разрушению. Таким образом, прямые стволы, частью погруженные в осадок и срезаемые, видимо, по поверхности воды, превратились в открытые сверху полые цилиндры, служившие естественными ловушками для обитателей карбонового леса. Полости стволов стояли открытыми значительное время, так как в них успело накопиться много остатков наземных позвоночных. Вероятно, стволы, погруженные на глубину нескольких метров в осадок, были затем, при убыли воды, выведены своими верхними концами на поверхность болота и окружены новым слоем растительности. В их отверстия падали обитатели болота и оставались на дне дупел, на глубине до 3 м от поверхности. В некоторых стволах обнаружены копролиты и следы ползания и царапания. Животные, очевидно, жили еще некоторое время в своих подземных темницах и пытались найти выход наружу. Более крупные животные пожирали мелких, попавших в ловушку вместе с ними».

«Полые стволы сигиллярий с остатками позвоночных внутри них были, видимо, сравнительно быстро вновь затоплены водами, принесившими большое количество песка и ила. Болото оказалось покрытым слоем осадка, заполнившим вместе с тем пустоты стволов. В дальнейшем отложение кластических осадков продолжалось весьма длительный период, и когда-то бывшее здесь болото с рощей старых сигиллярий оказалось под мощной толщей глины и песчаников» [105].

В СССР полностью отсутствовали местонахождения фауны, связанные с угленосными отложениями карбона. Недавно местонахождение такого типа обнаружено в нижнепермском Интинском угольном месторождении [95].

В отложениях карбона на поверхностях напластования плотных тонкозернистых пород, отложенных на мелководье морей, реже озер, сохраняются от-

печатки следов наземных позвоночных. Следы сопровождаются трещинами высыхания, знаками ржи, ходами червей, реже редкими раковинами морских беспозвоночных или отпечатками растений. Как правило, отпечатки следов никогда не связаны с местонахождениями наземных позвоночных, и если встречаются в тех же свитах, то обязательно в других слоях.

Глинистые породы с остатками пластинчатожабренных моллюсков, насекомых и других организмов. Глинистые угленосные сланцы с остатками пресноводных пелеципод *Carbonicola*. Б. И. Чернышев [333] выделил в Донбассе под названием «фации карбониколы»; эта фация широко распространена также в каменноугольных бассейнах Западной Европы. Б. И. Чернышев показал, что процесс образования кровли угольных пластов совпадал с началом наступления моря; при этом сначала образовывались солоноватые водоемы, в которых последовательно, по мере изменения солёности, развивались своеобразные лагунные фауны и, наконец, появлялись осадки с морской фауной. Согласно более поздним данным [8], в кровле углей залегают аргиллиты, в разной степени алевроитовые, с неясной тонкой слоистостью, мелким растительным детритом и обильными остатками фауны. Основная масса аргиллитов сложена глинисто-слюдистыми агрегатами в виде мельчайших зерен, сцементированных карбонатным веществом (кальцитом, анкеритом, доломитом, иногда с примесью сидерита); характерен тонкорассеянный пирит.

Среди остатков фауны преобладают обитатели опресненных вод — пластинчатожабренные *Carbonicola*, *Anthracomya*, *Naiadites*, *Anthraconauta*; иногда вместе с ними захоронены трубки червей *Spirorbis*. В одном слое с перечисленными формами (но, вероятно, на другом уровне — *A. O.*) встречаются пластинчатожабренные, имеющие большое распространение в прибрежно-морских осадках, — *Sanquinolites*, *Clinopista*, реже *Myalima* и *Solenomorpha*. Из брахиопод довольно часто присутствуют мелкие *Lingula*, из гастропод — *Bucania*.

Сходные фауны характерны для угленосных отложений Сибири. Особенно большое развитие они имеют в Кузнецком бассейне, где угленосные отложения слагают мощную (многокилометровую) толщу карбонового и пермского возраста.

Б. И. Чернышев [333] подчеркнул, что породы, содержащие пресноводных и солоновато-водных пелеципод в Кузнецком и Донецком бассейнах, литологически очень сходны; это влечет за собой сходство некоторых элементов фауны. Но в климатическом отношении сравниваемые фауны принадлежат к резко различным поясам, что находит яркое отражение на составе сопутствующей флоры: донбасская принадлежит к тропическому поясу, а кузбасская — к умеренному [331]. В составе кузбасской фауны пластинчатожабренных моллюсков преобладали местные роды, среди которых наиболее распространены *Mrassiella*, *Microdonta* и *Microdontella* (условно ее называют «фауна М»); вместе с тем в ней присутствуют представители родов, распространенных в других бассейнах мира (*Naiadites*, *Anthraconauta*, *Palaeandonta* и др.).

Палеонтологами установлено, что различные роды и виды характеризуют разные части разреза угленосных отложений Кузбасса [267, 330, 331]. Это позволило разделить «фауну М» на несколько ассоциаций, последовательно сменявшихся друг друга на протяжении карбона и перми. Эти ассоциации различаются как по составу, так и по фациальному характеру, в первую очередь в зависимости от степени опреснения водоемов. Только в низах мощной угленосной толщи, относимых к острогской свите, имеются слои с морской фауной. Распространение их ограничено северной частью бассейна, где в мощных однородных аргиллитах есть немногочисленные брахиоподы (*Chonetes shumaraianus*, *Ch. longispinus*, *Leiorhynchus*), а также пелециподы, гастроподы, филлоподы и остракоды. Среди пелеципод нет ни одного рода из числа входящих в «фауну М». Но в южной части бассейна, где морская фауна отсутствует, появляются представители «фауны М» — *Mrassiella* и *Anthraconauta*.

Выше по разрезу горизонты с морской фауной отсутствуют совершенно, и если в отдельные моменты начинают чувствоваться влияние моря, то оно выражается лишь в появлении спирорбисов, переносимых, как известно, очень сильное опреснение, а из брахиопод — редчайших представителей тоже очень эвригалинных родов *Lingula* и *Chonetes*, притом в явно угнетенном виде. Совместно с пелециподами «фауны М» нигде достоверно не были найдены предста-

вители морской фауны [331]. Остатки «фауны М» захоронены в аргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах темно-серого цвета. В них часты линзовидные конкреции магнезиального сидерита и кальцита. Местами содержание карбонатного материала возрастает до такой степени, что породу следует уже называть глинистым афанитовым известняком. Среди аргиллитов преобладают разности каолинит-гидрослюдистого состава, однако встречаются и мономинеральные глинистые породы каолинитового или монтмориллонитового состава [63].

Сходные фации распространены и в угленосных отложениях Красноярского края, где вмещающими породами обычно являются аргиллиты, содержащие незначительную примесь мелкоалевритовых частиц. Глинистая составляющая относится к монтмориллонит-гидрослюдистой ассоциации [133]. Вместе с пластинчатожаберными моллюсками «фауны М» в них захоронены трубки спирорбисов и хитиновые пластинки усюногих рачков *Cirrus*, что свидетельствует о некотором усилении влияния моря. Здесь, как и в некоторых местонахождениях Кузбасса, среди остатков флоры встречаются обрывки листьев кордаитов с нарощенными спирорбисами, которые прикреплялись к опавшим и снесенным на дно водоема листьям.

Выяснение изменений состава комплексов фауны Кузбасса, происходивших во времени и на площади водоема [267, 331], а также литологическое и фациальное изучение нижней трети угленосной толщи (балахонская серия) позволили проследить постепенное замыкание и опреснение бассейна: на ранних этапах значительная часть его площади была занята заливом с пониженной соленостью воды, слабо связанным с морем. Позже здесь находился только озерный бассейн, окруженный заболоченными аллювиальными равнинами [63]. На основании составленных карт намечены районы, наиболее перспективные в отношении угленосности.

Исключительно полная изученность древней флоры Кузнецкого бассейна и многочисленные новые данные, полученные в последние годы при изучении фауны и флоры, дали возможность провести палеоэкологическое районирование территории Кузнецкого бассейна за время отложения большей части угленосной каменноугольной и пермской толщ [23]. Необходимо было прежде всего определить размещение комплексов флоры и фауны на площади, для чего были составлены четыре карты, отражающие наиболее характерные этапы существования бассейна: максимальная трансгрессия, максимальное угленакпление и др. На картах показаны обстановки осадконакопления континентальные, лагунно-заливные и морские, нанесены местонахождения разных экологических комплексов и доминирующих групп растений. В совокупности эти карты вскрывают, хотя бы в первом приближении, изменения, происходившие в размещении фаций и биотопов. Существенным недостатком этих построений является то, что нигде не дается литологическая характеристика отложений и авторы оперируют только фациальными обстановками. Кроме того, как в этой работе, так и в фациальном исследовании А. Н. Волковой [63] полностью отсутствуют указания на наличие в угленосных отложениях Кузбасса остатков насекомых, хотя они обнаружены в 34 местонахождениях, начиная от нижнебалахонской свиты (средний карбон) до ерунаковской свиты (пермь).

Кузнецкий бассейн — единственный в своем роде объект, где остатки насекомых могли быть собраны столь последовательно из мощных отложений длительно существовавшего континентального водоема палеозоя. Остатки насекомых местами очень обильны: так, например, в местонахождении Желтый Яр в темно-сером неслопстом аргиллите собрано около 1000 экземпляров насекомых; вместе с ними захоронены ракообразные и чешуя рыб. Общий список палеозойских насекомых Кузбасса включает 429 видов. Изучение их не только представляет исключительный интерес для палеобиологии, но и дает возможность уточнить стратиграфию, поскольку некоторые комплексы близки к вестфальским и стефанским фаунам Европы и других регионов. В палеогеографическом аспекте особенно важно то, что изменения в составе комплексов насекомых фиксируют походоиданпе климата в послебалахонское время.

Эти данные необходимо иметь в виду при литологическом и тем более палеоэкологическом изучении. Многолетний опыт работы по изучению крупных

древних бассейнов показывает, что для получения достоверных фациальных и палеогеографических реконструкций необходимо рассмотреть и взаимно увязать все имеющиеся палеонтологические и литологические материалы.

На примере изучения угленосных отложений Кузбасса видно, как много для фациального анализа дает изучение палеозойских пластинчатожаберных моллюсков, которые в других регионах (например, карбон Московской синеклизы) еще очень мало изучены. Это объясняется тем, что в областях, где преобладают морские отложения, исследователи обращают внимание на представителей групп организмов — брахиопод, кораллов, мшанок, фораминифер и других, которые обычно лучше сохраняются в ископаемом состоянии.

При рассмотрении небольшого числа примеров фациальных реконструкций всюду, но далеко не исчерпывающе, отмечались различия генетических интерпретаций, дававшихся разными исследователями. Если взять соответствующую литературу в большем объеме, то легко видеть, что наиболее разнообразные, многочисленные (а часто и взаимоисключающие) интерпретации возникают тогда, когда авторы опираются в основном на литературные данные и недостаточное внимание уделяют собственному материалу. В связи с этим следует еще раз напомнить, что в основе всех реконструкций должны лежать полевые геологические исследования, при которых анализ изменений одновозрастных отложений на площади дополняется бы сравнительным изучением отложений во времени. Именно в этом сочетании фациальный анализ представляет собой определенный рабочий метод. Он же, с привлечением большего объема палеонтологических данных, является необходимой основой при палеоэкологических исследованиях. На фациальную канву в дальнейшем накладываются все аналитические данные, получающие, таким образом, наиболее правильное истолкование.

При глубоком изучении материала из того или иного региона, как правило, обнаруживаются факты, которые не укладываются в сложившиеся ранее генетические представления; нередко их считают малозначимыми и просто не упоминают в работах. Многие из этих фактов относятся к области палеонтологии и, как было показано выше, могут иногда с большей полнотой и по-новому осветить условия образования осадков в древних водоемах.

Целый ряд редких объектов, несущих яркие свидетельства о геологическом прошлом, сохраняется именно в глинистых породах. Поэтому при изучении их литологи должны обращать особенно большое внимание на остатки древних организмов и, работая вместе с палеонтологами, умело использовать эти данные.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

**1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФАЦИАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Фациальный анализ является в настоящее время одним из наиболее эффективных методов изучения осадочных пород. Он находит все более широкое применение при реконструкции палеогеографических условий, характеристике и восстановлении истории развития отдельных формаций, выяснении закономерностей образования и размещения в них полезных ископаемых. Использование фациального анализа при геологическом картировании и биостратиграфических исследованиях способствует уточнению пространственных и временных взаимоотношений различных осадочных пород и заключенных в них полезных ископаемых. При бедности пород органическими остатками фациальный анализ в сочетании с другими литологическими методами помогает корреляции отдельных разрезов и их общей стратификации.

Наиболее широкое применение метод фациального анализа получил в угольной геологии, где он сочетается в большинстве случаев с циклическим анализом и в комплексе с минералого-петрографическими исследованиями вплотную подводит к пониманию особенностей развития палеоландшафтов, включая и область питания.

В результате многочисленных работ ряда исследователей в различных угольных бассейнах в угольной геологии было выработано в общем однотипное понимание таких основных терминов, как «фация» и «литогенетический тип» (или «генетический тип» породы). Соответственно этому под фацией мы понимаем обстановку образования осадков, выраженную совокупностью литогенетических типов, находящихся в определенных пространственных взаимоотношениях и обладающих общностью основных генетических признаков.

Под литогенетическим типом понимается порода с определенным комплексом генетических признаков, достаточно характерных для определения положения этой породы внутри той или иной фации. Литогенетический тип может быть представлен одним или несколькими, но всегда близкими гранулометрическими типами пород; гранулометрический спектр внутри одной фации значительно шире, поскольку в пределах ее, как правило, может быть выделено несколько литогенетических типов.

Выделение литогенетических типов, прослеживание их пространственных взаимосвязей, интерпретация условий образования как

отдельных литогенетических типов, так и их естественных ассоциаций, с привлечением данных по современным осадкам и, наконец, выделение самих фаций представляют существо фациального анализа.

В зависимости от характера вовлеченных в анализ генетических признаков породы в понятие «фация» включаются либо только геоморфологическая характеристика части ландшафта, либо это понятие дополняется также геохимическими и другими данными. В последнем случае понятие «фации» расширяется и может включать также и тектоно-климатические сведения.

Фациальный тип в соответствии с этим представляет, следовательно, геологическое образование — породу определенного состава и строения — занимающее определенный объем в пространстве.

Прослеживание взаимоотношений фациальных типов пород в пространстве и времени дает представление об обстановке осадкообразования (фациях) в широком плане, подводя тем самым базу для выделения формаций.

Генетические признаки по своей природе могут быть подразделены на три крупные группы: 1) первичные, приобретенные осадком в процессе седиментогенеза и наиболее ярко отражающие его особенности; 2) вторичные, приобретенные в раннедиагенетическую стадию и сохранившие поэтому связь со средой осаждения, проявляющуюся, однако, в относительно ослабленной форме; 3) признаки, относящиеся к характеру взаимоотношений отдельных генетических типов пород внутри фаций, а также сопряженных фаций в отдельных интервалах разреза; в условиях циклической седиментации этими интервалами являются циклы разных порядков.

Группа первичных признаков является наиболее изученной и общеизвестной. Главнейшие признаки этой группы — структурно-текстурные и экологические — достаточно отчетливо выявляются уже при полевых наблюдениях.

Из числа признаков второй группы относительно хорошо изучены только конкреционные образования, химико-минеральный состав которых обнаруживает несомненную связь с первичными условиями осадкообразования. В целом же вопрос об особенностях диагенетических преобразований минералов в различных фациальных условиях разработан еще очень слабо, хотя в настоящее время уже можно говорить о перспективности исследований в этой области. Использование признаков этой группы сильно осложняется также трудностями исключения влияния позднедиагенетических процессов и требует трудоемких микроскопических наблюдений, химических и прочих анализов.

Третья группа признаков, связанная с изучением особенностей переходов, контактов и последовательности чередования, имеет, несомненно, первостепенное значение для реконструкции условий осадкообразования. Важность изучения этих признаков, к сожалению, часто недооценивается, что выражается, в частности, в попытках определения литогенетических типов и даже фаций по отдельным образцам пород.

Посвящая настоящую работу некоторым вопросам, связанным с фациальным анализом глин, авторы ни в коей мере не предполагают, что анализ глин может производиться в отрыве от пород другого состава. Первичные генетические признаки, такие, как структура, сортировка, слоистость и некоторые другие, в глинах значительно более однообразны сравнительно с другими типами осадочных пород. Поэтому вопрос о фациальной принадлежности глин часто решается по характеру их парагенеза с алевроито-песчаными, карбонатными и другими отложениями, обладающими более ярко выраженными генетическими признаками. Однако именно эта недостаточность первичных генетических признаков глинистых пород или, вернее, недостаточная степень их изученности послужила основанием к постановке настоящей работы.

2. ЭЛЕМЕНТЫ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ОБСТАНОВКУ ОТЛОЖЕНИЯ И ОБЛАСТЬ СНОСА, И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ГЛИН И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В табл. 6 систематизированы широко известные в геологической литературе сведения о фациальной значимости геологических и литологических признаков осадочных пород.

В левой части таблицы перечислены 18 основных элементов, характеризующих фациальную обстановку осадконакопления и область сноса, откуда поступал материал в период формирования данной осадочной толщи.

1. Среда отложения — водная; воздушная не рассматривается, так как эоловые глины (дюны) в природе редки и пока обнаружены только в современных прибрежно-лагунных отложениях.

2. Динамика водной среды.

3. Скорость и направление движения и течений в водной среде.

4. Размыв в период седиментации.

5. Глубина отложения (предполагаемая).

6. Рельеф дна водоема и состав пород дна.

7. Физико-химические условия водной среды.

8. Скорость накопления осадков.

9. Периодичность осадконакопления.

10. Землетрясения.

11. Вулканическая деятельность.

12. Положение области сноса и способы переноса.

13. Состав пород области сноса.

14. Направление сноса.

15. Характер рельефа области сноса (наличие горных сооружений).

16. Растительный и животный мир области сноса.

17. Геотектонический режим в эпоху формирования осадочной толщи и ее бытия в земной коре.

18. Климат.

Признаки (особенности) осадочных пород и их фацциальное значение
(составлено М. Ф. Викуловой)

Элементы фацциальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
<p>1. Среда отложения (водная):</p> <p> пролювиальная</p> <p> делювиальная</p> <p> речная</p> <p> озерная</p> <p> дельтовая</p> <p> лагунная</p> <p> морская</p>	1	Положение осадочной толщи в тектонической структуре
	2	Типы пород разреза осадочной толщи и их петрографический состав
	3	Характер циклического строения осадочных отложений
	4	Смена пород в разрезе и в пространстве (состав и другие генетические признаки пород, замечающих данный фацциальный тип пород на площади и по вертикали разреза)
	5	Состав пород подошвы и кровли отдельных пластов
	6	Условия залегания: мощности отложений (пород и их комплексов) и их изменение в пространстве; форма залегания; поверхности наложения: характер выклинивания и контакты; площадное распространение отложений (форма в плане)
	7	Перерывы в осадконакоплении, поверхности размыва
	8	Цвет пород
	9	Структуры пород, гранулометрический состав, поверхность, форма и окатанность зерен песка, гравия, галек и обломков пород
	10	Сортировка обломочного материала
	11	Текстуры: слоистость, знаки ряби, борозды течений, трещины усыхания, подводные оползни, сбросы, ориентировка песчаных зерен, галек и первичных включений (в том числе остатков фауны и флоры, конкреций и т. д.), наличие глиняных катунов, угольных шаров
	12	Минеральный состав: минералы обломочные и аутигенные тяжелых и легких фракций пород размером $>0,01$ мм, глинистые, хемогенные минералы, состав и тип цементации
	13	Породы, их комплексы и минералы-индикаторы обстановки отложения: россыпи золота, магнетита, оливина, алмазов, касситерита, ильменита; аутигенные породы и минералы: соли, гипсы, угли, карбонаты, глауконит (форма накопления и сохранность), оолиты Mn, Fe, Ca, Al, хлорита и др., фосфориты, гальки фосфоритов, опоковидные глины, каолины, бентониты, рифовые комплексы,

Элементы фациальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
	14	<p>пирит и др., сульфиды железа, битумы, органическое вещество, барит, целестин</p> <p>Геохимические признаки: химический состав, малые элементы, изотопный состав, окислительно-восстановительная характеристика современного состояния породы (рН, Eh, баланс аутигенно-минералогических форм железа), органическое вещество (C_{орг}, битумы, гумины и др.), состав конкреций (пирит, карбонаты, окислы железа, марганца и др.)</p>
	15	<p>Конкреции: состав, форма, распределение</p>
	16	<p>Остатки фауны:</p> <p>а) общее количество (много, мало) и характер сохранности остатков (раковины, ядра, отпечатки твердых и мягких частей скелета, кости, перья и др.), следы жизнедеятельности (норы, трубки, следы ползания, сверления, копролиты);</p> <p>б) захоронение (целостность или фрагментарность, следы окатывания, потертость, абрадированные остатки, сортировка по размеру и весу, ориентировка выпуклых и удлинённых остатков. сохранение на месте разложения и распада трупов рыб и их костей и чешуи и т. д.);</p> <p>в) распределение (остатки равномерно рассеяны, приурочены к немногим плоскостям наложения, заключены в обломках и глыбах, образуют линзовидные скопления, ракушники, банки, органогенные постройки и др.) и положение остатков организмов (зарывавшиеся, прираставшие, свободно лежащие и др.);</p> <p>г) групповой, родовой и видовой состав, степень разнообразия и количественные соотношения. Учитывается, остатки каких групп (например, фораминиферы, брахиоподы, кораллы, морские лилии, двусторонки, брюхоногие и др.) найдены; особо отмечается отсутствие тех групп, которые можно было бы встретить в нормально-морских условиях; учитывается число родов и видов, а также</p>

Элементы фашиальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
<p>2. Динамика водной среды:</p> <p> поступательная (речные, морские, озерные течения)</p> <p> колебательная прибрежная зона моря, озера, лагун опресненных и засоленных, реки, дельты</p>		<p>какие из них представлены массовым количеством экземпляров и какие редки;</p> <p>д) экологический характер: остатки наземных или морских животных, среди морских — остатки донных организмов (подвижный и неподвижный бентос), пассивно плавающих (планктон), активно плавающих (нектон). Комплексы форм, обитавших на месте захоронения (палеобиоценозы), и скопления остатков организмов, принадлежавших к разным биоценозам (танатоценозы), организмы-индикаторы солености (пониженной, нормальной, повышенной), гидродинамики, газового режима, береговой линии и др.</p>
	17	<p>Остатки флоры: остатки высших, в том числе наземных растений и водорослей, видовой состав форменных элементов и спор, растительный детрит, заросли хвощей, следы лесов (корни деревьев), корни растений <i>in situ</i>, степень сохранности растительных остатков (растрепанность, разложенность), распределение растительных остатков в слое по вертикали и в пространстве, органическое вещество (состав, количество, распределение в породе)</p>
	9—10*	<p>Сортировка обломочного материала и смена гранулометрического состава пород в пространстве;</p>
	11	<p>тип слоистости (косая, горизонтальная и др.), несимметричная рябь, окатанность и ориентировка галек, песчаных зерен и первичных включений;</p>
	11	<p>особенности строения и захоронения остатков фауны</p> <p>Волнистая слоистость, симметричные заостренные знаки ряби, рябь мелководья, линзовидная слоистость (приливо-отливная полоса)</p>

* Цифры означают порядковый номер признаков, перечисленных в п. 1 (Среда отложения).

Элементы фациальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
спокойная (озеро, лагуна засоленная, опресненная)	11	Горизонтальная слоистость, лепочки и прослой крупнозернистого материала; тонкостенные формы органических остатков, массовые скопления остатков фауны — пелагических планктонных организмов, тонкостенных пористых форм
	16	
застойная (болото, засоленное озеро, лагуна, впадина на дне моря)	2	Глины, обогащенные органическим веществом, сапропелевые, углистые породы; остракоды (застойные илстые бассейны), растворение раковин, обилие органического вещества (гуминовые, битумные соединения), обилие пирита
	16	
3. Скорость и направление движения и течений в водной среде	9—10	Сортировка обломочного материала, гранулометрический состав, преобладающий размер зерен, галек и гравия и их распределение на дне бассейна; преобладающее падение косо́й слоистости, конгломераты и брекчи с горизонтальной слоистостью (если правильная на некотором протяжении, то, возможно, это мелководные речные потоки с большой скоростью), простира́ние знаков яри́и;
	11	
	16—17	
4. Размыв в период седиментации	7	Поверхности размыва; конгломератовидный облик глин и других пород, галечки глин в осадочной толще; грубая линзовидная слоистость в песчаниках и конгломератах
	9	
	11	
5. Глубина отложений (предполагаемая)	9	Гранулометрический состав, преобладание тонкозернистых или других пород;
	2	
	9	степень дисперсности перенесенного обломочного материала глин и других пород, размер зерен, глинистость пород, структуры пород, гранулометрический состав, присутствие глиняных катунов, угольных шаров, глиняных дюн;
	11	характер слоистости, знаки яри́и, трещины усыхания, отпечатки следов животных, капель дождя, кристаллов галита;
	16	видовой состав остатков фауны, облик ее (например тонкостенные с нежной структурой, с грубой скульптурой, гладкие формы и др.), целостность или фрагментарность раковин, мелководные, донные, глубоководные формы, плавающие организмы, планктон, следы ползания и роющих организмов;

Элементы Фациальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
	17	видовой состав и характер растительных остатков, их сохранность, корни растений <i>in situ</i> , обилие растительного детрита и степень его сохранности, водоросли;
6. Рельеф дна водоема и состав пород дна	13	хемогенные породы и минералы-индикаторы фаций;
	15	некоторые группы конкреций
	2, 4, 5	Изменение мощностей комплексов отложений на небольшом расстоянии, характер выклинивания пород, состав пород подошвы и кровли пластов, характер погребенного рельефа в основании толщ, смена пород дна бассейна и их гипсометрическое положение, карты изогипс рельефа подошвы и кровли пород или их комплексов;
	4	постоянство или изменчивость состава пород и их смена в пространстве;
	10	сортировка обломочного материала;
	9	гранулометрический состав пород;
	11	подводные оползни и их размеры;
	16	характер распределения органических остатков
7. Физико-химические условия водной среды		Температура:
	12, 13	присутствие хемогенных (аутигенных) пород и минералов (карбонатных, галогенных, сульфатных, кремнистых, латеритов, бокситов, каолинов и др.);
	1	смена пород в пространстве;
	5	состав конкреций (с учетом особенностей иловых растворов);
	16	видовой состав фауны, изотопный состав $\frac{O_{18}}{O_{16}}$ кальцитовых раковин (?), вифы;
	17	состав флоры
	13, 16	Степень солености воды: присутствие минералов и пород-индикаторов: карбонатных, сульфатных, галогенных, коралловых рифов, цефалопод, иглокожих и др.;
	8	цвет пород;
	11	отсутствие слоистости в глинах, отдельность глин;
	15	присутствие и состав некоторых групп конкреций (гипсовых, кремнистых, фосфоритовых);
	16	видовой состав фауны и степень его разнообразия;
	17	особенности флористических остатков;

Элементы фацциальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
	14	некоторые химические элементы (например, бор) и геохимические коэффициенты ($\frac{CaO}{MgO}$ и др.)
	16	Степень щелочности и кислотности среды (рН):
	17	видовой состав фауны и флоры; характер непереотложенных органических остатков;
	13	аутигенные минералы — глауконит, сидерит, каолинит, фосфаты и др., состав органического вещества;
	14	концентрации некоторых химических элементов и геохимические коэффициенты;
		окислительно-восстановительный потенциал (Еh);
	17	растительные остатки и органическое вещество (битумы, гумины и др.);
	13	минералы аутигенные (пирит, сидерит);
	15	состав конкреций;
	14	некоторые геохимические коэффициенты (Fe''/Fe''' , $Fe_{карб}$, $Fe_{пир}$)
		Газовый режим водоема:
	16—17	характер органических и растительных остатков;
	16	растворение раковин, наличие $S_{орг}$;
	2	состав пород и характер подводных извержений;
	13	минералы-индикаторы: сульфиды Fe, гидроокислы Fe, глауконит и др., состав глинистых минералов и карбонатов, органическое вещество (гуминовое, битумы);
	8	черный и темно-серый цвет пород
8. Скорость накопления осадков относительная абсолютная	2,6	Состав и мощности пород и их изменение в пространстве;
	10	сортировка обломочного материала;
	9	гранулометрический состав;
	11	правильная ритмичная слоистость (ленточные глины), повторяемость в глинистых пачках сезонных горизонтов, остатков зарослей хвощей (хвощевых горизонтов)
9. Периодичность осадконакопления	3	Циклическое строение толщ (угленосных, соленосных, песчано-глинистых и др.); слоистость ленточная
10. Землетрясения	11	Подводные оползни и сбросы (мелкие), смятие слоистости, признаки скольжения

Элементы фациальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
11. Вулканическая деятельность	2	Наличие пирокластических пород, эффузивов и связанных с ними кремнистых пород, бентонитов
<i>Элементы, характеризующие область сноса</i>		
12. Положение области сноса и способы переноса	7 4 10 11	Перерывы в осадконакоплении; распределение в пространстве пород разного гранулометрического состава; сортировка обломочного материала; сохранность и окатанность обломочного материала; косая слоистость, направление падения косых серий; положение гребней ряби (близость береговой линии и прибоя); изменчивость формы галек и песчаных частиц в пространстве;
13. Состав пород области сноса	2, 3, 4 12 5 12	изменение количества и состава глинистого вещества пород в пространстве в зависимости от степени удаления от области сноса; качественный и количественный состав и характер изменения минералов тяжелой и легкой фракций пород Петрографический состав пород разреза и включения галек и обломков пород (крупных фракций), наличие железистых пород; парагенетические ассоциации и типоморфные особенности минералов тяжелых и легких фракций пород; состав глинистого вещества (определение типа коры выветривания)
14. Направление сноса	4 9 12	Замещение фаций по простиранию; окатанность обломочного материала и ее изменение в пространстве, изменчивость гранулометрического состава однотипных пород по простиранию; минералы тяжелых и легких фракций пород
15. Характер рельефа области сноса (наличие горных сооружений)	6 10 12	Подсчет объема отложений (мощность, умноженная на площадь отложений), сортировка и окатанность обломочного материала, размер и форма галек и песчаных частиц; комплекс тяжелых и легких минералов крупных фракций и состав глинистого вещества пород
16. Растительный и животный мир области сноса	2 16	Наличие погребенных почв; видовой состав фауны, комплексы, облик фаунистических остатков, строение

Элементы фациальной обстановки	Группа признаков	Признаки пород
17. Геотектонический режим в эпоху формирования осадочной толщи и ее бытия в земной коре	17 2.6 1	раковин и их растворенность, битая ракуша, следы ползания и роющих организмов; состав и облик растительных остатков Состав и мощности отложений, их изменение в пространстве и скорость изменения мощностей, условия залегания; морфология тектонических структур; малые мощности — платформа, большие мощности — переходные зоны, флиш — очень большие мощности — геосинклинали Характер смены формаций в разрезе и на площади. Присутствие кор выветривания
18. Климат	3 2 4 8 9 12 11 15 16—17 13 14	Циклическое (ритмичное) строение толщ, смена пород в ритмах и др. Особенности выветривания: наличие остатков древних кор выветривания, их состав, состав осадочных толщ; смена пород в пространстве; цвет пород: унаследованная окраска — слабое химическое выветривание (засушливый или холодный климат), краснотцевность (влажный теплый климат); структуры пород; минеральный состав пород, степень сохранности и разложенности минералов (полевых шпатов, слюд и др.); текстуры; раннедиагенетические мелководные конкреции, их состав, распределение; состав и облик фауны и растительных остатков; породы и минералы-индикаторы климата; соотношение форм Fe; редкие элементы

В правой части табл. 6 указаны геологические, литологические и другие признаки пород и вмещающих их толщ, по комплексу которых можно судить о фациальных особенностях обстановки образования исследуемых отложений.

Для определения среды отложения осадка данной породы, а также снятия проявлений процессов последующих ее изменений необходимо установить особенности 18 групп литологических признаков породы (табл. 6 элемент 1 — среда отложения, группа признаков 1—18). Характеристика других элементов обстановки отложения (элементы 2—11) и окружающей обстановки (элементы 12—18) содержит указа-

ния на частные особенности этих 18 групп признаков (для каждой группы признаков указан порядковый номер групп 1—18). Например, 2-й элемент фациальной обстановки — динамика водной среды — может быть охарактеризован по структурным (9-я группа признаков) и текстурным (11-я группа признаков) особенностям породы, фаунистическим остаткам (16-я группа признаков) и характеру захороненного органического вещества (17-я группа признаков).

О наличии колебательных движений (элемент 2) водной среды водоема можно судить по ряду текстурных особенностей (11-я группа признаков); о скорости и направлении движения в водной среде дает представление совокупность данных по характеристике 9, 10, 11-й групп признаков и т. д.

Методы установления и характеристика легко наблюдаемых многочисленных литологических признаков осадочных пород, перечисленных в табл. 6, не нуждаются в специальных пояснениях, так как они хорошо известны геологу и опубликованы во многих сводных работах, руководствах и специальных исследованиях.

Среди признаков пород, перечисленных в табл. 6, может быть выделена группа признаков прямых, могущих быть руководящими при определении условий образования осадочных пород. Главнейшими из них являются:

1. Петрографические и минералогические особенности пород.
2. Мощность, протяженность и условия залегания.
3. Состав, облик и экология фауны и флоры.
4. Следы жизнедеятельности организмов, растительные остатки *in situ*.
5. Породы-индикаторы условий отложения осадочных толщ; соли, гипсы, ангидриты, доломиты, бокситы, каолины, каолиновые глины, бентониты, угли, фосфориты, железные руды и др.
6. Минералы-индикаторы физико-химических условий среды отложения и постседиментационных изменений: глауконит, фосфаты, гидроокислы Al, Mn, некоторые глинистые минералы, соли, гипс и другие минералы конкреций.
7. Первичные текстуры и структуры, ориентировка элементов породы — песчаных, глинистых частиц, остатков фауны и флоры.
8. Состав и форма галек, их окатанность, положение в слое, наличие обломков пород; рассеянный галечный материал, глиняные катуны и гальки, угольные шары.
9. Малые элементы.

3. ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЛАВНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глинистые породы распространены среди различных физико-географических обстановок континента моря и образуют более или менее мощные глинистые и песчано-глинистые толщи или входят в состав толщ других осадочных пород. Кроме того, глинистое вещество присутствует во всех типах осадочных неглинистых пород в рассеянном состоянии или в виде скоплений.

По способу (процессу) накопления глинистого материала различают пять групп глин (табл. 7): элювиальные (или остаточные), водноосадочные, эоловые, тектонические глины трения и вулканические. Глины водноосадочные являются наиболее распространенными и изученными. В данном разделе рассматриваются главным образом эти типы глин.

Таблица 7

Классификация фациальных типов глин

Континент	Переходная зона		Море
Элювиальные *	Водноосадочные		
Поверхностные: почвы коры выветривания Подземные: карстовые	Делювиальные Покровные флювиогляциальные Аллювиальные Проллювиальные Озерные: пресноводные болотные ледниковые известковые и засоленные Такыры и шоры	Дельтовые Лагунные: лагун опресненных лагун с повышенной концентрацией солей	Шельфовые: прибрежной части шельфа мелководные умеренно-глубоководные Абиссальные *
	Вулканические * Глины грязевых вулканов (сопочные)	Эоловые — глиняные дюны Глины трения поверхностные: морены глубинные: надвиговые *	

* Эти фациальные типы глин не рассматриваются.

Глины водноосадочные

К о н т и н е н т

Глины *делювиальные* относятся к отложениям периодических смывов и сноса, оползней, оплывин продуктов разрушения местных пород на склонах долин рек и водораздельных пространств. Отложение глинистых осадков происходит частью под влиянием силы тяжести (сползание по склону), частью временными водными потоками (дождевых и талых вод). Электролиты могут оказывать влияние на коагуляцию глинистых частиц лишь в областях развития карбонатных пород. В равнинных областях делювиальные глины часто трудноотделимы от местного элювия, пролювия и иногда аллювия.

Вмещающими породами являются толщи континентальных песчано-глинистых отложений, в которых в гумидных областях обычно нет карбонатных пород (или они слабо развиты); могут присутствовать угли, углистые породы, горизонты погребенных почв. Для песчаных пород характерна косая слоистость речного, озерного, дельтового и временных потоков типа; встречаются обломки и сползшие слои бокситовых пород, огнеупорных глин. Глины имеют разнообразное залегание — линзовидное, веерообразное, клиновидное, плащеобразное и в виде языковидных шлейфов. Мощность и протяженность небольшая.

Фауна встречается очень редко. В основном она пресноводная и наземная (моллюски), иногда переотложенная.

Растительные остатки редки, плохой сохранности, главным образом детрит и остатки корневых систем. В больших осыпях и оползнях могут присутствовать обломки кустарниковой и древесной растительности.

Глины имеют серый, темно-серый, желто-серый, желтый, коричневый (бурый), красный и зеленый всех оттенков цвет. Иногда окраска пестроцветная, пятнистая. Преобладают светлые тона.

Сортировка материала отсутствует или слабая. Преобладает смешанный гранулометрический состав, характерный для суглинков и иногда «мусорных» глин. Встречаются обломки, гнезда и линзы щебня местных пород, иногда крупные, неокатанные и плохо окатанные.

Распространены алевро-псаммо-пелитовые разности структуры*.

Текстура* сплошная, пятнистая, иногда горизонтальнослоистая на небольшом протяжении. Часто слоистость слабо выражена; могут присутствовать слои галек.

Отдельность неправильно комковатая и кусковая, реже частью плитчатая. Излом неровный.

Глины полиминеральные; встречаются каолинит, иллит, монтмориллонит, хлорит. Состав глинистого материала имеет унаследованный характер; частью продолжается деградация минералов и иногда наблюдаются новообразования; значительное влияние оказывает состав местных пород, за счет разрушения которых возник делювий.

Из аутигенных минералов иногда присутствуют гидроксиды Fe, распределенные неравномерно — пятнами, прожилками. Они являются диа-катагенетическими минералами. Пиритного Fe мало, так как в глинах наблюдается пониженное содержание $S_{орг}$.

В делювиальных глинах угленосных отложений наблюдается пестрый тип распределения редких элементов [305].

Во влажном климате делювий развит слабо, отличается глинистостью, тонкорассеянные карбонаты обычно отсутствуют.

В полусухом или сухом климате делювий всегда карбонатный песчано-алеврито-глинистый и глинисто-алевритовый с обломками

* При описании фациальных типов глинистых пород имеются в виду макроструктуры и текстуры.

пород и примесью эолового материала. Карбонаты представлены мелкокристаллическим кальцитом и иногда имеют формы фунтиков, журавчиков и конкреций с примесью сидерита. Карбонаты частью принесены из материнских пород, частью эолового происхождения, частью образовались на месте в результате замещения полевых шпатов [153].

Флювиогляциальные (покровные) суглинки представляют собой отмученные глинистые осадки, материал которых перенесен мелкими потоками, вытекающими из-под ледника и отлагавшими песчано-алевритоглинистый материал на плоских водоразделах и в понижениях рельефа. Эти отложения покрывают все ранее образовавшиеся четвертичные осадки и поэтому называются покровными суглинками.

Суглинки по форме залегания, строению, составу и окраске напоминают лёсс и поэтому иногда называются лёссовидными. Отличием суглинков от лёсса является большая глинистость (частицы $< 0,01$ мм составляют 53—69% породы), присутствие иногда слабо выраженной слоистости, меньшая карбонатность и пористость.

Флювиогляциальные суглинки переслаиваются с песками и содержат включения прослоек песка и мелких валунчиков. Мощность суглинков на Русской платформе колеблется от 1 до 12 м, в среднем составляет 3—4 м.

Глинистые минералы суглинков — гидрослюда, хлорит, каолинит, смешаннослойные минералы — в основном являются унаследованными. В рисских и миндельских отложениях обнаружен разбухающий иллит [454].

Глины аллювиальные (речных долин) отлагаются в руслах медленно текущих рек, вдоль низких берегов, во время половодий на пойме (в старицах, болотах и озерах), на затопленных приречных равнинных пространствах; в горных районах — в конусах выноса речных потоков, впадавших в море или частью на плоскую приморскую равнину [31] (см. ниже о пролювиальных глинах).

Глины залегают среди континентальных песчано-алевритоглинистых толщ иногда с гравием, реже с галечниками, прослоями угля, лигнита, торфа и погребенных почвенных горизонтов. Иногда присутствуют прослой вулканического пепла. В горных областях вмещающими породами являются конгломераты, гравелиты, алевролиты и песчаники.

Форма залегания глин в виде прослоев, линзовидная, линзовидно-пластовая, полосовидная. Мощность быстро меняется — от 0,5 м и меньше до 15 м. Протяженность — от 1 м до 1 км; выклинивание слоев происходит в зависимости от неровностей дна и переходов в другие породы (песчаные, алевритовые).

Иногда встречаются остатки наземной и пресноводной фауны (моллюски), насекомых, обломки переотложенной морской фауны из подстилающих отложений.

Растительных остатков иногда много: отпечатки листьев хорошей сохранности, остатки древесной растительности (пни, стволы), луго-

вых и болотных растений, корневых систем, хвощей *in situ*, споры, пыльца.

Глины имеют серый, желтый, коричневый, черный (особенно в угленосных отложениях), красный, синий и зеленый цвет различных оттенков; наблюдается также пестроцветная окраска и иногда белый цвет.

Гранулометрический состав разнообразный. Встречаются как тонкоомученные (98% фракций $< 0,01$ мм), так и песчаные и алевроитовые разности с переходом в песчаники, алевролиты и породы смешанного гранулометрического состава; иногда присутствуют линзы грубого плохо окатанного песка (умеренно холодный климат — принос материала плавающими льдинами [235]). Глины имеют смешанную (псаммо-алевропелитовую), алевро-псаммопелитовую, пелитовую, фитопелитовую (в угленосных отложениях) и иногда брекчиевидную структуры.

Глины могут быть неслоистыми и слоистыми. Слоистость горизонтальная, иногда тонкая, ленточная, линзовидная, неправильная, прерывистая, волнисто-изогнутая, пятнистая, микроволнистая, полощатая. При большом количестве прослоек растительных остатков, линзочек витрена глины переходят в углистые тонкослоистые разности. Присутствуют текстуры «взмучивания», оползания, «оплывания» с причудливыми рисунками [55], массивная однородная [25]. Особенно детально изучена слоистость аллювиальных и других фациальных типов глинистых пород угленосных толщ [159]. Для вмещающих песчаных пород характерна косая слоистость речного «руслового» типа.

Отдельность комковатая, кусковая, плитчатая (часто благодаря присутствию тонких прослоев растительного материала). Излом гладкий, шероховатый, иногда раковистый.

Минеральный состав глин зависит от типа выветривания в области сноса, состава размываемых пород и климатических условий. Глинистые минералы имеют в основном унаследованный характер и частью изменены: наблюдается деградация минералов. Преобладают каолинит, разный по структурным особенностям в зависимости от условий переноса, и гидрослюда деградированная; реже присутствует монтмориллонит. Грим [49] допускает небольшую дальнейшую деградацию в речной воде глинистых минералов почв, переносимых реками, — слюд, гидрослюд, каолинита, монтмориллонита. М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцева [102] впервые описали глауконит как новообразование в зоне выветривания песчано-глинистых пойменных отложений; но условия его нахождения описаны недостаточно четко.

Конкреции не характерны для глин речных отложений. В речных глинах распространены аутигенные гидроокислы Fe и Mn (иногда в виде конкреций бурого железняка); может присутствовать пирит (марказит), образовавшийся по растительным остаткам, иногда кальцит, сидерит и аутигенное глинистое вещество.

Особенности раннего диагенеза современных аллювиальных осадков рек гумидного климата описаны А. А. Лазаренко [179].

Глины пролювиальные являются отложениями мутных вод застойной фации долин крупных постоянных рек или временных водотоков. Глины — одни из компонентов комплекса пролювиальных осадков, возникающих у подножий склонов в виде конусов выноса на поверхности предгорных равнин, в межгорных депрессиях, в краевых частях долин, близ устьев ручьев и логов, а также в сухих (наземных или субаэральных) дельтах [103].

Глины (суглинки) образуются после спада вод во временных лужах в углублениях русла рек или в мелководных озерах, предгорной равнины и достигают мощности 1 м.

Обломочные породы (конгломераты, галечники, пески) содержат изменчивое количество глинистого материала, распределение которого в толще пролювия способствует возникновению слоистости в результате чередования прослоев, слоев, в разной степени «заглиненных».

Пролувиый играет большую роль в строении четвертичных отложений, особенно в аридных областях СССР.

По данным Е. П. Брунс ([34] и устное сообщение), в пролювиальных отложениях юрской угленосной толщи Ферганы глины также залегают среди грубообломочных, несортированных осадков — алевролитов, песчаников, конгломератов, брекчий из обломков пород, окружающих депрессию с конусами выноса. Иногда присутствуют прослойки вулканического пепла или невыдержанные прослойки угля.

Глины залегают в форме линз, прослоев, иногда в виде клиньев. Мощность — от долей до 10 м и более; протяженность — десятки, сотни метров и больше. Контакты с вмещающими породами резкие, иногда неровные, с внедрением глинистого материала в другие породы, реже постепенные. Иногда присутствуют единичные растительные остатки, обычно плохой сохранности, главным образом остатки корневых систем и переотложенные остатки наземной фауны, в том числе и млекопитающих.

В окраске глин аридных областей преобладают светлые тона; цвет желто-серый до красного; иногда глины пестроцветные. Глины гумидных областей имеют разных оттенков серую, до черной, зеленовато-серую, иногда белую окраску.

В глинах наблюдаются беспорядочное распределение частиц минералов разных размеров и включения прослоев грубообломочного материала. Характерна исключительно плохая сортировка материала; иногда много щебня и гальки. Размеры обломков сильно колеблются в пределах слоя, достигая 0,2—0,3 м. Обломки и куски местных пород и принесенных с окружающих возвышенностей неокатаны.

Преобладают глинистые породы смешанного гранулометрического состава («хлидолиты» или «мусорные» глины), структура псаммо-алевропелитовая, реже алевропелитовая и псаммопелитовая.

Текстура пролювиальных глин беспорядочная, иногда наблюдается неправильная грубая слоистость, связанная с чередованием глинистого и грубообломочного материала, или неясная слоистость.

Отдельность неправильно-угловатая, грубокусовая. Излом неровный, грубозернистый.

Минеральный состав обломочного материала зависит от состава пород области сноса.

Состав глинистого вещества в основном унаследованный; наблюдается также деградация слюдястых минералов и иногда новообразования в стадию диа- и катагенеза. Глинистые минералы сходны по составу с глинистыми минералами почв, кор выветривания и осадочных пород бассейна питания, а также являются продуктом дробления и истирания слюдястых минералов пород области сноса. В разных пролювиальных отложениях установлены гидрослюда, каолинит, хлорит, вермикулит и монтмориллонит. Последние минералы характерны для глин засушливого климата и продуктов преобразования пеплового материала.

Из аутигенных минералов наиболее часто присутствуют гидрокислы железа. В сухих областях пролювиальные отложения содержат кальцит и иногда гипс; в гумидных областях глины бескарбонатные и не содержат гипса.

Глины пресноводных озер являются отложениями проточных водоемов разного размера и глубины в областях развития аллювиальных песчано-глинистых осадков. В приморских равнинах озерные глины могут входить в комплекс дельтовых и прибрежно-морских отложений. Наблюдается быстрая фаціальная изменчивость глин — переходы в песчаные разности, алевроиты, пески, мергели, глинистые породы, угли, лигниты, бокситовые породы, огнеупорные глины. Могут присутствовать прослойки вулканогенного материала.

В песках и песчаниках, вмещающих глинистые породы, нередко наблюдаются слоистости: горизонтальная, все формы косоволнистой, различных рябей волнения.

Форма залегания глин линзовидная, пластовая, иногда полосовидная (в затопленных долинах древних рек), карманообразная; иногда наблюдаются усложненные формы с возникновением раздувов и пережимов слоев. Мощность до десятков метров. Глины озерные имеют большую площадь распространения, чем речные глины: она достигает многих квадратных километров.

Фауна пресноводная и наземная встречается редко. Сохранность различная. Иногда наблюдается бедность видов. Встречаются отпечатки рыб, иногда следы ползания червей. Фауна более часто присутствует в сопутствующих алевроитовых породах.

Растительные остатки нередко наблюдаются в значительном количестве и по плоскостям наслоения, особенно в тонкодисперсных глинах (а также в сопутствующих алевролитах и мелкозернистых песчаниках), нередко хорошей сохранности (листья, вайи папоротников, стеблевой материал, корни растений, споры и пыльца, водоросли). Кроме того, присутствуют тонкодисперсная обугленная растительная крошка, пыль и обломки фюзена и древесины. В пресноводно-озерных глинах часто наблюдается высокое содержание $C_{орг}$ в сочетании с низким содержанием пирита [305].

Цвет глин разнообразный: от белого до черного, яркие цвета встречаются редко. Гидрослюдистые глины иногда имеют голубовато- или зеленовато-серый цвет. Реже глины красные или пестроцветные. Окраска глин в значительной степени зависит от содержания $C_{орг}$ и форм железа; красноцветные оттенки возникают при содержании $C_{орг}$ меньше 0,3% и при наличии остаточных гидрогетита или гематита или их новообразований при диагенезе. В глинах сероцветных (в сочетании с зеленой окраской) $C_{орг}$ больше 0,3%.

Гранулометрический состав глин непостоянен. Наблюдаются однородные тонкодисперсные (песчаной фракции не больше 0,4%), алевритовые и песчаные разности глин.

Структура глин также очень разнообразна: псаммо-алевропелитовая и пелитовая; иногда наблюдаются колломорфная (однородная, хлопьевидная, оолито-пелитовая, струйчатая), волокнистая, спутанно-волокнистая, чешуйчатая, гелевидная, брекчиевидная и смешанная структуры, а также фитопелитовая у глин с примесью тонкодисперсного органического вещества и форменных обугленных и гелефицированных растительных остатков.

Текстура глин часто слоистая — тонкогоризонтальная, иногда микрогоризонтальнослоистая или ленточная. Кроме того, встречается волнистая или линзовидная слоистость. Слоистость часто подчеркивается наличием по плоскостям наслоения растительного детрита или угольной пыли. Глины могут быть также неслоистыми и массивными.

Кроме перечисленных текстур встречаются пористая (сухарные глины), сливная («кремневки»), чешуйчатая; иногда наблюдаются следы дождевых капель, града, трещины и многоугольники высыхания. Трещины высыхания могут быть заполнены минеральными новообразованиями.

Отдельность комковатая, кусковая, плитчатая. Излом гладкий, шероховатый, зернистый, раковистый.

Глинистые минералы озерных глин влажного климата разнообразны. Встречены представители всех минеральных групп, кроме сепиолита и палыгорскита. Нет точных данных о присутствии смешаннослойных минералов. Каолинит и гидрослюда обычно играют преобладающую роль. Каолинит имеет терригенное и аутигенное происхождение, особенно в бассейнах с обилием органического вещества. Встречены разновидности каолинита I, II, IV—IX групп (см. рис. 2). Частицы каолинита иногда имеют хорошо ограниченную гексагональную форму. Обилие каолинита — следствие гумидного климата. Хлориты обычно относятся к лептохлоритам.

Аутигенные неглинистые минералы глин представлены гидроокислами железа, сульфидами (пирит, марказит), карбонатами (сидерит), иногда присутствуют свободные гидраты глинозема, вивианит, халцедоновые и кремнисто-карбонатные включения. Гидроокислы железа иногда образуют залежи железных руд.

Среди рассеянных карбонатов в глинах сидерит преобладает над кальцитом, который чаще концентрируется в сопутствующих песках.

Состав карбонатных конкреций часто соответствует составу рассеянных карбонатов [305].

Глины болотные (или слабопроточных озер) несколько отличаются от глин проточных озер. Для них характерны следующие особенности: очень высокое содержание растительных остатков (стебли, листья, корни, пыльца, споры), иногда создающих тонколистоватую текстуру породы; высокое содержание $C_{орг}$ в рассеянной форме, определяющего черный и темно-серый цвет глин; распределение $C_{орг}$ в толще болотных глин угленосных отложений пестрое.

Терригенный материал хорошо сортирован. Глины (и аргиллиты) обычно тонкодисперсные, реже алевритистые, нередко углистые, иногда наблюдаются вертикальные ходы, похожие на следы поднимавшихся вверх пузырьков газа, и следы корней растений. Преобладающий цвет темно-серый, черный, черно-коричневый, иногда с зеленым оттенком.

Глины в большинстве случаев состоят из тонкодисперсного каолиникового вещества. Каолинит имеет терригенное и аутигенное происхождение и структуру IV, V, VIII и IX групп. Кроме каолинита могут присутствовать гидрослюда и иногда лептохлориты.

Обилие гуминовых соединений способствует новообразованиям каолинита, который вместе с принесенным каолинитом является одним из главных минералов болотных глин, особенно в угленосных отложениях.

В тонкочешуйчатой основной каолинитовой массе нередко встречаются более крупные хорошо окристаллизованные (иногда вермикулитоподобные) пластинки каолинита, а также изометричные и эллипсоидальные бесцветные участки чистого мелкокристаллического каолинита. Каолинит кристаллизовался из растворов, возникших в результате разложения терригенных минералов и минеральной части растительных остатков в условиях торфяных вод [276]. Аутигенные минералы — сидерит, пирит (марказит), реже вивианит.

Сапропелевые глины образуются в озерно-болотных, а также лагунных условиях с разной степенью солености и подвижности вод и реже в морских условиях с нормальной соленостью, судя по остаткам заключенной в них фауны. Исходным материалом являются низшие растения (водоросли), споры, пыльца, мелкие организмы и донный ил. Накопление органического и неорганического материала сапропелитов происходит в восстановительной среде относительно застойных водоемов с недостаточным притоком кислорода или почти полным отсутствием его.

Вмещающими отложениями являются песчано-глинистые толщи, иногда угленосные. Сапропелевые глины нередко сопровождают гумусовые угли и огнеупорные глины.

Н. М. Страхов [302] среди осадков, обогащенных органическим веществом, распространенных в современных морях и озерах малой минерализации, выделяет илы глинистые слабо сапропелевые (с 10—30% о. в.), сапропелево-глинистые (50—70% о. в.); при большом содержании органического вещества осадки относятся к сапропелям.

По мере увеличения зольности сапропелевые глины нередко переходят в горючие сланцы. Н. В. Кордэ [155] считает, что сапропелевые глины имеют зольность до 85%.

Сапропелевые глины имеют темно-серый (иногда с коричневым оттенком) или черный цвет. Текстура часто микрослоистая. Отдельность тонкоплитчатая, плитчато-чешуйчатая или листоватая.

Сапропелевые глины угленосных отложений содержат много мелкодробленого растительного детрита, иногда гелефицированного, лежащего по наслоению породы или неориентированно. Часто присутствуют макро- и микроспоры и колонии водорослей, рассеянные в тонкодисперсной глинисто-органогенной массе породы.

Сапропелевые глины содержат иногда в заметном количестве мелкую слюду, алевритовые и песчаные зерна кварца, полевого шпата и акцессорных минералов.

Аутигенные минералы представлены сульфидами железа, гидроокислами железа, сидеритом, кальцитом, гипсом, фосфатами, глауконитом; колломорфных выделений глинистого вещества почти нет.

Иногда присутствуют остатки микро- и макрофауны, сложенные кальцитом, хитином (?) и единично фосфатами — раковины лингул, пелеципод, битая ракуша с известковистым скелетом, антракозиды.

Данных о глинистых минералах сапропелевых глин мало.

В сапропелевых глинах нижнего карбона западной части Подмосковского бассейна установлены каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и смешаннослойный минерал ГМ (10—15 мк) [49]. Каолинит характерен для водоемов с менее подвижными водами и кислой средой, монтмориллонит образуется в морских щелочных, соленых водах.

К сапропелевым глинам относятся черные сахарные каолинитовые глины нижнего карбона Подмосковского бассейна.

Озерно-ледниковые отложения (ленточные глины) формируются у края ледника. При таянии льда выносимый грубый материал образовывал ледниковую дельту (конус выноса) крупнозернистых флювиогляциальных отложений; более тонкий материал переносился дальше от края ледника и отлагался в озере в виде ленточных глин, супесей и песков. Распределение ленточных глин в пространстве тесно связано с распределением впадин в дочетвертичном рельефе. Ленточные глины залегают среди моренных и флювиогляциальных отложений.

Ленточные глины по условиям залегания делятся на межморенные и надморенные. Протяженность глинистых лент достигает 50—100 км (по Де Гееру). По мере отступления ледника проксимальный край каждой новой ленты, следуя за отступающим ледником, несколько перекрывает предыдущий, вследствие чего образуется черепитчатое расположение лент глин [108]. Мощность ленточных глин достигает нескольких десятков метров.

Остатки фауны не характерны для ленточных глин. Иногда встречаются кости пресноводных рыб, остатки полярной растительности, кремневые спикулы губок. Пыльца в ленточных глинах может быть

одновременной с образованием осадка глин или переотложенной из более ранних отложений.

Ленточные глины — сезонные осадки, зимние слои имеют темно-серый, серовато-коричневый (шоколадно-коричневый) или голубовато-серый цвет, летние слои более светло окрашенные. Окраска ленточных глин часто связана с влиянием состава подстилающих пород. Ленточная слоистость глин связана с сезонным изменением осадко-накопления и может быть отчетливой (диатактовой) и неясной (симмиктовой).

Летние и зимние слои резко отличаются и по гранулометрическому составу. В летнее время во время таяния ледника в озеро приносился и осаждался главным образом сравнительно более крупнозернистый материал, возникал алевритовый слой. В зимнее время принос обломочного материала прекращался; поэтому шло осаждение глинистых частиц, которые в летнее время находились во взвешенном состоянии и не успевали осесть. Такое строение ленточных глин позволяет использовать их в качестве критерия при геохронологии четвертичных отложений.

По гранулометрическому составу межморенные ленточные глины характеризуются более грубым гранулометрическим составом, чем надморенные, не покрывавшиеся мореной.

Структура глин пелитовая, алевропелитовая и пелитоалевритовая. Формирование ленточных глин происходило на глубине не менее 20—30 м. В более мелководных частях озера формировались супеси и мелкозернистые пески, которые также имеют ленточную текстуру.

Граница между зимним и летним слоями одной годичной ленты неясная, наблюдается постепенный переход. Граница между летним слоем одной годичной ленты и нижним зимним слоем другой годичной ленты резкая. По характеру слоистости ленточные глины можно разделить на три типа [214]:

- 1) почти слоистые;
- 2) отчетливо-слоистые с непостоянной мощностью в горизонтальном направлении или с линзовидным характером летних слоев лент;
- 3) правильно-слоистые с довольно правильной по простиранию средней толщиной лент в 5—12 см.

В ленточных глинах могут наблюдаться некоторые формы деформаций — складки, брекчи смятия, перемещение слоев и т. д., вследствие оползневых процессов [354], а также в результате давления перекрывающих моренных отложений. В ленточных глинах может наблюдаться крупносетчатая и горизонтально-сетчатая криогенная текстура эпигенетического происхождения (включения льда различной формы, например в районе Анадыря) [137].

В алевритовой части ленточных слоев встречаются кроме минералов тяжелой фракции выветрелые агрегаты минералов, слюды, карбонаты, кварц, полевой шпат. Состав и содержание карбонатов в ленточных глинах в значительной степени зависят от состава подстилающих пород.

Карбонаты присутствуют в виде рассеянных зерен и конкреций. Распределение аутигенного CaCO_3 в ленточных глинах может быть неравномерным как на различной глубине в пределах слоев, так и по фракциям. Содержание CaCO_3 в летних слоях выше, чем в зимних.

Глинистая фракция ленточных озерно-ледниковых глин в основном состоит из гидрослюд; кроме того, присутствуют хлорит, вермикулит и смешаннослойные виды. Возможна примесь каолинита и монтмориллонита, которые являются унаследованными. Ленточные глины встречаются также среди морских отложений. Они образовались в заливах, покрывавшихся зимой льдом. Эти глины отличаются от озерных ленточных глин отсутствием резко выраженной ленточной текстуры и более грубой слоистостью. Ленточная слоистость может наблюдаться и в других фациальных типах глин и иного возраста, но она не имеет такой широкой распространенности и характерных морфологических особенностей, как в ленточных глинах четвертичного периода.

Глины озер известковых и засоленных. Эти озера представляют собой бессточные котловины внутри континента с аридным климатом и характеризуются малой динамичностью вод, небольшими глубинами и размерами, периодическим высыханием.

Глины залегают среди песчаных, алевритовых, карбонатных (мергели, доломиты), сульфатных и соляных пород.

Глины имеют меньшую мощность и протяженность по сравнению с глинами пресноводных озер. Остатки фауны и флоры случайные. Накопление $\text{C}_{\text{орг}}$ подавлено.

Глины имеют яркую окраску — зеленую, голубую, красную, пеструю. Наблюдается также серая различных оттенков, бледно-оливково-зеленая и иногда белая окраска.

Гранулометрический состав неоднороден; почти полностью отсутствуют тонкодисперсные глины. Песчаный материал окатан или полукатан, иногда поверхность зерен изъедена.

Структуры обычно псаммо- или алевропелитовые. Текстура пятнистая, реже слоистая. Имеются трещины усыхания, глиптоморфозы по кристаллам солей, следы наземных животных. Часто развита эллипсоидальная отдельность. Излом землистый.

В соленых озерах среда щелочная, не агрессивная. В принесенном глинистом веществе происходит аградация деградированных слюд, гидрослюд и хлоритов. Каолинит исчезает в сильно засоленных озерах. Вновь образуются монтмориллонит, палыгорскит, сепиолит.

Неглинистых аутигенных минералов иногда много. Они представлены карбонатами (кальцит, доломит и др.), сульфатами (гипс), галоядами (галит), сульфидами (пирит, марказит).

В современных соляных озерах Калифорнии установлены аутигенные калиевые полевые шпаты, цеолиты — анальцим, филлипсит по вулканическому стеклу [419, 420].

В слабоминерализованных озерах наблюдается сильная карбонатация — осаждается большое количество хемогенного кальцита,

доломита (углекисло-магниевого и содовые озера), гидромагнезита (содовые озера). Кремнезем садится не только биогенным путем, но и химически в виде силикатов — керолита, сепиолита. Накопление Fe, Mn и P подавлено.

Сочетание значительных масс магнезита с доломитом или сепиолитом — признак слабой минерализации щелочного озера [223].

Глины такыров и шоров являются пустынными отложениями временных мелководных водоемов с почти плоским дном. В ископаемом состоянии они мало изучены. Такыры связаны с впадинами древних наземных дельт и предгорных равнин. Шоры образуются на морском побережье (где часто затопляются морем), в речных долинах и других впадинах континентального происхождения в областях с повышенным количеством грунтовых и иногда поверхностных вод, что отличает их от такыров.

В периоды засухи такыры и шоры представляют собой ровную и твердую глинистую поверхность, иногда засоленную, с многочисленными и глубокими трещинами усыхания. В периоды дождей — это озера с ничтожной глубиной (не более 1 м). Такыр — это бассейн с плотным глинистым дном, шор — с более рыхлым, соленосным.

Источником материала для образования глинистых отложений такыров и шоров являются алеврито- и песчано-глинистые осадки, поступающие в периоды дождей, и ветровая пыль пустыни. Глинистые отложения такыров плотные алевролитовые или песчаные, иногда сильно засоленные; глины шоров менее плотные, иногда гипсо- или соленосные. Песчаный материал обычно неокатан, но встречаются округленные зерна эоловых песков.

Вмещающие породы — алеврито-песчаные и соляные.

Мощность 0,1—2,0 м, редко больше; площадное распространение небольшое — от нескольких сотен метров до немногих десятков квадратных километров. Залегание горизонтальное. Иногда присутствует редкая, однообразная пресноводная или морская (занесенная) фауна; встречаются отпечатки следов наземных животных. Наземная растительность редкая или отсутствует. Иногда встречаются сине-зеленые водоросли. Цвет серый, желто-серый.

Текстура горизонтальнослоистая (тонкая и правильная) или неправильнослоистая. Наблюдаются многоугольники и трещины усыхания, следы дождевых капель.

А. И. Айнемер [2] описал в ископаемых такыровидных глинах Средней Азии еле заметную слоистость, неправильно-микрослоистую, микролинзовидную, штриховатую, пятнисто-сгустковую и «обтекаемая» глинистых частиц вокруг рассеянных зерен кварца со следами эоловой обработки.

Глинистые минералы не изучены; вероятно, присутствуют монтмориллонит, хлорит, гидрослюда, палыгорскит и сепиолит. Аутигенные минералы — кальцит, доломит, гипс, галит, известковые конкреции (нередко они внутри полые, а снаружи покрыты трещинами).

Переходная зона

Глины дельтовые представляют собой комплекс разнофациальных отложений, формирующихся на небольших глубинах при впадении рек в озеро, лагуну, залив или море. Для дельтовых приморских отложений характерно чередование наземных (аллювиальных, озерных, болотных) отложений и постепенные переходы от пресноводных к слабозасоленным и нормально соленым.

Вмещающими породами дельтовых глинистых отложений являются глинисто-песчаные толщи иногда с конгломератами, карбонатными (мергели, известняки) и углистыми породами. Некоторые нефтеносные, угленосные и частью красноцветные толщи относятся к дельтовым отложениям. Ископаемые угли — наиболее характерный элемент дельтового комплекса в гумидном климате. Форма залегания — линзы, прослои, пласты, иногда быстро выклинивающиеся, различной мощности (от долей до многих метров) и протяженности.

В глинах встречается наземная пресноводная и морская мелководная фауна. Растительные остатки присутствуют иногда в большом количестве; нередко прослои растительного детрита, включения древесных обломков, корней растений. Органическое вещество присутствует иногда в большом количестве.

Цвет глин разнообразный: серый, темно-серый, черный, желтовато-серый, коричневый или буроватый (умеренные и полярные широты), ярко-красный и зеленый (тропические области) [236].

Гранулометрический состав разнообразен, но грубо- и тонкозернистых разностей мало, встречаются глинистые брекчии. Структура глин алевро-псаммопелитовая и пелитовая.

Глины в основном неслоистые, иногда тонкогоризонтальнослоистые. Встречаются ходы червей, следы волн, трещины усыхания, глиняные катуны, угольные шары, скопления обломков фюзена в глинах. Отдельность угловатая, кусковая, различных размеров и формы, иногда плитчатая. Излом гладкий, неровный, землистый, песчанистый (зернистый).

Глинистые минералы — каолинит (V и, возможно, других групп), гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, смешаннослойные минералы, иногда галлуазит (?) [445].

Некоторые авторы [424, 462] указывают на эволюцию глинистых минералов при переходе взвесей из пресной воды (речная) в морскую в современных отложениях. Увеличивается количество окристаллизованной гидрослуды путем фиксации калия; уменьшается количество деградированной гидрослуды. Измененная гидрослуда превращается в хлорит через промежуточную стадию смешаннослойных минералов. Монтмориллонит регрессирует.

Аутигенные минералы — окислы железа, конкреции сидерита, пирит, марказит, кальцит.

Содержание сидерита зависит от ряда факторов, определяющих изменение климата (в частности от содержания $C_{орг}$ и соединений

железа, степени известковистости воды и др.). При аридизации климата процесс образования сидерита прекращается [312].

В сопровождающих глины песчаных отложениях дельтового комплекса могут встречаться россыпи (которые иногда имеют промышленное значение) ильменита, рутила, монацита, золота и других [320]. Соответственно в глинах может наблюдаться повышенное содержание минералов тяжелой фракции.

Глины лагун опресненных (полузамкнутых) влажных областей — заливов, отгороженных островами от моря, с затрудненным водообменом с морем и притоком пресных вод, малыми глубинами и пониженной соленостью воды. Лагуны приурочены к окраинам платформ, которые испытывают медленные поднятия или погружения, а также к краевым прогибам.

Вещающими глины породами являются песчано-глинистые отложения, часто угленосные или нефтеносные, иногда бокситоносные, с огнеупорными каолиновыми глинами, с быстро изменяющимся составом пород — песков, песчаников, алевроитов, мергелей, известняков, горючих сланцев, углей и углисто-сапропелитовых пород. Каолиновые глины иногда имеют повышенное содержание глинозема (кремневки, сухарные глины, тонштейны); иногда возникают сидеритовые руды.

Форма залегания глин пластовая и линзовидная. Мощность — от нескольких сантиметров до нескольких метров; протяженность различная.

В глинах и сопутствующих породах встречается солоноватоводная, морская (брахиоподы, лингулы, мшанки, криноидеи, пелециподы, фораминиферы, остатки рыб), пресноводная и наземная фауна. Характерно однообразие видового состава, иногда в сочетании с богатством особей. В глинах часто присутствует много растительных остатков (колонии водорослей, споры, кутикула, детрит, листья, стебли, корни растений и деревьев *in situ*).

Содержание $S_{орг}$ в тонкодисперсных глинах может быть высоким.

Цвет глин серый до черного, серовато-коричневый, серовато-желтый, зеленовато-серый, коричневый, реже белый, красноватый; иногда окраска пестроцветная.

Гранулометрический состав различных. Большое развитие имеют тонкодисперсные высокопластичные жирные глины. Могут присутствовать включения гальки.

Структура глин алевро-, реже псаммопелитовая, пелитовая, крупно- и тонкодисперсная, иногда колломорфная (ооидная, оолитовая, струйчатая), фитопелитовая, брекчиевидная.

Глины в основном неслоистые, иногда тонкогоризонтальнослоистые. Наблюдается чередование слоев глины с различным содержанием $S_{орг}$ или разнородных глинистых, алевроитовых и иногда глинисто-сидеритовых слоев. Встречаются следы илоедов, трещины усыхания, обломки фюзена, окатыши глин, угля, мергеля, выцветы солей.

Отдельность скорлуповатая, комковатая, мелкощебнистая (в сахарных глинах). Излом раковистый, занозистый, шероховатый, гладкий, зернистый.

Преобладающими глинистыми минералами являются каолинит различной структуры (VIII—IX группы, рис. 2), гидрослюда; иногда присутствуют хлорит, монтмориллонит, смешаннослойные минералы. Глинистые минералы унаследованные, деградированные. Под влиянием морской воды происходит аградация слюд, гидрослюды и разрушение каолинита.

Неглинистые аутигенные минералы представлены гидроокислами железа, пиритом, марказитом, карбонатами (кальцит, сидерит, Mg-сидерит, иногда доломит). Содержание карбонатов связано с повышенным значением рН водной среды бассейна. Пирит (марказит) присутствует в большом количестве благодаря изобилию растительных остатков.

Глины лагун с повышенной концентрацией солей образуются в переходной зоне между сушей и морем. Лагуны возникают путем почти полного отчленения от моря. Они характеризуются малой глубиной и быстрой сменой условий отложения. Лагуны образуются в периоды поднятия больших участков земной коры [282]. В пределах одной лагуны соленость может меняться из-за притока пресных вод и разной связи с морем, поэтому могут возникать неодинаковые осадки (карбонатные, соляные, терригенные).

Глины залегают среди карбонатно-терригенных, гипсоносных и соленосных толщ, переслаиваются с песчаниками, алевролитами, гипсами, мергелями, известняками, доломитами, ангидритами, солями. Характерны соляные глины — галопелиты, содержащие большое количество карбонатов, галоидных и сульфатных минералов и переслаивающиеся с тонкозернистыми доломитами или ангидритами.

Глины имеют линзовидную, пластовую, часто прерывистую форму залегания. Мощность — от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Фауна отсутствует или имеются случайные индивиды, занесенные морем во время поднятий уровня воды. Растительность — детрит, макро- и микроспоры, пыльца — иногда присутствует в заметном количестве (Соликамское месторождение солей). Глины часто содержат тонкодисперсное органическое вещество.

Цвет коричневато-красный, зеленый, голубой ярких тонов; окраска однородная или неоднородная (пестрая, пятнистая); реже цвет серый, зеленовато-серый. Красная окраска характерна для глин, залегающих среди солей.

Гранулометрический состав разнообразный; сортировка плохая. Глины песчанисто-алевритистые до тонкодисперсных разновидностей. Глины слабопластичные, иногда камневидные. Структура пелитовая, алевропелитовая, алевро-псаммопелитовая.

Текстура неслоистая, тонкослоистая, волнисто-изогнутая, тонкосланцеватая, микрослоистая, ориентированная и слабо ориентиро-

ванная. Встречаются глиптоморфозы по кристаллам солей, разнообразные трещины высыхания, знаки ряби, следы наземных животных, что указывает на осушение области отложения.

Отдельность угловатая, скорлуповатая, кусковая, комковатая, плитчатая. Излом землистый, раковистый, оскольчатый, угловатый.

Комплекс минералов терригенного происхождения (кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит и др.) богаче в глинах, связанных с карбонатно-терригенными и гипсоносными толщами, и беднее в соляных глинах. Минералы тяжелой фракции в соляных глинах немногочисленны.

Глинистые минералы — гидрослюда (иллит), хлориты, палыгорскит, сепиолит, смешаннослойный хлорит-монтмориллонит [457]. В среде с химической седиментацией присутствие новообразований правильно смешаннослойного минерала корренсита — обычное явление. Липман [442] описал корренсит вперые. Ромеро, Рапли и Сабатье [485] в гипсоносных глинах пиренейского триаса установили магнезиальный хлорит, слагающий главную массу глинистой фракции; в глинах перми подобные образования установлены на востоке Техаса [359].

Я. К. Писарчик (1964; доклад ВСЕГЕИ) изучен состав глинистой фракции пород сульфатно-галогенно-карбонатных отложений (мотская, усольская, бельская, булайская ангарская, литвинцевская свиты) нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Согласно данным электронографического анализа (Звягин, Мищенко) в глинистой фракции обнаружены минералы, которые Я. К. Писарчик считает аутигенными: диоктаэдрические гидрослюды 1М и 2М₁, частью с совершенной структурой, селадонит с совершенной структурой, триоктаэдрическая высокомагнезиальная гидрослюда, хлориты, частью высокомагнезиальные, тальк, сепиолит.

М о р е

Глины шельфовые (прибрежной части). Отложение осадков в этой фациальной зоне происходит при постоянных волнениях, приливах и отливах морской воды с нормальной (у побережий пониженной) соленостью. Глины образуются там, где отсутствуют прибой и непрерывно взмучивание осевших осадков: в бухтах, заливах, лиманах, подводной части дельт, между островами побережий и на застойных участках в понижениях рельефа морского дна на разных глубинах (до 50 м и более). Часты местные размывы осадков.

Глины залегают среди толщ быстро изменяющегося состава в разрезе и по площади: гравелиты, пески, песчаники, мелко-, средне- и крупнозернистые, алевриты, угли, карбонатные породы (ракушняка и др.). На поверхности глин могут встречаться промоины, образованные приливо-отливными течениями. Форма залегания глин — прослой, линзы, реже пласты или узкие полосы и участки изометричной формы. Мощности небольшие, от 0,2 до 10 м и более (редко), протяженность различная, обычно небольшая.

Остатки фауны, если они присутствуют, характеризуются бедностью видов, малочисленностью и грубой скульптурой раковин. Распространены прирастающие, прикрепляющиеся и ползающие формы. Растительные остатки встречаются часто, имеют автохтонное и аллохтонное происхождение (следы корневых систем, куски древесины, споры и пыльца, водоросли, обугленный детрит). Тонкодисперсное органическое вещество присутствует в форме гуминовых соединений и битумов; встречаются линзочки витрена, обломки фюзена. В аридном климате наблюдается пониженное содержание $C_{орг}$ и повышенное содержание CO_2 [313].

Глины имеют серый цвет различных оттенков, черный, серовато-желтый, красный, зеленовато-серый, иногда пестроцветные. Пестроцветные глины в некоторых случаях возникают в областях с полузасушливым климатом в прибрежной зоне за счет выноса реками в море материала красноцветной коры выветривания. Окраска сохраняется при малом содержании в прибрежных водах органических веществ вследствие их сильной мутности [185].

Глины обычно алевроитовые и песчаные. Гранулометрический состав быстро изменяется по простиранию, обломочный материал часто плохо сортирован и слабо окатан. Примеси алевроита и песка колеблются в широких пределах. Преобладают обычно алевро- и псаммопелитовые структуры, реже развиты пелитовые.

Слоистость тонкогоризонтальная, ленточная, микрослоистая, тонковолнистая с линзами алевроита, линзовидная. Встречаются знаки ряби, следы дождевых капель, града, ползания червей, илоедов, пузырьков газа, иногда выплеты солей, трещины и многоугольники высыхания, следы оползневых явлений, волновой ряби, включения глиняных галек и катунов, угольных шаров. Отдельность плитчатая, скорлуповатая (влияние соленой воды), угловато-кусковая. Излом неровный, шероховатый, землистый, занозистый, гладкий.

Среди глинистых минералов установлены гидрослюды (в том числе глауконит), монтмориллонит, каолинит, хлорит (шамозит и др.). Глинистые минералы имеют в основном унаследованное происхождение и частью аутигенное (глауконит, хлориты, монтмориллонит). Глины часто слюдястые. В аридном климате среди глинистых минералов могут присутствовать магнезиальные силикатные минералы и монтмориллонит.

Аутигенные минералы — кальцит (много в теплом климате), сидерит, пирит, цеолиты, глауконит, Fe-оолиты. Встречаются омарганцованные пропластки глин; сопутствуют руды Fe, Mn, Al и фосфориты.

В морских отложениях при таком же содержании $C_{орг}$, как в пресноводных бассейнах, содержание пирита резко увеличивается вследствие обилия SO_4^{2-} в морской воде. Пирит встречается в виде мелких кристаллов и конкреций. В прибрежных участках содержание $CaCO_3$ часто преобладает над $FeCO_3$, $MnCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ [305]. Карбонаты встречаются в виде конкреций и в рассеянной форме.

Глины шельфовые (мелководные и умеренно глубоководные). Глинистые осадки вне зоны взмучивания приурочиваются к пониженным участкам дна при отсутствии донных течений. Некоторые геологи [216, 299] различают зоны спокойного мелководья, в разной степени удаленного от берега (глубины до 70—100 м), умеренно глубоководную (глубины до 200—500 м) и переходную между ними. Для глинистых отложений моря, удаленных от берега, характерна наибольшая выдержанность литологических особенностей отдельных горизонтов на большом протяжении.

Глины залегают среди пород терригенных, терригенно-карбонатных, кремнистых и вулканогенных отложений. Терригенные породы представлены глинами, аргиллитами, мелкозернистыми песками и песчаниками; карбонатные — известняками, мергелями, доломитами; кремнистые — опоками, опоковидными глинами, радиоляритами, яшмами; вулканогенные — туффитами, бентонитами и др. Форма залегания глинистых пород линзовидная, пластовая, полосовидная, нередко с большим площадным распространением. Мощности прослоев глин колеблются от сантиметра до десятков и сотен метров, вмещающих толщ — в больших пределах, достигая иногда тысяч метров.

Фаунистические остатки в глинистых породах, возникших ближе к зоне взмучивания, исключительно разнообразны по составу и многочисленны. В более удаленных от берега участках шельфа они бедны и однообразны по составу или отсутствуют. Органические остатки представлены формами, зарывающимися и свободно лежащими на поверхности ила. Прирастающие, прикрепляющиеся и ползающие формы редки. Раковины тонкостенные с нежной скульптурой. Часто встречаются зубы акул, чешуя рыб, белемниты. Распространена микрофауна (фораминиферы, радиолярии) и диатомовые водоросли. Частая смена по вертикали комплексов фораминифер — признак мелководья [313].

Иногда наблюдаются следы илоедов и ползания червей.

Растительных остатков мало. Обугленный и иногда пиритизированный детрит присутствует в незначительном количестве преимущественно в глинах, образовавшихся ближе к берегу; иногда встречаются остатки водорослей. $S_{орг}$ колеблется в пределах от 0,2 до 2,0%.

Окраска глин обычно однородная, реже пестроцветная; преобладают серый различных оттенков (от светло-серого до черного), буровато-серый, желто-серый, зеленовато-серый, серовато-зеленый, голубовато-серый цвета. Реже наблюдаются коричневый (бурый), фиолетово-коричневый и красновато-коричневый цвета (периоды обмеления бассейна и уменьшения в осадке органического вещества или влияние вулканических извержений). Иногда присутствуют слои зеленовато-белых, желтовато-белых, фиолетово-белых, розовато-белых и белых бентонитовых глин, возникших в результате изменения пеплового материала в морской воде.

Гранулометрический состав глинистых пород может быть довольно однородным на большом протяжении. Постоянно присутствует

алеврит и иногда мелкозернистый песок, состоящие главным образом из кварца и в меньших количествах из полевых шпатов и слюды. Но иногда слюда наблюдается в большом количестве, образуя слюдястые глины. Тонкозернистость глин возрастает по мере удаления от берега. Глинистая фракция может достигать 80—90% породы.

Структура глин пелитовая (иногда лептопелитовая), алевропелитовая и псаммоалевропелитовая. Вдали от берега при отсутствии течений, приносящих обломочный материал, глины наиболее однородны по гранулометрическому составу (осадки замедленной коагуляции) и более тонкозернисты.

Текстура глин сплошная или слоистая, тонкогоризонтальная, ленточная, линзовидно-волнистая (чередование алевролитовых и глинистых прослоек), иногда с мелкими косыми сериями, мелкая перисто-волнистая, сливная. В глинах ближе к берегу наблюдаются мелкие, иногда прерывистые тонкие прослой алевролита, создающие штриховато-горизонтальную или линзовидную слоистость. В глинах, удаленных от берега, встречаются тонкослоистая и неяснослоистая текстуры, прослой известковистых (мергелистых) аргиллитов; в кремнистых аргиллитах слоистость плохо выражена. Иногда слоистость, незаметная для глаза, проявляется в раскалывании породы на плитки, на поверхности которых могут быть видны налеты слюды или алевролитовых зерен кварца и других минералов. В мелководных глинах встречаются знаки ряби.

Отдельность глин угловато-кусовая, комковатая, плитчатая, листовато-чешуйчатая, скорлуповатая, брусковидная, остроугольно-оскольчатая, желвакообразная. Излом шероховатый, гладкий, полуравнинный, иногда со следами вдавленностей на поверхности.

Среди глинистых минералов преобладает гидрослюда, кроме которой встречаются иногда в большом количестве смешаннослойные минералы, хлорит и монтмориллонит. Присутствуют кремнезем-монтмориллонитовые (опоковидные) и монтмориллонитовые глины (бентониты) — продукты изменения пеплового или туфового материала в морской воде. Каолинита мало, он имеет несовершенную структуру и псевдомоноклинную элементарную ячейку; иногда сохраняются только следы разрушенного каолинита. Количество каолинита постепенно убывает по мере удаления от берега.

Наиболее важным процессом в формировании глинистого вещества морских глин, судя по данным исследований современных морских глинистых осадков и древних отложений, является унаследование материала, принесенного реками с суши. Этот материал рассортировывается по величине частиц течениями и дифференцируется в результате флокуляции. Поэтому обычно у берега осаждаются более крупные частицы глинистых минералов. Деградируемые минералы подвергаются в морской воде аградации, которая продолжается при диагенезе и катагенезе. Аградация способствует росту глинистых минералов, например хлоритов и гидрослуд, что часто нарушает закономерную смену крупных частиц мелкими по мере удаления от берега, вызываемую механическим разносом и коагуляцией. Это явление

впервые отмечено Дитцем [390], который наблюдал более крупные размеры частиц глинистых минералов в морских глинах по сравнению с глинами приливных эстуариев, заливов, внутренних морей, речных осадков и почв. Увеличение размеров частиц, по мнению автора, произошло после отложения.

Тоув и Грим [506] также обнаружили в среднедевонских (лудловильских) глинистых сланцах (shale) штата Нью-Йорк большие размеры частиц у иллитов и хлоритов в более удаленных участках моря. Они считают, что рост кристаллов происходил по направлению осей a и b так, что первичная частица минерала являлась как бы ядром нового минерала.

В морской воде много ионов K^+ и Mg^{2+} по сравнению с пресными континентальными водами. Эти ионы вызывают регенерацию деградированных И и Х сначала путем адсорбции катионов межслоевым пространством, а затем проникновением ионов Mg в силикатные слои; происходит улучшение степени кристалличности минералов. Но это изменение может быть неполным, и не всегда достигается восстановление первичной структуры деградированного минерала.

Монтмориллонит изменяется в морской воде медленнее, чем И и Х. При поглощении K^+ монтмориллонит становится смешаннослойным типа И—М и затем может перейти в хлорит. Поглощение Mg^{2+} вносит упорядоченность в структуру М [409] и переход смешаннослойных в М.

У каолинита адсорбционная способность мала; поэтому необходимо коренное изменение его структуры, чтобы он перешел в устойчивые в морской среде минералы; вследствие этого происходит медленное, но не всегда полное исчезновение каолинита в море. Образованию К в море препятствуют щелочная среда и обилие ионов Ca^{2+} . Примеры изменения глинистых минералов при поступлении речных взвесей в заливы и открытое море описаны во многих работах. Сводка дана Уивером [511], Люка [444], Мийо [460].

Исследования состава глинистых осадков современных морей на глубину до 14 м не обнаружили диагенетических изменений глинистых минералов, но в более глубоких горизонтах это наблюдается [460]. Так, Милн и Эрли [462] установили в зал. Скотта (Луизиана) на глубинах до 300 м увеличение содержания И; возможно, это новообразования И путем адсорбции K^+ монтмориллонитом. Далее, в верхнемиоценовых отложениях в Лос-Анджелесе (Калифорния) изменения глинистых минералов установлены на глубину до 3000 м. Породы содержат смесь минералов с большим содержанием в глинах М и в песчаниках Х. Предполагается, что это явление связано с преобразованием при диа-катагенезе первичного глинистого материала под влиянием растворов, мигрировавших в пористых песчаниках, но не проникавших в глины.

Согласно исследованиям Берста [378] и Пауэрса [480] в третичных осадках серии Галф Кост (США) количество М уменьшается с глубиной и затем он исчезает; но появляются смешаннослойный И—М или И. Уивер [512] считает, что с глубиной в современных осадках

уменьшается количество М за счет возникновения смешаннослойных И—М и иллита, что связано с различными питанием и расстоянием от берега. Но изменения идут в одном направлении — построении все более устойчивых минералов из неустойчивых (открытых).

Среди аутигенных неглинистых минералов в морских глинах присутствуют карбонаты, пирит, глауконит, фосфоритовые, марганцевые и кремнистые включения (опал, халцедон) и цеолиты. Особенности образования аутигенных форм карбонатных минералов и пирита в гумидных зонах подробно освещены Н. М. Страховым, Э. С. Залманзон и М. А. Глаголевой [305].

Карбонатный материал в терригенных морских осадках накапливается при отложении и диагенезе. При этом наблюдаются резкие изменения в составе и количественном содержании карбонатов. Кальцит преобладает над сидеритом; иногда присутствуют $MgCO_3$, $MnCO_3$ и анкерит. В глинах иловых впадин в условиях влажного климата концентрируется в значительном количестве сидерит, в сопутствующих песчаных породах — кальцит. Состав конкреций обычно связан с составом рассеянных карбонатов в данной породе.

Пирит — характерный аутигенный минерал морских бассейнов, в воде которых присутствует много SO_4^{2-} . Максимальное количество пирита формируется в глинах, что связано с большим содержанием органического вещества. Если $C_{орг} < 0,3\%$, то в породе много соединений Fe_2O_3 , легко растворимого в HCl . Эти условия соответствуют отложениям красноцветных толщ. $C_{орг}$ в количестве, большем 0,3% и меньшем 4% породы, обуславливает сероцветную слабо или умеренно восстановительную сидеритовую или сидерит-хлоритовую обстановку с преобладанием Fe_{HCl}^{2+} и меняющимся соотношением сидерита и шамозита.

При отложении темно-серых глинистых пород господствовала сильно восстановительная обстановка с резким преобладанием пирита над Fe_{HCl}^{2+} при $C_{орг} > 4\%$ и наличии в воде большого количества SO_4^{2-} . Чем выше содержание $C_{орг}$, тем больше пирита образуется в глинистых осадках.

Соотношение Fe_{HCl}^{2+} и $Fe_{пир}^{2+}$ в морских водах зависит от количества захороненного органического вещества и его состава, наличия и степени взмучивания осадков и действия илоедов, изменяющих восстановительную среду в окислительную, и от скорости седиментации.

Известковистые глины широко распространены в морских отложениях на разных глубинах. Эти глины содержат до 25% (условно) $CaCO_3$; при более высоком содержании $CaCO_3$ они называются мергелями. Известковистые глины могут иметь мощность до десятков метров и иногда образуют хорошо выдержанные по простиранию горизонты. Они постепенно переходят в мергели, глинистые или почти чистые известняки. Источником повышенного содержания $CaCO_3$ в морской воде является растворение известковистых органических остатков, разрушение берегов, сложенных известняками, изменение

климатических условий, влияющих на температуру воды морских бассейнов, появление теплых течений.

Глауконитовые глины описаны рядом исследователей в морских отложениях. Аутигенный глауконит иногда составляет значительную часть глин. Л. И. Горбунова [81] описала монтмориллонит-глауконитовые карбонатные глины в оксфордских относительно глубоководных отложениях Подмосковского бассейна. Глауконит образует «бесцветные» (светло-зеленовато-желтые) зерна. Глауконит кимериджских, а также верхнеоксфордских алевритовых глауконитовых глин относится к переходному типу [81]; характерной особенностью глауконита являются более крупные размеры зерен по сравнению с кварцевыми, т. е. это микроконкреции в донных осадках.

По М. С. Швецову (1958), глауконитовые глины юры и оксфорда Подмосковского бассейна имеют густо-черную окраску, очень однородны, пачкают руки, вязкие, содержат редкие остатки фораминифер и радиолярий, слабо вскипают с HCl; основная масса почти непрозрачна благодаря примеси органического вещества. Из аутигенных минералов кроме глауконита глины содержат пирит, гипс, кальцит, опал, иногда цеолиты. Текстура иногда микрослоистая, благодаря последнему расположению радиолярий и чешуек глинистого вещества.

Глауконитовые глины разных районов описаны Л. А. Юровским [352], Н. В. Костылевой [169], Л. И. Горбуновой [83] и др.

Кремнистые (опоковидные) глины (аргиллиты) образуются в море (шельф) на разных глубинах и в разной удаленности от береговой линии, иногда в бассейнах (лагунах, заливах) с несколько повышенной соленостью воды.

Опоковидные глины представляют собой крепкие плотные породы, иногда с раковистым изломом и остроугольной отдельностью. Окраска серая (от светло-серой до темно-серой), иногда с зеленоватым или коричневатым оттенком, однородная и реже пятнистая. Опоковидные глины с трудом размокают в воде; по трещинам и на поверхностях наслоения иногда наблюдаются налеты гипса и воднорастворимых солей [114], что, по мнению автора, указывает на жаркий климат.

Глины обычно содержат примесь алеврита и песка в разных количествах, иногда глины тонкодисперсные. Встречаются остатки фораминифер, радиолярий, диатомей, и микроспор, спиккулы губок, следы ползания червей, сгустки органического вещества.

Аутигенные минералы — глауконит, сидерит, пирит (иногда много в виде скоплений разной формы и по растительным остаткам), опал. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда, монтмориллонит, иногда присутствует заметное количество палыгорскита и сепиолита. Источником SiO₂ являются продукты наземного выветривания и жизнедеятельности микроорганизмов.

Витуминозные глины (аргиллиты) образуются в море и лагунах, иногда с немного повышенной концентрацией солей, в результате накопления отмирающего планктона на дне водоемов. Глины и

аргиллиты имеют темно-серую, черную и коричневатую-черную окраску, содержат обломочный неглинистый материал (кварц, немного слюд и др.), аутигенные карбонаты (кальцит, доломит), пирит, халцедон (иногда окремнены). При выветривании или высыхании на поверхности их иногда образуются налеты ярозита.

Структура глин пелитовая, алевропелитовая, пелито-органогенная. Текстура иногда сланцеватая, волнистослоистая. Глины часто известковистые. В глинистом веществе присутствуют гидрослюда, монтмориллонит и смешаннослойный минерал (10—14 м), возникающий при процессах битуминизации и переходе монтмориллонита в гидрослуду.

Органическое вещество неравномерно пропитывает породы. Содержание его может достигать 25% и больше.

Морские ледниковые глины — это отложения морских межледниковых трансгрессий; они являются мелководными осадками, возникающими у края сползавшего в море ледника.

Условия залегания и мощность глин разнообразны и зависят от подстилающего рельефа. Мощность морских ледниковых глин может достигать 50—100 м. Среди органических остатков встречаются раковины моллюсков арктического и бореального комплексов, кости рыб, иглы ежей, холодолюбивые фораминиферы, а также споры и пыльца случайного происхождения. Присутствуют формы открытого моря и мелководные. В глинах, образовавшихся в участках более глубокого моря, встречается солоновато-водная морская диатомовая флора.

Цвет глин сизовато-серый, серый, иногда черный (при высыхании темно-серый). Гранулометрический состав неоднородный. Наблюдаются пылеватые и песчаные глины. Иногда присутствует скрытогоризонтальная, а также ленточная слоистость. Морская ленточная слоистость сравнительно грубая, относится к симмиктовому типу и не имеет большой протяженности. В морских глинах может наблюдаться криогенная текстура эпигенетического типа. В районе Анадыря эпигенетическое промерзание глин связано с очередным похолоданием, вызвавшим горно-долинное оледенение. Выделяются два типа криогенной текстуры [64].

1. Глины с нормальным криогенным сложением по вертикали. Общее количество ледяных включений с увеличением глубины уменьшается, а расстояние между шпирями, образующими сетчатую или горизонтальнослоистую криогенную текстуру глин, с увеличением глубины увеличивается.

2. Глины с нарушенным криогенным сложением по вертикали. Нарушения вызваны включением больших линз инъекционного льда на контакте глин с подстилающими ледниковыми отложениями, поэтому с увеличением глубины общая льдистость увеличивается, расстояние между шпирями, образующими сетчатую криогенную текстуру, уменьшается.

Глинистые минералы морских глин, по-видимому, в основном унаследованные: гидрослюда, вермикулит и их смешаннослойные образования. Они образовались главным образом путем механиче-

ского перетирания силикатных пород ледником, а также последующей гидратации и выщелачивания при таянии льда. Глинистые минералы морских отложений деградированы больше, чем в других ледниковых отложениях, вследствие большего пути переноса [11].

О с о б ы е т и п ы г л и н

В различных фациальных условиях в ряде случаев возникают своеобразные процессы формирования глинистого вещества, в результате которых образуются особые типы глинистых пород, отличающиеся по ряду признаков от обычных широкораспространенных глин континента, переходной зоны и моря, описанных выше. Характеристика некоторых из них приведена в табл. 8.

Таблица 8

Распространенность особых типов глин

Типы глин	Фа ц и и											
	эоловые	элювиальные	карстовые	делювиальные	аллювиальные	пролювиальные	озерные пресноводные	озерно-болотные	озерные известковые или васоленные	лагунные пресноводные	лагунные соленоводные	морские
Глиняные дюны	—											
Лёссы	—	—		—	—	—						
Карстовые			—									
Каолинитовые камнеподобные глины (аргиллиты):												
сухарные, полусухарные, кремневки, флинты (флинтклей)							—		—			
тонштейны			—				—		—			—
Галопелиты							—		—			—
Бентониты		—						—	—		—	—
Пальгорскитовые											—	—

Г л и н я н ы е д ю н ы. Эоловые глины в древних отложениях достоверно не известны. Как небольшая составная часть эоловый глинистый материал может присутствовать во всех осадочных глинах и современных глинистых осадках [236]; но, кроме того, он образует и самостоятельные скопления, к которым, например, относят некоторые лёссы.

Чрезвычайно интересным эоловым глинистым образованием являются современные глиняные дюны, образующиеся в равнинной частично болотистой местности (салине), расположенной вблизи

лагуны [389, 481]. Глинистый материал первоначально образует отложения солины, которые высыхают в длительное сухое время года и на поверхности покрываются тонкой глинистой пленкой, скручивающейся при высыхании. Ветер переносит глинистые комочки. Растительность за пределами лагуны задерживает их. Они оседают, размачиваются дождем и превращаются в компактные глинистые массы, уже не перемещаемые ветром и имеющие вид глиняных гребней или дюн. Глиняные дюны достигают нескольких метров в высоту.

В глинах дюн найдены ископаемые фораминиферы, следы животных и прослой карликовых раковин и обломков *Mulinia lateralis*, занесенных из материнской лагуны волнами и течениями, рассеянных по илистой поверхности солины и затем перераспределенных ветром.

Лёсссы представляют собой слабо сцементированную глинисто-алевритовую (реже алеврито-глинистую) неслоистую, пористую, известковистую (10—15% CaCO_3) породу. Лёсс обладает пористостью в виде разветвленных трубочек и канальцев (предположительно следы корней растений). Цвет палево-серый, серовато-желтый, буровато-желтый, серовато-коричневый. Характерна столбчатая отдельность. Лёссовидные породы обладают одним или несколькими из перечисленных признаков.

Лёссы и лёссовые породы являются наиболее распространенными среди четвертичных континентальных отложений в различных странах мира. Лёссы имеют сплошное или островное развитие в равнинных областях; кроме того, они распространены в предгорных равнинах, на склонах гор, в межгорных котловинах.

Лёссы распространены на различных по морфологии и генезису формах макро- и микрорельефа в зонах вечной мерзлоты, лесов, лесостепей, степей и полупустынь. Залегание покровное на различных по возрасту, генезису и составу отложениях; приурочены они к верхней части четвертичных отложений. Мощность лёссовых отложений колеблется от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров.

Лёссы обычно неслоистые, реже неяснослоистые; лёссовидные породы часто слоистые. Лёссы и лёссовидные породы содержат линзы и прослой песка, алеврита, гравия, почв, вулканического пепла и обломки пород.

Фауна наземная и частично пресноводная встречается не повсеместно. Обнаружены споры, пыльца, следы корней и стеблей растений и дождевых червей.

По гранулометрическому составу лёссы являются глинисто-алевритовыми (пылеватыми, по терминологии почвоведов) породами и содержат больше 50% фракций 0,05—0,01 мм. Среди лёссов и лёссовидных пород встречаются супеси, суглинки. Зерна обломочного материала окатанные, угловатые или полукатанные. Лёссовые породы сложены в основном кластогенными минералами. Породообразующими являются кварц, полевые шпаты, карбонаты и глинистые

минералы. В незначительном количестве присутствуют слюды, халцедон, гидроокислы железа.

Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, каолинитом, гидрослюдой, иногда присутствует сепиолит.

Аутигенными минералами, частично вторичного происхождения, являются гидроокислы железа, кальцит (иногда сидерит и доломит), гипс. Карбонаты и гипс образуют конкреции, журавчики, пленки, корочки, натечные агрегаты; кроме того, в засушливых областях может присутствовать галит.

Лёссы в разных районах имеют различное происхождение — эоловое, элювиальное (почвенное), делювиальное, аллювиальное, пролювиальное, водно-ледниковое и смешанное.

Наиболее широко лёссы и лёссовидные породы развиты в плейстоценовых отложениях. Некоторые авторы [21, 199] предполагают, что лёссовидные образования встречаются и среди более древних отложений, начиная с докембрия.

Д. В. Наливкин [236] предполагает, что так называемые сыртовые глины апшеронского яруса неогена по характеру залегания, петрографическому составу близки к лёссам. Однако П. А. Шиндяпин [344] считает их континентальными пресноводными образованиями озерно-лагунного типа. Эти глины характеризуются сплошным развитием на западном склоне и отрогах Общего Сырта в Поволжье, слагают верхнюю часть апшеронских отложений и залегают на подсыртовых песках. Они имеют желто- и красно-бурый цвет, мощность 50—70 м, обладают заметной слоистостью в нижней части толщи и плотностью. В верхней части наблюдаются столбчатая отдельность и загипсованность (мелкие рассеянные кристаллы, друзы, гнезда гипса). Кроме того, постоянно присутствуют рассеянные карбонаты (4—6%) и воднорастворимые соли (0,2%).

В толще глин наблюдаются пятна гидроокислов железа, углистые вкрапления и органическое вещество. Глины иногда заметно слюdistые. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, монтмориллонитом и каолинитом.

Г л и н ы к а р с т о в ы е включают два подтипа. К первому подтипу относятся аутигенные глины выщелачивания, которые образуются в результате выветривания и растворения известняков, доломитов и мергелей как на их поверхности, так и внутри толщ карбонатных пород, в пустотах выщелачивания. Освобожденное в результате растворения карбонатных пород глинистое вещество, в составе которого могут присутствовать разные глинистые минералы — гидрослюда, каолинит, монтмориллонит и другие, подвергается изменению и под влиянием щелочной среды, создающейся в результате растворения карбонатов, переходит полностью или частично в растворы, из которых выделяются обычно минералы монтмориллонитовой группы, образующие монтмориллонитовые глины. В ряде случаев они являются адсорбентами.

По данным З. А. Богдановой и других [24], глины выщелачивания имеют обычно незначительную мощность (0,01—0,5 м и реже

большую). Глины залегают в виде тонких прослоек и примазок по трещинам, стенкам пор и плоскостям напластования карбонатных пород или в виде линз и неправильных гнезд внутри карбонатных толщ, или замещают нацело слои карбонатных пород в случае залегания их на границе с вышележащими песчано-глинистыми отложениями. Наблюдаются резкие или постепенные переходы от глин к карбонатным породам. Наиболее часто эти глины связаны с пористыми известняками и доломитами. Загрязненность карбонатных пород глинистым веществом не имеет значения. Даже в чистых коралловых известняках при их выветривании образуются прослой глины выщелачивания.

Глины имеют желтый, зеленый, красный, фиолетовый, матово-белый с розоватым и зеленоватым оттенком цвет и нередко пестроцветны. Глины восковидны, имеют чешуйчато-сланцеватую отдельность в воде обычно не разбухают, но распадаются на комочки или слабо разбухают. Глины иногда содержат включения нерастворенных обломков карбонатных пород.

Ко второму подтипу относятся глины вымывания. Они обычно заполняют карстовые пустоты в известняках и представляют собой продукты разрушения вышележащих глин и почв, внесенные в промоины в известняках поверхностными и грунтовыми водами. Их состав отражает состав размываемых пород. Особенно часто они возникают в случае неглубокого залегания карбонатных толщ.

Каолинистые камнеподобные глины (аргиллиты) образуются в различных условиях на континенте и частью в прибрежной зоне (заливах) мелководного моря. Наиболее разнообразны каолинистые аргиллиты в угленосных толщах лимнических бассейнов. Они связаны с озерными, озерно-болотными и лагунными фациями приморских равнин и представлены сухарными (в том числе кремневками) и полусухарными глинами и частью флинтами (flint-clays). Кроме того, каолинистые аргиллиты — флинты и тонштейны — распространены в угленосных отложениях паралических бассейнов.

Перечисленные разновидности каолинистых аргиллитов являются огнеупорными и имеют большое промышленное значение в производстве огнеупорных изделий.

Каолинит камнеподобных глин имеет полностью или в значительной степени аутигенное происхождение, что вместе с составом органических соединений определяет особые физические свойства глин.

Сухарные и полусухарные глины — нижний карбон, северо-западное крыло Подмосковного бассейна [54] являются исключительно континентальными осадками приморской равнины, периодически затоплявшейся мелководным морем. Они формировались в мелководных водоемах долинно-озерного типа с наличием участков заболачивания и относительно быстрого течения вод. Вмещающими породами являются пески, песчаники, глины с гидрослюдой и каолинитом, углистые прослой.

Сухарные глины образовались в относительно повышенных участках древнего рельефа и подверглись после отложения осадка воздействию почвенных процессов при относительно низком уровне грунтовых вод. А. К. Гладковский и И. Н. Ушатинский [78] считают, что сухарные глины первоначально представляли собой бокситовые породы, но в результате последующего выветривания глиноземистые минералы превращались в каолинит. Однако это представление не согласуется с условиями залегания и строения пластов сухарных и полусухарных глин. Об этом свидетельствуют остатки стигмарий и их ризоидов, идущих вертикально и пронизывающих весь пласт глины, колломорфные структуры породы, прослойки песка в глинах и др. В кровле местами залегают слои угля; растительные остатки уменьшаются в количестве к подошве слоя. В органическом веществе битумы преобладают над гуминовыми кислотами.

Полусухарные глины образовались в пониженных, по сравнению с сухарными глинами, условиях древнего рельефа в водоемах озерно-лагунного типа, тесно связанных с морем. Об этом свидетельствуют линзы каолинитового мергеля в пласте глины, присутствие желваков сидерита, меньшее осветление глины почвенными процессами, большее количество органического вещества, в котором гуминовых кислот больше, чем битумов.

Сухарные глины имеют белый, светло-серый, серый и редко черный цвет (углистые сухари); местами окраска пестроцветная вследствие присутствия окислов железа (розовые, красные, фиолетовые пятна и участки). Полусухарные глины светло-серые и серые, иногда с фиолетовыми пятнами.

Среди сухарных и полусухарных глин присутствуют песчанистые рыхлые разности и непесчанистые, плотные. Первые приурочены к подошве и кровле пластов глин, имеют зернистый или землистый излом, плотные глины имеют раковистый излом. Отдельность глин угловатая и комковатая. Сухарные глины не пластичны и в воде не размокают, даже в течение продолжительного времени. Полусухарные глины размокают в воде не полностью. Для сухарных глин характерна пористость, иногда оолитовое строение. Черные и темно-серые глины имеют иногда очковую и пятнистую текстуру (светлые пятна — аутигенный каолинит). Более плотные сухарные глины, называемые «кремневками» (так как в изломе они напоминают кремень), имеют сливную текстуру. У полусухарных глин излом чешуйчатый, неровный.

Сухарные и полусухарные глины неслоисты; иногда наблюдается раскалывание пласта по трещинам квиважа, связанным с плоскостями наслоения или поверхностями периодических перерывов в накоплении. Кремневки имеют однородное сплошное строение. Иногда наблюдаются небольшие конгломератовидные включения, отличные по своему цвету от цвета основной массы глины — возможно, они возникли в результате переработки корнями растений и бактериями уже в какой-то мере уплотненной массы осадка сухарной глины. Кроме того, в сухарных глинах наблюдаются каолинитовые

и халцедоновидные включения [54, 124]. Возможно, они являются следами корней растений.

Для сухарных и полусухарных глин характерны пелитовые (гелевые, однородные и колломорфные), алевропелитовые и реже псаммопелитовые структуры. Среди колломорфных структур присутствуют хлопьевидная, струйчатая, оолитопелитовая, порфиробластовая микроструктуры.

Основная масса сухарных глин имеет кристаллическое строение; в песчаных разностях каолинит более раскристаллизован. По характеру кристалличности глинистого вещества в сухарных глинах выделяются: 1) скрытокристаллические глины (сухарные глины и кремневки), изотропные в скрещенных николях вследствие тонкости слагающих их частиц, и 2) частично перекристаллизованные глины. Основная масса последних скрытокристаллическая, перекристаллизация идет по трещинам и создает сетчатое или брекчиевидное погасание; кроме того, присутствуют порфиробласты каолинита размером более 0,01 мм.

Сухарные и полусухарные глины состоят в основном из каолинита, который имеет совершенную структуру. В песчаных и алевритовых глинах присутствует гидрослюда. Сухарные глины, в отличие от полусухарных каолинитовых глин, содержат примесь тонкорассеянного свободного глинозема. У кремневок повышенное содержание свободного глинозема иногда достигает 6,5%.

Аутигенные неглинистые минералы в сухарных глинах представлены пиритом в виде рассеянных зерен и небольших конкреций, а также псевдоморфоз по растительным остаткам, и реже окислами железа. Для полусухарных глин характерны конкреции сидерита, редкие линзы каолинитового мергеля и окислы железа.

Обломочные минералы — кварц, полевые шпаты, слюды, каолинизированные обломки пород; акцессорные минералы — циркон, турмалин, гранат, ставролит и др.

Сухарные и полусухарные глины широко распространены в угленосных отложениях нижнего карбона (Подмосковный и другие бассейны) известны и среди отложений другого возраста [253, 349].

Флинты (flint-clays — флинтклей, кремневки) представляют собой твердые кремневидные неслоистые аргиллиты — аналоги боровичских кремневок, обладающих высокой огнеупорностью; в естественном состоянии они непластичны, но при очень тонком измельчении иногда приобретают слабую пластичность. Главными особенностями флинтов являются, помимо высокой огнеупорности, малая воздушная и огневая усадка и неразмокание в воде, что позволяет использовать эти глинистые породы в производстве огнеупорных изделий без предварительного обжига.

В СССР флинты обнаружены в лимнических угленосных отложениях нижнего карбона в Подмосковном бассейне, на Урале в Егоршинском месторождении, а также в угленосных отложениях карбона параллических бассейнов в Донбассе [122, 142] и Караганде [177, 244], но практического значения они пока не имеют. В Закавказье

обнаружены камнеподобные глины, связанные с эффузивными породами и обладающие свойствами флинтклеев.

Наибольшим распространением пользуются флинты в США *. По возрасту и условиям залегания они делятся на 8 типов.

А. В е р х н и й к а р б о н

I. Пласты флинтов залегают часто непосредственно под углями среди циклически построенных песчано-глинистых (иногда с прослоями известняков) прибрежно-морских угленосных отложений. Они неоднократно повторяются в разрезе.

II. Месторождения флинтов формации Потсвилл пенсильванской системы приурочены к правильным воронкам среди карбонатных пород более древнего возраста (ордовик, девон, миссисипи).

III. Пласты флинтов залегают в основании толщи сланцев Питсборо формации Конемоф.

Б. В е р х н и й м е л

IV. Месторождения флинтов обнаружены среди вторичных каолинов формации Миддендорф.

V. Месторождения флинтов в толще глин и сланцев формации Дакота.

В. Э о ц е н

VI. Месторождения среди угленосных отложений серии Куммер.

VII. Флинты аркозовой толщи в Колорадо.

VIII. Флинты среди лигнитовых сланцев формации Мартинец.

Флинты залегают в виде разрозненных линз, реже пластов мощностью 0,1—1,5 м, реже до 6 м.

Цвет почти белый или светло-серый до темно-серого, иногда почти черного, обычно с коричневым оттенком. Излом раковистый, гладкий, ровный. Отдельность — остроугольные обломки разной формы и размеров, не размокающие в воде.

Главным глинистым минералом является каолинит; кроме него присутствуют гидрослюда и иногда гиббсит. Неглинистые терригенные минералы — кварц, полевые шпаты, слюды — составляют наибольшую часть породы. Акцессорные минералы представлены наиболее устойчивыми видами: циркон, турмалин, рутил, ильменит, магнетит, сфалерит и др. Аутигенные неглинистые минералы — пирит, кальцит, гипс, гидроокислы железа — присутствуют в незначительном количестве. Органическое вещество состоит из гуминовых кислот, битумов и углистого остатка.

Месторождения флинтклеев слабо изучены и четких представлений об условиях их образования в литературе не имеется.

* Характеристика флинтов США дана по материалам «Геологические типы месторождений «flint-clays» в Соединенных Штатах и их характеристика». (ЦНИГРИ, 1936).

Тонштейны — это камнеподобные глинистые породы (аргиллиты), сложенные в основном каолинитом, иногда с примесью других глинистых и терригенных неглинистых минералов, углефицированных растительных остатков, а также гуминовых соединений и битумов. Характерна однородность внешнего облика породы. Тонштейны обнаружены главным образом в карбоновых, пермских и третичных угленосных отложениях паралических бассейнов (ГДР, Донбасс, Карагандинский бассейн). Они образуют прослойки мощностью до 10 см и больше в пластах угля, хорошо выдерживаются по простиранию и являются своеобразными корреляционными горизонтами угленосных отложений. Контакты прослоев тонштейнов с вмещающими породами могут быть резкими (обычно с блестящими клареновыми углями) и расплывчатыми (с полуматовыми и матовыми углями); при этом нижний контакт обычно более резкий, чем верхний [177].

В тонштейнах органического вещества содержится 1—2% и больше. Оно представлено различными сочетаниями обугленных растительных остатков, включениями аморфной массы, микроскоп, пылицы растительного детрита, битумов и гуминовых соединений. По данным Мура [465], различия в составе и содержании остаточного органического вещества в тонштейнах связаны с первоначальным разложением органического материала и различиями микробиологического разложения в разных биохимических условиях. Обычно преобладало аэробное разложение с последующим наложением анаэробного. Следы микроорганизмов иногда сохраняются в кристаллах каолинита.

Цвет тонштейнов зависит от содержания органического вещества и изменяется от беловато-желто-серого до серо-коричневого и черного. Для более темноокрашенных разновидностей характерно наиболее высокое содержание глинозема.

Среди тонштейнов Саарского бассейна по структурным признакам выделяют [418] следующие типы.

1. Зернистые тонштейны:

- а) кристаллические с хорошо развитыми кристаллами каолинита;
- б) зернистые с преобладанием микрокристаллических и оптически изотропных агрегатов каолинита в виде крупинок, шариков, пространство между которыми может быть выполнено органическим веществом;
- в) псевдоморфные с псевдоморфозами микрокристаллического каолинита по слюдам, полевым шпатам.

2. Плотные тонштейны, сложенные гомогенной почти изотропной массой каолинита.

Кроме того, выделены тонштейноподобные обломочные породы, в которых отсутствуют кристаллы каолинита и основная масса породы представлена детритом гидрослюды с равномерным распределением в ней значительной примеси обломочного материала (кварца, полевого шпата и др.).

Тонштейны с высоким содержанием глинозема обычно более тонкозернистые. Текстура тонштейнов массивная и иногда неясно-слоистая.

Тонштейны сложены главным образом каолинитом, который встречается в трех формах выделения — по полевому штапу, слюде и вулканическому стеклу. Кристаллы каолинита имеют разнообразную форму (червеобразную, изогнутую, с расплывчатыми краями, столбчатую, шариковидную, комковатую, иногда с хорошей кристаллической огранкой). Часто каолинит образует колломорфные выделения по растительным остаткам. Кроме каолинита иногда присутствуют иллит, монтмориллонит, галлуазит, смешаннослойный минерал иллит-монтмориллонит. По данным Н. М. Крыловой [177], некоторые породы совершенно лишены постороннего материала и по химическому составу почти в точности соответствуют теоретической формуле каолинита.

Характерным минеральным образованием тонштейнов является леверьерит, представляющий собой эпитаксическую структуру каолинита и мусковита в вермикулитоподобной форме [392].

Терригенные неглинистые минералы представлены кварцем, слюдами, полевыми шпатами, вулканическим стеклом, присутствуют акцессорные минералы — циркон, амфиболы, эпидот и др. Из аутигенных неглинистых минералов встречаются: сидерит, анкерит, сфалерит, кварц, окислы Ti и др.

О происхождении тонштейнов существует ряд представлений. Шалар [383] считает, что тонштейны возникают при отложении в торфяных болотах осадков, богатых каолинитом (Донбасс) — продуктом выветривания гранитов. Штофлер и Скочек [499, 504] предполагают, что тонштейны образовались в результате каолинизации вулканического пепла в кислой среде торфяников. Некоторые исследователи считают, что каолинит — аутигенный минерал, возникший: а) при дегградации иллита и любого другого осадочного материала в кислой среде торфяника; б) путем синтеза из водных растворов или гелей SiO_2 и Al_2O_3 [177, 476, 477, 491]; в) из золы растений, образовавшейся в результате лесных и торфяных пожаров, развеванной и осевшей в топях болот и открытых водных бассейнах и преобразованной в кислой среде (удаление щелочей и щелочных земель, редукция и вынос железа). Ряд авторов считают тонштейны полигенетичным образованием [367].

Г а л о п е л и т ы. Глинистое вещество присутствует во всех типах пород галогенных формаций в различном количестве и, кроме того, образует самостоятельные слои и пачки глин в засоленных озерах и лагунных водоемах аридной зоны. Наиболее развиты глины в карбонатно-ангидритовых подсоляных и надсоляных свитах.

Глинистые породы — глины и аргиллиты имеют различную мощность (от долей сантиметра до нескольких метров) и различную окраску — серую, коричневую, зеленую, голубую, пестроцветную и красноцветную, нередко яркую (особенно в подсоляных и надсоляных свитах). Редко наблюдается черная окраска.

По мере осолонения бассейнов и убывания поступления терригенного материала глинистые отложения становятся все менее мощными и сопровождаются одновременной садкой карбонатных и сульфатных

минералов. Так возникают специфические для галогенных формаций породы, называемые галопелитами.

Характерной особенностью галогенных формаций является интенсивность процессов аутигенного минералообразования, которая включает новообразования не только галлоидных, сульфатных и карбонатных минералов, но и ряда силикатных, в том числе глинистых минералов. Повышенная концентрация солей в водоемах аридной зоны воздействует на приносимые деградированные глинистые минералы; возникают процессы растворения, аградации и синтеза новых видов. Сущность этих процессов подробно рассмотрена французскими исследователями (гл. II).

Обстоятельный обзор аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов в соленосных породах дан М. В. Пастуховой [251]. Е. А. Яржемская [356] впервые охарактеризовала состав галопелитов многих соляных месторождений СССР. Наиболее детально ею изучены галопелиты в Предкарпатье.

Галопелиты являются непластичными глинистыми, алеврито- или песчано-глинистыми соляными породами. В них преобладает фракция 0,01—0,001 мм (52—71%), при этом фракция < 0,001 мм составляет от 14 до 42% породы, алевритовая 3,5—12% и песчаная до 0,25%. Галопелиты — это соляные глины, соляные мергели, глинистые галиты, ангидрито-галиты.

Состав галопелитов сложный. В них присутствуют: 1) глинистые минералы, сосредоточенные во фракции < 0,001 мм (в количестве не менее 30%); 2) терригенные неглинистые минералы — слюды, хлорит, полевые шпаты, кварц и наиболее устойчивые акцессорные минералы — гранат, циркон, рутил, турмалин, эпидот; 3) минералы химически осажденные — карбонаты доломит-магнезиального ряда во всех фракциях, ангидрит, гипс, целестин, аутигенный кварц, глауконит; 4) растворимые соли в количестве 35% и больше; 5) споры, растительный детрит, углистое вещество, ирит.

В составе глинистого вещества галопелитов обнаружены гидрослюда и хлорит (по данным дополнительного рентгеновского анализа Ю. С. Дьяконова в 1967 г. образцов Е. А. Яржемской).

Интересные новые данные получены Я. К. Писарчик (доклад 1964 г., ВСЕГЕИ), исследовавшей глинистое вещество галогенно-карбонатных пород (доломитов и ангидрито-доломитов) нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра с помощью электронографического анализа (Б. Б. Звягин). Глинистое вещество в этих породах присутствует в ничтожном количестве. В условиях нормальной и близкой к ней солености при интенсивном поступлении терригенного песчано-глинистого материала и слабой переработке его в зоне осадконакопления глинистое вещество осадков состояло из диоктаэдрической гидрослюда. При переходе к фациям с повышенной и высокой соленостью постепенно уменьшается количество глинистого вещества и оно быстро изменяется — появляются высокомагнезиальный хлорит, триоктаэдрическая гидрослюда и тальк. Диоктаэдрическая гидрослюда, бедная магнием и относительно бога-

тая калием, содержится в виде примеси, и количество ее повышается в моменты усиленного поступления в бассейн терригенного материала.

По данным М. В. Пастуховой [251], кроме перечисленных глинистых минералов в тузтагской соленосной толще «Тува» в отложениях без пеплового материала обнаружены стивенсит, палыгорскит, сепиолит и гидрохлорит (?), и с пепловым материалом — монтмориллонит.

Б е н т о н и т ы. Термин «бентонит» был предложен Найтом [434] для новой разновидности высококоллоидальных глин, обнаруженных им среди меловых отложений в районе форта Бентон (США). Исследования показали, что бентониты впервые открытого и ряда других месторождений являются продуктом девитрификации на месте вулканических пород (туфов, пеплов, реже лав и брекчий) в водных бассейнах, а также возникают при выветривании и гидротермальных процессах. Позднее к бентонитам стали относить также не пепловые, нормально-осадочные монтмориллонитовые глины, глинистое вещество которых образовалось в известковистых и кремнеземистых бассейнах [460].

Характерным признаком монтмориллонитовых бентонитов вулканогенного происхождения (так называемых пепловых) является присутствие свежих (или слабо измененных) минералов вулканических пород — хорошо ограненных полевых шпатов, кварца, слюд (особенно часто биотита) и акцессорных минералов (пироксенов, амфиболов, граната, циркона и др.). Присутствие палыгорскита, сепиолита и гипса свидетельствует об образовании бентонитов в аридном климате, в бассейнах с повышенным содержанием солей; цеолиты характеризуют щелочную среду образования бентонитов.

Бентониты являются главным образом морскими шельфовыми и реже лагунными и озерными (пресноводными и соленоводными) отложениями. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные, песчано-глинистые и грубообломочные, иногда угленосные, а также карбонатные толщи и различные вулканогенные породы — излившиеся и пирокластические). Форма залегания — прослой, пласты, линзы. Пласты бентонита во вмещающих грубообломочных породах четко обособлены.

Мощность слоев бентонитовых глин колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Протяженность — десятки, сотни километров. Слои бентонитов хорошо выдерживаются по простиранию и могут быть использованы при корреляции разрезов. Фауна и растительные остатки в бентонитах обычно отсутствуют или очень скудные. Встречены единичные раковины радиолярий, фораминифер. Иногда присутствуют следы илоедов.

Цвет разнообразный. Обычно преобладают светлые оттенки зеленого (светло-зеленого до белого), зеленовато-голубого, голубого, серого, зеленовато-серого цвета. Наблюдаются также желтая, розовая, розовато-красная, коричневатая-серая, синяя и пестроцветная окраски.

Структура бентонитов лептопелитовая (иногда с колломорфными выделениями монтмориллонита), алевро- или псаммопелитовая, ре-

ликтовые — пепловая, пемзово-пепловая или туфовая. Иногда присутствуют угловатые обломки вулканических пород. Текстура сплошная, сливная, массивная, тонкослоистая, волокнистая, микролинзовидная, мозаичная, гнездовидная. Отдельность неправильно-кусковая, угловато-обломочная, остроугольно-плитчатая. Излом раковистый, восковидный, шероховатый, гладкий.

В зависимости от состава поглощенных катионов бентониты могут быстро размокать в воде (при преобладании Na^+), давая слизистые, студнеобразные массы, или не размокают (при преобладании Ca^{2+}).

Среди глинистых минералов бентонитов преобладает монтмориллонит, реже присутствуют гидрослюды, смешаннослойные (И—М), хлорит, каолинит, галлуазит, палыгорскит. Бентониты с преобладанием гидрослюды называются К-бентонитами, или метабентонитами, характерными для более древних отложений. По данным Росса и Гендрикса [489], исходным материалом ордовикских К-бентонитов США являлись богатые калием латиты. Шульц и Райт [492] описали бентонит формации Кермел юрского возраста (США), глинистое вещество которого состояло главным образом из каолинита, гидрослюды, смешаннослойного минерала и небольшого количества монтмориллонита (или отсутствия его). Этот бентонит образовался из риолитового пепла с избытком Al .

Аутигенные неглинистые минералы представлены кальцитом, сидеритом, доломитом, гидроокислами железа и марганца, гипсом, глауконитом, пиритом, цеолитами, анатазом и др. Состав комплекса этих минералов определяется условиями водной среды образования бентонитов.

Исходным материалом бентонитов вулканогенного происхождения являются стекла кислого состава (риолиты, трахиты, фонолиты, липарито-дациты), реже среднего (андезиты) и основного состава.

П а л ы г о р с к и т о в ы е г л и н ы являются редким образованием по сравнению с другими минеральными типами глин, но имеют большое практическое значение при проведении геологоразведочных работ в осадочных толщах с засоленными грунтовыми водами, так как дают солеустойчивые буровые растворы.

В СССР в последние годы обнаружены два крупных месторождения палыгорскитовых глин, очень слабо изученных геологически. В УССР открыто Черкасское месторождение. Слой палыгорскитовой глины мощностью 0,5—8,5 м залегает среди морских монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин нижнего — среднего эоцена общей мощностью до 18 м и подстилается полтавскими песками нижнего миоцена и участками известняков. В кровле залегают глины сарматского яруса мощностью до 26 м и иногда известняки мощностью до 3 м. Палыгорскитовая глина имеет светло-коричневый цвет; после высыхания она становится светло-серой, пористой, легкой, быстро распадается на мелкие угловатые куски с шероховатым изломом; по трещинам наблюдаются примазки окислов Mn . Второе месторождение — Ширкентское — обнаружено Н. Я. Дробининой [98] в Таджикской ССР, к северу от г. Регар. Два

продуктивных пласта солеустойчивых глин общей мощностью 4,5 м приурочены к морским исфара-ханабадским слоям палеогена. Широкое распространение палыгорскита в разрезе нижнемеловых и палеогеновых отложений позволяет предполагать возможность обнаружения других месторождений этих глин в Таджикистане.

Глины трения

Морены представляют собой отложения на суше, реже в мелководном море продуктов разрушения и истирания и одновременно слабого химического разложения минералов различных пород (по которым происходило движение льда), слагавших ледниковые долины (горные районы), или осадки морского дна. Ниже рассматриваются только глинистые морены, которые приурочены к районам развития глинистых пород, слагавших ложе надвигавшегося ледника.

Вмещающими породами являются континентальные и морские четвертичные отложения и в подошве более древние осадочные, изверженные и метаморфические породы.

Морены в областях материкового оледенения имеют большое площадное, иногда прерывистое, распространение в зависимости от подстилавшего рельефа и покрывают плащом древние отложения. Последующая эрозия могла привести к возникновению дополнительной прерывистости пласта морены. Маломощные ледники, двигаясь по понижениям рельефа, не дают сплошного покрова, что особенно характерно для горных областей.

Одним из районов развития типичной глинистой морены является северо-запад Русской равнины (например, бассейны рек Ловати, Мсты, Невы и др.), где ледник двигался по нижнекембрийским, девонским, юрским морским межледниковым песчано-глинистым и глинистым толщам.

Протяженность моренных отложений может быть весьма значительной. Морены развиты на водоразделах и их склонах, а также в долинах рек и могут иметь плащеобразное залегание. В толще четвертичных отложений в одном разрезе встречается до шести горизонтов морен. Мощность морен колеблется от 1 до 90 м и более, в зависимости от характера подстилавшего рельефа и длительности оледенения. Морены нередко содержат остатки фауны фораминифер, споры, пыльцу, растительные остатки, переотложенные из осадков и пород, по которым двигался ледник.

Цвет морен разнообразный: серый, сизо-серый, различные оттенки красного и коричневатого-красного (бурого), зеленоватого-серого, желтого, голубовато-серого цвета. Большую роль в окраске морены играли цвет и состав подстилающих пород. Иногда морена черная от включений гумусовых соединений и растительного детрита. Цвет морены может сильно меняться под воздействием выветривания; при этом морена часто буреет или краснеет.

Никакой закономерности в распределении в морене материала по размеру зерна нет. Гранулометрический состав неоднороден как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Присут-

ствуют все размеры частиц, начиная от глинистых фракций и кончая валунами. Значительного количества достигает алевроитовая фракция. Для морен типична диаграмма гранулометрического состава с 2—3 максимумами. Морены представляют собой суглинки, супеси, алевро-псаммопелитовые глины. В глинистых моренах встречаются прослой и линзы песков, супесей, отдельные валуны и нередко отторженцы более древних пород. Иногда встречаются прослой плотных жирных пластичных глин. С. С. Морозов [230] отметил зависимость гранулометрического состава от возраста морены. Рисская морена более глинистая, чем вюрмская.

Морены в основном не слоисты, иногда скрытослоистые. Слоистость грубогоризонтальная, с быстрым переходом к неслоистым разностям. В районах развития многолетних мерзлых толщ в моренах нередко наблюдается массивная криогенная текстура эпигенетического характера. Лед — цемент контактового, пленочного и порового типа. Мощность льда сильно зависит от гранулометрического состава морены. Чем грубее материал, тем меньше мощность льда.

Иногда морены содержат линзы ленточных глин и глинистых песков (супесей), а также прослой глин и песка из подстилавших пород. При этом может возникать чешуйчатая текстура, а в случае нарушения залегания — складчатость или раздробленность морены.

Морские морены отлагаются на дне сравнительно мелководного моря, при выпахивании дна которого ледник захватывает морские осадки, включая их как детрит в морену. Морская морена иногда грубослоистая и содержит прослой глин и песков и в ряде случаев остатки морской фауны и флоры.

Отдельность морен комковато-оскольчатая, комковато-плитчатая, остроугольная; излом кусковый, землистый, песчаный, гиттиевидный. Петрографический и минеральный составы зависят от состава пород, по которым двигался ледник. Валуны представлены обломками изверженных, метаморфических и осадочных пород. В моренах часто встречаются карбонаты, содержание и состав которых в континентальных моренах зависит от состава подстилавших пород, по которым двигался ледник. В морских моренах, кроме того, присутствуют карбонаты аутигенного происхождения.

Глинистые минералы морен главным образом унаследованные — иллит, монтмориллонит, хлорит, вермикулит, каолинит. Образование некоторых глинистых минералов (иллит, хлорит, частично вермикулит) может быть связано с механическим и химическим воздействием на силикатные минералы пород процессов истирания ледником.

4. ОБОБЩЕНИЕ

В табл. 9 сведены перечисленные выше сведения о первичных геологических и литологических особенностях некоторых фациальных типов глин в основном гумидного теплого климата, которые наиболее распространены и в настоящее время более изучены. Для характеристики многих фациальных типов глин холодного, влажного и аридного

Характеристика первичных литологических особен

Условия залегания и петрографические особенности	Континент					
	делюви- альные	аллюви- альные (речные)	пролюви- альные	озерные (пресно- водные)	болотные	озерные (ледни- ковые)
	Фн	Фн	Фн	Фн	Фн	Фн
	склоны долин и подораз- делов	долины рек	конусы выноса у полно- лезий склонов межгорных депрессий и краевых ча- стей долин	проточные водосемы	заболоченные депрессии	проточные водосемы у края ледника
Вмещающие и сопутствующие породы						
брекчия (глибы, комья, обломки)	--- *		---			
галечник — конгломерат	--		---			
гравий-гравелит	---		---			
песок-песчаник	---	Косая слоистость	---	Косая слоистость	---	
алеврит-алевролит	---		---	---	---	
уголь, лигнит, сапропелиты	---		---	---	---	
горючие сланцы	--		-	---	---	
погребенная почва		--		---	---	
торф		--		---	---	
мергель		--		---	---	
известняк	} Слабо развиты			---	---	
доломит				---	---	
фосфориты				---	---	
глауконит		-		---	---	
Ангидриты				---	---	
Сульфатные породы				---	---	
Соляные породы				---	---	
Кремнистые породы				---	---	
Туфогенные породы или материал		--	--	---	---	
Бентониты	-			---	---	
Бокситы				---	---	
Огнеупорные глины				---	---	
Форма залегания				---	---	
пластовая		--		---	---	---
линзовидная	---	---	---	---	---	---
простой		---		---	---	
клиновидная	---		---	---	---	
веерообразная	---		---	---	---	
языковидная	---		---	---	---	
кармановидная		--		---	---	
полосовидная		--		---	---	
плащобразная	---			---	---	
Мощность	Неболь- шая	0,5 — 15 м	До 10 м и больше	Метры, десятки метров и больше	1—10 м и больше	Десятки метров

* Относительная оценка распространенности признаков: — редко; -- обычно; --- час

Условия залегания и петрографические особенности	Континент					
	делювиальные	аллювиальные (речные)	пролювиальные	озерные (пресноводные)	болотные	озерные (ледниковые)
	склоны долин и водоразделов	долины рек	конусы выноса у подножий склонов межгорных депрессий и краевых частей долин	проточные водосмы	заболоченные депрессии	проточные водосмы у края ледника
	Фи					
Протяженность	Небольшая	До 1 км	Десятки — сотни метров и больше	До многих километров	До нескольких километров	
Фауна наземная	—	—		} Нет } Источников } видов		Не характерна —
пресноводная морская		—				
слоноватоводная переотложенная следы илоедов следы ползания и ходов червей следы наземных животных	—			—		
Растительные остатки, споры и пыльца	Редкие, детрит, корни деревьев, кустарников	Иногда много и хорошей сохранности	Единичные, плохой сохранности, главным образом корневых систем	Иногда много и хорошей сохранности	Обилие	Переотложенные
Обломки фюзена				—		
Цвет						
белый		—		—		
серый разных оттенков	—	—	—	—	—	—
черный	—	—	—	—	—	—
серо-желтый	—	—	—	—	—	—
красный	—	—	—	—	—	—
коричневый	—	—	—	—	—	—
зеленый	—	—	—	—	—	—
синий, голубой	—	—	—	—	—	—
пестроцветность	—	—	—	—	—	—
Сортировка обломочного материала глин	Нет или плохая	Плохая	Нет или плохая	Хорошая	Хорошая	

Фациальные типы глин		Переходная зона			Море		
озерные известковых и засоленных озер	такыры и шоры	дельтовые	лагуна опресненных	лагуна с повышенной концентрацией солей	прибрежно-морские	мелководные	умеренно глубоководные
виико-географическая обстановка							
бессточные котловины внутри континента с аридным климатом	мелкие временные водосмы с почти плоским дном в областях аридного климата	прибрежные аллювиальные равнины, периодически затопляемые морем	залив со слабой связью с морем и притоком пресных вод	залив со слабой связью с морем в областях с аридным климатом	побережье моря	открытое море	
Меньше, чем в пресноводных	Сотни метров — немного десятков километров	До многих километров		Небольшая	Большая		
Случайная	—	— — — — — — — — — — — — — — —	Бедность видов — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	Случайная	Бедность видов, много особей	Разнообразная	Однообразная
—	—	Многообилие	Много	Детрит, макро- и микроспоры, пыльца, Сорг	Мало	Мало	
— — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	— — — — — — — — — —	— — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	— — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	— — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	— — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	— — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	— — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — — —
Разная		Средняя	Разная, хорошая	Плохая		Неравномерная	Хорошая

Условия залегания и петрографические особенности	Континент					
	делюви-альные	аллюви-альные (речные)	пролюви-альные	озерные (пресно-водные)	болотные	озерные (леднико-вые)
	склоны долин и водораз-делов	долины рек	конусы выноса у полно-жий склонов межгорных депрессий и краевых ча-стей долин	проточные водосми	заболоченные депрессии	проточные водосми у края ледника
Фи						
Гранулометрический состав и структура						
Смешанная	----	----	----	----	----	----
псаммопелитовая	----	----	----	----	----	----
алевропелитовая	----	----	----	----	----	----
пелитовая	----	----	----	----	----	----
фитопелитовая	----	----	----	----	----	----
коллоидная	----	----	----	----	----	----
однородная (гелевид-ная)	----	----	----	----	----	----
хлопьевидная	----	----	----	----	----	----
оолитовая	----	----	----	----	----	----
струйчатая	----	----	----	----	----	----
волокнистая	----	----	----	----	----	----
чешуйчатая	----	----	----	----	----	----
брекчиевидная (конгло-мератовидная)	----	----	----	----	----	----
Текстура						
сплошная, массивная	----	----	----	----	----	----
беспорядочная	----	----	----	----	----	----
линзовидная	----	----	----	----	----	----
неяснослойная	----	----	----	----	----	----
грубослойная	----	----	----	----	----	----
перистая	----	----	----	----	----	----
горизонтально-слоистая	----	----	----	----	----	----
ленточная	----	----	----	----	----	----
волнистая	----	----	----	----	----	----
пятнистая	----	----	----	----	----	----
пористая	----	----	----	----	----	----
чешуйчатая	----	----	----	----	----	----
сливная	----	----	----	----	----	----
сетчатая	----	----	----	----	----	----
мраморовидная	----	----	----	----	----	----
знаки ряби	----	----	----	----	----	----
следы дождевых капель, града	----	----	----	----	----	----
следы пузырьков газа	----	----	----	----	----	----
следы оползней и оплы-вин	----	----	----	----	----	----
следы взмучивания	----	----	----	----	----	----
многоугольники и тре-щины усыхания	----	----	----	----	----	----
глиноморфозы по кри-сталлам солей	----	----	----	----	----	----
глиняные катуны	----	----	----	----	----	----
угольные шары	----	----	----	----	----	----
криогенная	----	----	----	----	----	----

Условия залегания и петрографические особенности	Континент					
	делюви- альные	аллюви- альные (речные)	пролюви- альные	озерные (пресно- водные)	болотные	озерные (леднико- вые)
	Фи					
	склоны долин и водопаз- делов	долины рек	конусы выноса у подош- жий склонов межгорных депрессий и краевых ча- стей долин	проточные водоемы	заболоченные депрессии	проточные водоемы у края ледника
Отдельность			Грубая			
угловато-кусовая	--	--				
остроугольно-оскольчатая						
комковатая	--	--		---		
плитчатая		--		---		
чешуйчатая				---		
скорлуповатая				---		
эллипсоидальная						
Излом						
гладкий		--		--		
гладкий с вдавленно- стями						
раковистый	--			--		
неровный			--	--		
завозистый						
шероховатый	--	--		---		
зернистый		--	--	---		
землистый						
оскольчатый						
угловатый						

климата пока мало данных. В тексте приведены данные лишь для некоторых из них.

Первичные признаки, которые свойственны глинам определенных фаций и не характерны или отсутствуют в глинах других фаций, немногочисленны. К ним прежде всего следует отнести данные об: 1) условиях залегания глин среди заведомо известных континентальных, лагунных, морских и других отложений; 2) литологических особенностях вмещающих пород; 3) комплексах фаунистических и флористических остатков, которые нередко при хорошей сохранности служат решающим критерием при определении фациального типа глинистых пород.

Далее следует отметить некоторые особенности глин следующих фациальных типов.

Среди морских отложений образуются бентонитовые, опоковидные, фосфоритоносные и глауконитовые глины.

Речные, озерные, прибрежно-морские глины часто залегают среди песчаников и песков с определенным типом косой слоистости.

Таблица 10

Фациальные типы глин и их промышленное использование

Условия образования	Состав глинистого вещества *	Свойства				Промышленный тип
		Л	Т	О	А	
Элювиальные	Каолины первичные Г, М, Х			+		Каолиновая, фарфоровая промышленность Строительные » »
Делювиальные	Г, К, М	+				
Аллювиальные	Г, К, М	+				
Озерные	Г, К (каолины вторичные)	+	+	+		
Лагунные: пресноводные	Г, К		+	+		»
засоленные	Г, М, П, С, К, Х					»
Морские	Г, М, К, П, Х	+	+		+	Строительные, адсорбционные, цементные, клинкерные, кирпично-черепичные
Вулканогенно-осадочные	М, Г, Х, К	+			+	Бентониты, отбеливающие, фулькеровы земли)
Морены	Г, К, Х, М	+				Строительные
Покровные глины	су- Г, К, М	+	+			Строительные, гончарные, кирпично-черепичные
Лёсы	Г, М, К, Х	+				Строительные, кирпично-черепичные

* Г — гидрослюда, К — каолинит, М — монтмориллонит, П — палгорскит, С — септолит, Х — хлорит; глины: Л — легкоплавкие, Т — тугоплавкие, О — огнеупорные, А — адсорбционные (бентониты).

Многие признаки повторяются в разных фациальных типах глин и сами по себе не являются руководящими при определении условий их образования.

Фациальный анализ требует учета целого комплекса наблюдений над особенностями осадочных пород и их сочетаниями друг с другом

в разрезе и на площади развития осадочных толщ. Детали петрографических и минералогических особенностей глин дополняют полученные первые соображения о генезисе их и вмещающих пород. При этом для глин характерен комплекс породообразующих глинистых минералов, определяющих их сущность. В табл. 10 приведены свойства глин различных фациальных типов и их промышленное использование.

5. КРАТКИЙ ОБЗОР МЕТОДОВ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В табл. 6 перечислены 18 групп признаков осадочных пород (в том числе глинистых), которые характеризуют 11 фациальных элементов, определяющих обстановку отложения (фазию), и 7 элементов, дающих представление о физико-географических и геологических особенностях области сноса.

В табл. 11 перечислены элементы обстановки отложения и знаком «+» отмечены те группы методов изучения осадочных пород, с помощью которых может быть получен фактический материал для характеристики особенностей фациальных элементов.

Методы изучения осадочных пород объединены в следующие группы: геологическую, литологическую, палеонтологическую, палеоботаническую (геохимические методы нами пока не рассматриваются). Эти методы используются и при характеристике особенностей области сноса (см. табл. 6). Большая часть методов подробно описана в учебниках геологии, литологии, петрографии, руководствах и монографиях [222, 223, 236, 282, 297, 304, 341].

В книге «Методы изучения осадочных пород» [223] подробно рассмотрены методы полевых наблюдений и лабораторных исследований различных геологических, литологических, палеонтологических, геохимических и других особенностей осадочных пород. Л. Н. Ботвинкиной в этой же книге охарактеризованы основные принципы методики фациального анализа и один из существенных методов этого анализа — циклический.

Циклический анализ приобретает все большее значение при установлении закономерностей ритмично построенных толщ различного генезиса. Он является в настоящее время и одним из ведущих методов стратиграфического расчленения и используется, кроме того, при корреляции палеонтологически слабо охарактеризованных или немых толщ.

Циклическое строение осадочных толщ не всегда проявляется достаточно отчетливо. Н. М. Страхов [304] указывает, что характер и генезис циклического повторения (периодичности) пород в вертикальном разрезе различен у формаций разного фациального типа.

В формациях гумидных равнин ритмично построенные комплексы пород редки и по простиранию не выдерживаются. Единой для форма-

Методы литолого-фациального анали

Методы изучения	Элемен			
	Среда отложения — фашиа	Динамика водной среды	Скорость и направленные течений	Размыв в период седиментации
Геологические				
Состав пород разреза	+	+	+	+
Мощности				
Условия залегания (контакты, поверхность наслоения и др.)				
Площадное распространение				
Смена пород в пространстве и во времени				
Тектоника, перерывы в осадконакоплении				
Литологические				
а) Петрографические				
Цвет	+	+	+	+
Отдельность				
Излом				
Сортировка материала	+	+		
Структуры	+	+		
Гравулометрический состав	+	+	+	+
Текстуры пород		+		+
Конгломератовидный облик глин и других пород, гальки, окатыши глин				+
Глинистость пород		+		
б) Минералогические				
Глинистые минералы	+		+	
Минералы тяжелых и легких фракций пород	+		+	
Хемогенные минералы	+			
Хемогенные породы	+			
Конкреции	+			
Палеонтологические				
Остатки фауны	+	+	+	
Палеоботанические				
Остатки флоры	+	+		
Циклический анализ	+			

за осадочных пород, в том числе глин

ты, характеризующие обстановку отложений

Глубина отложения	Рельеф дна водоема	Физико-химические условия среды отложения	Скорость осадко-накопления	Землетрясения	Периодичность осадко-накопления	Вулканическая деятельность
+	+	+	+	+	+	+
+	+	+	+	+	+	+
+				+		
+						
		+			+	+
		+			+	+
		+				
+	+	+				
+	+	+			+	

ции цикличности, связанной с тектоническим режимом, нет: она нарушается многочисленными локальными внутриформационными размытиями. В формациях континентальных предгорных низин также нет цикличности, прослеживаемой по всей площади развития осадочной толщи; наблюдаются только мелкие локальные ритмы экзогенного происхождения.

Формации межгорных котловин платформенных и геосинклинальных областей характеризуются более отчетливо выраженной периодичностью, особенно в котловинах удлиненной формы. Цикличность связана с тектоническими движениями области осадконакопления.

Параллические формации имеют наиболее отчетливо развитое (классическое) циклическое строение, определяемое сменой в пределах циклов аллювиальных отложений озерно-болотными, затем болотными, лагунными и морскими фациями (песчаные, алевритовые, глинистые, углистые и карбонатные породы). Каждый цикл прослеживается по всей площади развития формации. Причиной цикличности являются тектонические движения.

В морских формациях цикличность развита слабее и различно: в геосинклинальных формациях — только в краевых частях их, затухая к центру, а в мелководных морских — по всей площади распространения формации.

Наиболее развитым, как уже сказано, является циклическое строение параллических формаций. Это явилось причиной развития и широкого использования циклического анализа при изучении угленосных толщ параллических и других бассейнов.

Изучению цикличности осадочных толщ посвящено такое количество работ и монографий, что дать полноценную сводку результатов исследований в настоящее время не специалисту в этой области весьма трудно. В книге и не ставилась эта задача. Поэтому мы ограничиваемся лишь постановкой вопроса о значимости этого метода при изучении глинистых пород.

Циклический анализ заключается в установлении закономерностей строения осадочных отложений на основе смены в разрезе и на площади пород разного состава и условий образования. Глинистые породы (глины и аргиллиты) — активный компонент циклов; они приурочиваются как к трансгрессивной, так и регрессивной частям циклов. В формациях (например, угленосных) различного происхождения распространены разные типы глин в зависимости от их положений в разрезе разных циклов. Так, например, в Боровичско-Любытинском районе [49, 54, 509] в угленосной толще нижнего карбона (северо-западное крыло Подмосковного угленосного бассейна) в I цикле развит особый тип озерных каолинистых глин, обладающих значительной мощностью, распространенностью и имеющих промышленное значение как огнеупорное сырье для шамота. В различных участках приморской равнины, где формировались осадки угленосной толщи, возникали глины разного состава: в повышенных участках рельефа — наиболее чистые белые каолинистые сухарные глины; в участках, периодически заливавшихся морем, — полусухарные светло-серые

каолинистые глины, в теле которых иногда встречаются следы вторжений моря — крупные линзы каолинистого мергеля, пронизанные ризоидами стигмарий *in situ*. Состав воды бассейнов, где формировались глины, определил процессы их изменений при диагенезе. Для сухарных более пресноводных глин характерны малое количество растительных остатков и большое количество пирита, для полусухарных — обилие растительных остатков и сидерита (см. гл. VIII).

Во II цикле угленосной толщи этого же района развит второй горизонт огнеупорных темно-серых и черных каолинистых глин, но уже с другими свойствами. Глины эти пластичны, содержат большое количество тонкодисперсного органического вещества и используются в производстве шамотных изделий как связующая добавка. Эти глины возникли в пониженных заболоченных водоемах приморской равнины, имеют меньшую мощность и протяженность пластов. Приуроченность разных фациальных типов огнеупорных глин к определенным участкам разных циклов позволяет уверенно направлять разведку и разработку месторождений с целью получения сырья для производства огнеупоров определенного качества.

В типичных параллельных угленосных формациях распространены особые типы каолинистых глин, почти не содержащих примеси обломочного материала и являющихся аутигенным образованием в болотных водоемах. Они возникли из кремнеглиноземных растворов продуктов разложения силикатных минералов органическими кислотами и растительных остатков. Некоторые исследователи считают эти глины преобразованным в болотах пепловым материалом. В разных угленосных бассейнах эти глины носят разные названия — кремневки, тонштейны, флинтклеи. Их аутигенное происхождение отчетливо устанавливается при изучении шлифов. Подробные описания тонштейнов Саарского бассейна даны Шюллер [491], Гютхорль и др. [418].

Влияние условий формирования глинистых осадков в разные стадии развития циклов на диагенетические изменения их описаны А. А. Ныrkовым и А. Г. Кобилевым [241]. Эти авторы на основании циклического анализа угленосных районов Донбасса выделили 6 групп глинистых пород, возникших в разных физико-химических условиях при формировании циклов, что вызвало различия в составе диагенетических новообразований.

Петрографические и минералогические особенности разных генетических типов глин циклически построенных формаций и их приуроченность к разным участкам циклов используются при фациальном анализе, стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов на площади развития формаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При фаціальном анализе осадочных толщ необходимо знать геологические особенности каждой породы и ее взаимоотношения с другими типами пород исследуемых отложений во времени и пространстве. Особенности глинистых пород до сих пор недостаточно используются при определении условий образования осадочных толщ, так как они изучены меньше, чем другие породы, в силу того, что слагающие их глинистые минералы — главный породообразующий элемент — труднодоступны для исследования, и нередко требуется комплекс методов для их распознавания. Кроме того, недостаточно учитываются многие фаціальныe признаки глин.

Однако за последние годы в изучении глин в различных направлениях достигнуты большие успехи, и в настоящее время возможно подведение итогов в отношении перспектив более полноценного использования их литологических особенностей при фаціальном анализе осадочных толщ. С этой целью в предлагаемом читателю методическом пособии коллективом авторов под руководством М. Ф. Викуловой систематизирован и обобщен литературный материал и данные их личных исследований по характеристике главных особенностей глинистых пород разных фаціальныx типов.

В гл. I М. Ф. Викуловой охарактеризованы современные представления о глинистых породах, закономерностях формирования глинистого вещества осадочных пород и о направлениях исследований глин и глинистых минералов в геологии.

Гл. II—VIII содержат характеристику некоторых первичных литологических особенностей глинистых пород: глинистых минералов, микроструктур и текстур пород, кластогенных и аутигенных неглинистых минералов, конкреций, малых элементов и фаунистических остатков. Другие первичные признаки глинистых пород — гранулометрический и химический состав, ряд геохимических особенностей, растительные остатки, органическое вещество, являющиеся также характерными показателями глинистых пород разных фацій, в настоящей работе не рассматриваются. Также отсутствуют данные о направленности процессов формирования глинистых пород при диагенезе и вторичных изменений их при ката-, метагенезе и выветривании в разных тектонических регионах и климатических условиях.

Недостающие для полного представления о глинистых породах разделы являются предметом рассмотрения в дальнейшей работе.

В гл. II М. Ф. Викуловой дана характеристика главного первичного признака глинистых пород — глинистых минералов, являющихся слоистыми Al-, Mg-, Fe-силикатами, с двух- или трехслойной кристаллической решеткой и реже ленточнослоистыми. Эти минералы имеют преимущественно размеры $< 0,001$ мм в диаметре и редко достигают 0,1 мм и больше. Никакие другие минералы такого (< 1 мк) размера, полученные дроблением, не могут создать глины. Это будут тонкодисперсные пыли и порошки, лишенные связности. Поведение и свойства глин определяются в основном слоистой структурой и пластинчатым габитусом глинистых минералов. В глинах этих минералов должно быть не меньше 30% (размером $< 0,001$ мм) и не меньше 50% частиц $< 0,01$ мм, в которых могут присутствовать и неглинистые минералы. По степени уплотнения среди глинистых пород различают глины, уплотненные глины, аргиллиты, глинистые сланцы (гл. I).

Глинистое вещество осадочных пород возникает в почвах, корах выветривания и разных водоемах как химический осадок из продуктов растворения неустойчивых в данной среде слоистых и других силикатов. Основная масса глинистых минералов осадочных пород, в том числе глин, имеет кластогенное происхождение, так как являются механически перемещенными в результате эрозии континента обломками глинистых минералов почв, кор выветривания и ранее образовавшихся осадочных пород. По пути переноса эти обломки (чешуйки) глинистых минералов могут изменяться и, таким образом, при осаждении в новой обстановке уже не будут являться только терригенными компонентами осадков будущих пород как, например, обломки (зерна) кварца, граната и других неслоистых твердых по сравнению с глинистыми минералов. Состав, структурные особенности, толщина, размеры глинистых чешуек будут иными, чем в области сноса.

Во время переноса благодаря слоистой структуре и малой толщине пластинок-чешуек глинистых минералов, наличию оборванных связей по периферии индивидов, способности к обмену катионами с окружающей водной средой, столкновениями минералов друг с другом происходят механические и химические процессы изменения глинистых минералов. К ним относятся разрушение, раздробление минералов, деградация (выщелачивание, частичное растворение), уменьшение размеров глинистых минералов, особенно в пресных водах, и аградация — адсорбция химических элементов, восстановление прежней структуры деградированных минералов и другие процессы (см. рис. 4) в щелочной среде озер, заливов, лагун и морей. В этих же условиях и в корах выветривания происходит синтез глинистых минералов.

Главными продуктами адсорбции являются смешаннослойные виды глинистых минералов — первые явные свидетели процессов изменения глинистых минералов в зависимости от изменения среды их существования. В табл. 3 показана распространенность процессов

формирования глинистых минералов в разных фациальных типах глин.

Глинистое вещество присутствует всюду, даже в таких хемогенных осадках, как соли, карбонаты. Но в хемогенных породах его мало, иногда только следы. Оно складывается глинистыми минералами кластогенного происхождения, эоловой пыли, химически осажденными глинистыми минералами и продуктами изменения вулканических пеплов. Поэтому в осадочных формациях, сложенных главным образом хемогенными породами, глин мало или они отсутствуют, глинистое вещество обычно распределено в рассеянной форме и глинистые минералы часто имеют аутигенное происхождение.

При формировании ассоциаций глинистых минералов осадочных пород большое влияние оказывает климат. Для гумидных и аридных областей набор (ассоциации) глинистых минералов кластогенных и аутигенных глинистых пород будет разным (сравните, например, характеристику глин озерных и лагунных фаций в гл. VIII).

Кроме того, на состав глинистого вещества осадочных пород оказывает воздействие рельеф области сноса и седиментации, определяемый тектоническими движениями. В горных и равнинных областях в конечных водоемах стока при равенстве других условий (климат, состав пород области сноса и пр.) комплексы глинистых минералов одинаковых фаций будут различны как по набору видов минералов, так и по их количественным соотношениям. Однако, если использовать только видовые определения глинистых минералов (К, Г, М, Х, П, См-сл), как это еще практикуется многими геологами, то сочетания этих минералов будут ограничены (особенно если отсутствует количественный минералогический анализ) и недостаточны, для характеристики условий образования вмещающих их пород.

Это и привело к широкому распространению в литературе неправильного представления об исключительно терригенном происхождении глинистых минералов осадочных пород. В действительности же в природе существуют ряды разновидностей глинистых минералов разных групп, связанные с различиями условий образования и существования содержащих их осадочных пород (см. гл. II). В настоящее время сделаны только первые шаги в их познании, и в ближайшие годы этот вопрос, несомненно, получит более широкое освещение. 15—20 лет назад многие исследователи считали, что вряд ли скоро станет возможным количественный минералогический анализ глинистых минералов в осадочных породах, а в настоящее время этот метод стал доступным уже широкому кругу исследователей. Следует думать, что в отношении познания структурных особенностей разновидностей глинистых минералов разных групп в ближайшее время будут достигнуты большие успехи.

Каждое новое открытие, идея, изобретение дают толчок для фантазии, необычайных проектов, которые в научно-популярных журналах публикуются под рубрикой «Окно в будущее» [262]. Таким «окном в будущее» в области исследования глин является возможность установления разновидностей глинистых минералов разных групп,

возникающих в разных условиях, и их количественный минералогический анализ. На этом пути большое значение будут иметь разработка и использование как известных, так и новых методов исследования глинистых минералов — рентгенографии, электронографии (особенно микродифракции), инфракрасной спектроскопии, электронной микроскопии, ультразвука, геохимических, физико-химических и других, а также изучение влияния органического вещества и биологической активности организмов на образование глинистых минералов [474].

Помимо изучения глинистых минералов при установлении условий образования глинистых пород большое значение имеет изучение их микроструктур и текстур, а также кластогенных и аутигенных неглинистых минералов в шлифах и с помощью иммерсионного минералогического анализа. Эти особенности глинистых пород широко известны и рассмотрены М. Ф. Викуловой с участием Г. В. Куликовой (гл. III), Н. Я. Тихомировой (гл. IV) и А. В. Македонова (гл. V).

Новым в данной работе является: 1) сводная табл. 3, в которой дана характеристика ассоциаций глинистых и неглинистых минералов различных фациальных типов глинистых пород, и 2) освещение Н. Я. Тихомировой вопроса о применении детального минералогического анализа при изучении кластогенных и аутигенных неглинистых минералов тяжелых и легких фракций глинистых пород для уточнения стратиграфического расчленения и корреляции разрезов, палеогеографических реконструкций и фациального анализа осадочных толщ. Одновременно показана возможность более объективного суждения о количественном содержании минералов с помощью методов корреляционного анализа (гл. IV).

Большой интерес представляет характеристика новообразований неглинистых минералов в форме конкреций (гл. III и V). А. В. Македоновым описаны типы, формы конкреций, их классификация и распределение в различных фациальных типах глин. В табл. 5, помимо конкреций, рассмотрены также аутигенные неглинистые минералы глинистых пород, обнаруживаемые в породах в полевых условиях и при изучении шлифов и описанные в гл. III и VIII. Табл. 5, составленная М. Ф. Викуловой и Н. Н. Земовой, отражает наличие большого количества новообразований неглинистых минералов в глинистых породах разных фациальных типов, что является очень важной особенностью глинистых пород, которая в будущем, несомненно, будет широко использована при изучении осадочных толщ. В настоящее время, однако, четкие критерии для различения глинистых пород разных условий образования по этому признаку еще не разработаны. Просмотр таблиц показывает, что одни и те же виды неглинистых минералов и их ассоциаций в виде конкреций встречаются в разных фациальных типах (например, пирит, окислы железа, карбонаты и др.). Задачей будущих исследований является установление различий видов неглинистых аутигенных минералов и их ассоциаций в глинистых породах разных фаций. Возможность этого рассмотрена, например, для галенита и пирита разных условий образования [280].

В гл. VI Ю. К. Бурковым показано значение исследований малых элементов глинистых пород, являющихся ведущим геохимическим показателем обстановки осадконакопления. Установление рядов подвижности и ассоциаций малых элементов в глинистых породах и уточнение их количественной характеристики с помощью корреляционного статистического анализа имеют существенное значение при фаціальном анализе глинистых отложений.

В гл. VII А. И. Осиповой дана в обобщенном виде характеристика фаунистических особенностей глинистых пород, являющихся одним из главных критериев при стратиграфическом, фаціальном, палеогеографическом анализе и определении возраста глинистых отложений. Этот раздел построен несколько иначе от других. Вначале приведены сведения о физико-химических особенностях среды обитания в современных глинистых илах, об их влиянии на развитие населения глинистых илов и о возможностях установления остатков организмов, живших в данной среде и принесенных. Далее на примерах рассмотрения фаунистических и в ряде случаев флористических остатков глинистых отложений неогенового и карбонового возраста нескольких районов СССР показана возможность восстановления условий их образования: глубины отложения, степени солености и температуры воды бассейнов, удаленности от берега, палеоэкологических и климатических особенностей и др.

Автор указывает на необходимость при анализе фаунистических остатков древних глинистых отложений использовать данные об образе жизни и условиях существования современных родственных форм и особенно данные о родовых комплексах, обитавших в определенных температурных условиях среды, а также учитывать отсутствие или малочисленность представителей некоторых групп животных в данных отложениях и выяснять причины отсутствия бентоса. Особенно подчеркивается необходимость комплексного анализа биотических и абиотических условий среды обитания организмов.

Гл. VIII (М. Ф. Викулова с участием Н. Н. Земовой) содержит краткий обзор первичных литологических особенностей фаціальных типов водноосадочных глин. В табл. 6 суммированы общие сведения об особенностях (признаках) осадочных пород (в том числе глинистых): геологических, физических, петрографических, минералогических, геохимических, фаунистических и флористических. Эта таблица является справочной, так как в ней перечислены все главнейшие признаки осадочных пород, и может быть руководящей при рассмотрении вопросов, связанных с фаціальным анализом всех осадочных пород.

Полевые наблюдения дают фактический материал, характеризующий особенности глинистых пород, необходимые для решения основных задач фаціального анализа — восстановления обстановки отложения (фации) и области сноса, поставившей материал для образования осадочной толщи. Полевые общегеологические и литологические (включая остатки фауны и флоры) наблюдения — самый главный этап установления первичных фаціальных особенностей

глинистых пород. Детальные камеральные петрографические, минералогические и другие исследования дополняют первоначальное суждение об условиях образования глинистых пород.

Классификация (табл. 7) фациальных типов глинистых пород дана М. Ф. Викуловой в соответствии с общепринятыми подразделениями суши и моря на физико-географические обстановки. Характеристика фациальных типов глин приведена в сжатой форме по одной схеме с учетом главнейших первичных литологических особенностей их. В табл. 8 показано распространение особых фациальных типов глин разного состава.

Данные о первичных геологических и литологических особенностях фациальных типов глин сведены М. Ф. Викуловой в табл. 9. Большинство признаков является общим для глин разных фаций. И только комплекс различных наблюдений над сочетаниями и изменчивостью признаков глинистых и других пород в разрезе и на площади, а также детальная характеристика самих признаков обеспечивают более обоснованные и приближающиеся к достоверным заключения об условиях образования осадочных толщ и слагающих их отдельных типов пород.

В конце гл. VIII М. Ф. Викуловой приведены краткие сведения о методах литолого-фациального анализа осадочных пород (табл. 11), при этом подчеркивается, что основой при изучении разрезов осадочных толщ является фациально-циклический анализ, методы которого широко освещены в литературе.

В заключении (табл. 12) суммированы данные о значении (+) исследований состава и других отличительных особенностей глинистых пород, описанных в гл. II—VIII, при изучении осадочных толщ с разных точек зрения.

Рассмотрение табл. 12 показывает, что данные о первичных литологических особенностях глинистых пород могут быть использованы при решении целого ряда геологических вопросов фациального анализа, палеогеографических реконструкций, корреляции, фациально-циклического анализа и других. Как и следовало ожидать, помимо общегеологических данных (табл. 12, п. 1, 2, 3) минералогические особенности глинистых пород — глинистые минералы (главный породообразующий элемент), неглинистые аутигенные и кластогенные минералы и конкреции имеют наибольшее геологическое значение. Отсюда следует, что эти признаки вещественного состава глинистых пород должны изучаться с особым вниманием.

Большое значение в дальнейших работах будут иметь установление различий условий образования глинистых пород по ассоциациям глинистых минералов, с учетом структурных особенностей разновидностей и количественного содержания их, а также выяснение характера эволюции процессов глинообразования во времени. Это возможно благодаря разработанным методам изучения глинистого вещества глин и других пород.

Обзор ряда ведущих литологических особенностей глинистых пород разных фациальных типов, рассмотренных в книге, далеко

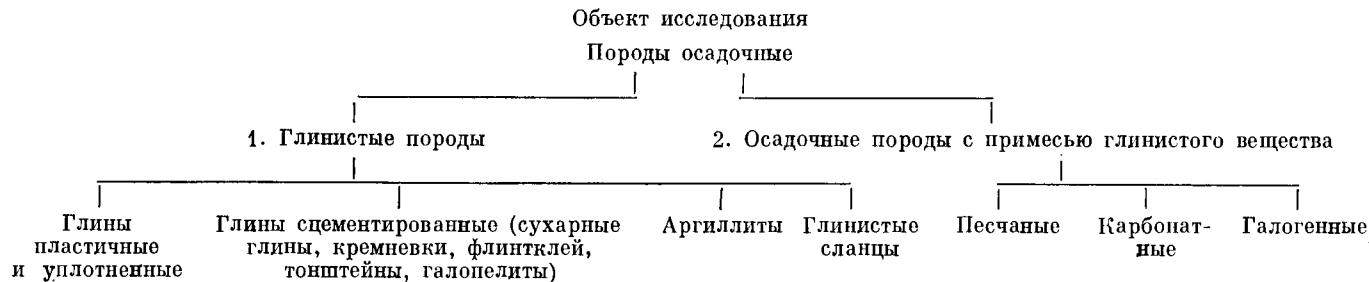
Значение исследований первичных литологиче

Объект исследования	Фациальный анализ					Состав пород
	Условия отложения глинистых осадков		Процессы изменения глинистых осадков и пород			
	Обстановка отложения — фа-ция	Седиментогенез	Диагенез	Катагенез	Метагенез	
1. Условия залегания (гл. VIII, табл. 6, пр. 5, 6, 7)	+					
2. Макролитологические особенности (гл. VIII, табл. 6, пр. 6, 8, 9, 12, 11, 13, 15)	+					
3. Микропетрографические особенности (гл. III)	+					
4. Глинистые минералы:						
а) ассоциации;	+	+	+	+		
б) структурные особенности видов глинистых минералов;	+	+				
в) распределение в разрезе;						
г) распределение на площади;	+					
д) эволюция во времени (гл. II, табл. 2)						
5. Неглинистые минералы:						
а) кластогенные;	+					
б) аутигенные (гл. IV)	+	+	+	+	+	+
6. Конкреции (гл. V, табл. 5)	+	+				
7. Малые элементы (гл. VI)	+					
8. Фаунистические остатки (гл. VII, табл. 6, пр. 16)	+	+				

ских особенностей глинистых пород в геологии

Палеогеографический анализ				Общие геологические вопросы			
Область сноса			Климат и тип выветривания в области сноса	Расчленение разрезов, корреляция и уточнение стратиграфических подразделений	Границы циклов осадочных толщ	Формационный анализ	Тектонический режим
Рельеф	Направление переноса терригенного материала	Дальность переноса терригенного материала					
+	+			+	+		+
+			+				
+	+	+	+	+	+	+	+
+	+	+	+	+	+	+	+
			+	+	+	+	
			+	+	+	+	
			+	+	+	+	
			+	+	+	+	
			+	+	+	+	
							+

Определение состава глинистого вещества глинистых и других пород



Этапы исследования

1. Изучение шлифов (с выделением новообразований глинистых минералов) и пришлифовок.
2. Отбор образцов для лабораторных исследований (с учетом данных метода красителей) и удаление карбонатов в карбонатных глинах, песчаных и др.
3. Размачивание глин в дистиллированной воде с растиранием резиновым пальцем или пестиком (аргиллитов) всех не размокших в воде в течение суток кусочков породы. Предварительное удаление карбонатов в карбонатных глинах, известковистых песчаниках и карбонатных породах (обработкой 2—5% HCl в течение суток); удаление солей из галопелитов (растворением в воде).
4. Выделение отмучиванием суспензий фракции $< 0,001$ мм и сбор высушенных фракций $< 0,001$ мм из суспензий некарбонатных глин, аргиллитов, песчаных пород и из нерастворимого остатка карбонатных, карбонатно-глинистых, галогенных и др. пород.
5. Приготовление пленок фракции $< 0,001$ мм на стекле размером $2,5 \times 2,5$ см.
6. Рентгеновский анализ фракций $< 0,001$ мм: дифрактограмма (качественный и количественный анализ), порошковая диаграмма единичных образцов для уточнения структурных особенностей глинистых минералов; рентген пришлифованных поверхностей глин.
7. Электронная микроскопия фракций $< 0,001$ мм и реплик типовых образцов глинистых пород.
8. Электрографический анализ фракций $< 0,001$ мм типовых образцов глинистых пород в дополнение к рентгеновскому анализу и специальные исследования структур глинистых минералов.
9. Термический анализ } фракции $< 0,001$ мм в случае необходимости уточнения состава глинистого вещества
10. Химический анализ } исследуемых образцов пород или всей породы типовых образцов глин при детальном исследовании.
11. Инфракрасноспектральный анализ единичных образцов мономинеральных глинистых пород или их фракций $< 0,001$ мм при детальном исследовании.

не исчерпывает возможностей использования всех первичных литологических признаков при фациальном анализе осадочных толщ, и в данном исследовании некоторые из них, а также вторичные изменения глинистых пород после их образования не могли быть охарактеризованы.

Приведенные сведения о глинистых породах тем не менее показывают, что литологическое исследование глинистых пород дает благодарный материал для геологических исканий в любом направлении познания закономерностей формирования осадочных толщ. Особенно больших сдвигов следует ожидать в будущем при изучении фаций и формаций осадочных пород.

Авторы будут удовлетворены, если исследователи, особенно молодые геологи, при изучении осадочных толщ будут обращать необходимое внимание на изучение особенностей внешнего облика, внутреннего строения, условий залегания и других признаков глинистых пород в поле с тем, чтобы в дальнейшем уточнить наблюдаемые закономерности их строения и положения в пространстве в камеральных условиях с помощью микроскопических и других исследований (табл. 13), методика которых описана в ряде руководств и книг. Из новых приемов можно рекомендовать два простых и легко осуществимых метода определения ассоциаций видовых представителей глинистых минералов (или преобладающего состава глинистых фракций пород) — метод красителей [222, 350, 351] и рентгенографический анализ пришлифованных поверхностей напластования, скольжения и сланцеватости глинистых пород [51]. Эти методы открывают большие перспективы в быстром установлении общей картины изменчивости в пространстве глинистого вещества осадочных толщ и слабо метаморфизованных глинистых пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдусин П. П. Глинистые осадочные породы. М., 1953.
2. Айнемер А. И. Об ископаемых такыровидных образованиях. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, вып. 2, 1961.
3. Алиев А. Г. Ассоциации обломочных материалов мезокайнозойских отложений нефтеносных областей Азербайджана. — В кн.: 10 лет Академии наук АзССР. Баку, 1957.
4. Алиев А. Г., Даидбекова Э. А., Ибрагимова Б. М. Включения и морфологические особенности дистена в третичных отложениях Азербайджана. — ДАН АзССР, 1952, № 7.
5. Андрусов Н. И. Южнорусские неогеновые отложения. — Избр. труды, т. 1. М., 1961.
6. Аральская свита и проблема границы между палеогеном и неогеном в Западном Казахстане. — «Советская геология», 1967. № 3. Авт.: В. А. Бронева, С. Г. Жилин, Л. Г. Кирюхин, Р. Л. Мерклин.
7. Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. — Сер. ред. журн. «Нефт. хоз.», 1927.
8. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., 1956. Авт.: Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев и др.
9. Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. I. Обломочные и глинистые породы. М., 1962.
10. Аутигенные минералы в угленосных отложениях Окрибы (Западная Грузия). — В кн.: Вопр. минералогии осад. образований, кн. 3 и 4. Львов, 1956.
11. Афанасьев А. П. Глинистые минералы четвертичных отложений некоторых районов Кольского полуострова. — В кн.: Четверт. отлож. и грунт. воды Кольск. п-ова. М.—Л., 1964.
12. Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к пей месторождений вермикулита. М.—Л., 1966.
13. Бабаев А. Г. О новообразованиях рутила в меловых отложениях Средней Азии. — ДАН СССР, 1957, т. 113, № 2.
14. Балашова М. Н., Сальдау Э. П. Научная сессия Федоровского института Всесоюзного минералогического общества. — ЗВМО, 1963, ч. 92, вып. 2.
15. Бедчер А. З. Электрическая анизотропия глин и ее геологическое значение. — Геол. сб., вып. 10, 1962. (Тр. Краснодар. фил. ВНИИ).
16. Беккер Ю. Р. Терригенно-минералогические провинции чусовских отложений девона Южного Урала. — ДАН СССР, 1960, т. 133, № 6.
17. Беккер Ю. Р. О теоретическом и практическом значении карт терригенно-минералогических провинций. — В кн.: Палеогеография Урала. Свердловск, 1965.
18. Беккер-Мигдисова Е. Э. Третичные равнокрылые Ставрополя. — Тр. ПИН АН СССР, 1964, т. 104.

19. Беккер - Мигдисова Е. Э. Третичные энтомофауны СССР, их изученность и перспективы дальнейших исследований. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезоз. и палеоген-неоген. континент. отлож. азиат. части СССР. Л., 1967.
20. Белъская Т. Н. Позднедевонское море Кузнецкой котловины, история его развития, население и осадки. — Тр. ПИН АН СССР, 1960, т. 82.
21. Берг Л. С. Климат и жизнь. М., 1947.
22. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., 1961.
23. Бетехтина О. А., Горелова С. Г. Палеоэкологическое районирование Кузнецкого бассейна. — «Палеонтол. журн.», 1965, № 1.
24. Богданова З. А., Журавлев В. Ф. О возможности применения глин вторичного накопления Подмосковского бассейна в качестве адсорбентов. — «Геохимия», 1937, № 1. (Мат-лы ЦНИГРИ).
25. Боголецов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. — В кн.: Стратиграфия и основы формационного расчленения. М., 1961.
26. Бойцова Е. П., Панова Л. А. Комплекс спор и пыльцы из континентальных отложений палеогена и неогена Западно-Сибирской низменности и Казахстана. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезоз. и палеоген-неоген. континент. отлож. азиат. части СССР. Л., 1967.
27. Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза. — Тр. XXIII сес. МГК. Докл. сов. геол. М., 1967.
28. Боровко Н. Г. Галлуазит из третичных отложений Башкирии. — ЗВМО, 1960, ч. 89, вып. 3.
29. Бруевич С. В. Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков Баренцева и Карского морей. — ДАН СССР, 1938, т. 19, № 8.
30. Брунс Е. П. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи $S_{1n}^{рп}$ Ленинградской области. — Тр. Ленингр. геол. упр., сб. № 3, 1939.
31. Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. — В кн.: Литол. сб. № 1. М.—Л., 1948.
32. Бугрова Э. М., Саперсон Э. И. Основные особенности распределения комплексов эоценовых фораминифер на территории Туркмении. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, 1964.
33. Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза. — В кн.: Физ. и хим. процессы и фации. М., 1968.
34. Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах. — Изв. АН СССР, 1939, № 5, сер. геол.
35. Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена. — ДАН СССР, 1950, нов. сер., т. 73, № 6.
36. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Тр. ГИН АН СССР, 1954, вып. 156, сер. геол., № 67.
37. Вальтер А. А., Гурова Е. П. Диккит из флюоритизированных песчаников Приднестровья. — «Геология и разведка», 1968, № 12.
38. Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Ритмичность флишевых отложений и использование ее в практике геологических исследований. — «Азерб. нефт. хоз-во», 1938, № 5.
39. Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефти. — Тр. ВНИГНИ, вып. VI, 1966.
40. Верзилин Н. Н. Стратиграфия, литология и условия образования меловых отложений Северной Ферганы. — Автореф. канд. дис., 1963.
41. Вихулова М. Ф. Изученность Подмосковского бассейна как сырьевой базы для огнеупорной промышленности. — «Разведка недр», 1937, № 1.
42. Вихулова М. Ф. Определение. Минералого-петрографическая и физико-химическая характеристика. — В кн.: Неметал. полез. ископ. СССР, № 4, М.—Л., 1941.
43. Вихулова М. Ф. Типы месторождений огнеупорных глин. — В кн.: Неметал. полез. ископ. СССР, № 4. М.—Л., 1941.

44. В и к у л о в а М. Ф. Текстуры и структуры глинистых пород. — В кн.: Структуры горных пород, т. 2. М.—Л., 1948.

45. В и к у л о в а М. Ф. Исследование минералогического состава глин электронным микроскопом. — «Советская геология», 1949, № 39.

46. В и к у л о в а М. Ф. Электронномикроскопическое исследование глин. М., 1952.

47. В и к у л о в а М. Ф. Современное состояние и пути развития методики минералогического изучения глин. — В кн.: Вопр. минералогии осад. образ., кн. 3 и 4. Львов, 1956.

48. В и к у л о в а М. Ф. Процессы глинообразования в осадочных толщах. — В кн.: Мат-лы по геол., минерал. и использ. глин в СССР. М., 1958.

49. В и к у л о в а М. Ф. Влияние условий образования глин нижнего карбона западной части Подмосковского бассейна на изменение их состава. — В кн.: Дельт. и мелководно-морские отлож. М., 1963.

50. В и к у л о в а М. Ф., Б о р и с о в а А. А. Глинистые минералы отложений верхнего мела — неогена разреза Положского месторождения каолиновых глин. — Тр. ВСЕГЕИ, нов сер., т. 110, 1967.

51. В и к у л о в а М. Ф., Д љ а к о в о в Ю. С. Рентгенографическое исследование поверхностей наслоения, скольжения и сланцеватости глинистых пород. М., 1966.

52. В и к у л о в а М. Ф., З в я г и н Б. Б. Структурные разновидности каолинита и их связь с условиями образования глинистых пород. — ЗВМО, 1963, ч. 92, вып. 5.

53. В и к у л о в а М. Ф., З в я г и н Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. — «Советская геология», 1965, № 5.

54. В и к у л о в а М. Ф. (с участием Ш у с т е р о в о й М. С.). Вещественный состав и морфология залежей огнеупорных глин нижнего карбона Боровичско-Любятинского района. — В кн.: Литол. сб., вып. 1. М.—Л., 1940.

55. В и н и ч е н к о Н. Н., К а ш и к С. А. Литологические типы и фации юры Иркутского угленосного бассейна. — В кн.: Юрские отложения южной и центр. частей Сибир. платф. 1963 (Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15).

56. В и н ч е л л А., В и н ч е л л Г. Оптическая минералогия. М., 1953.

57. В и с т е л и у с А. Б. О необходимом числе зерен, подсчитываемых при иммерсии. — ЗВМО, 1951, ч. 80, вып. 3.

58. В и с т е л и у с А. Б. Математические методы в геологии. — «Советская геология», 1964, № 12.

59. В и с т е л и у с А. Б. Основные типы математических решений задач современной геологии. — «Разведка и охрана недр», 1964, № 6.

60. В и с т е л и у с А. Б., Б е л о у с о в а В. Т. О применении коэффициента корреляции при исследовании парагенезисов минералов в терригенных отложениях — ДАН СССР, 1947, нов. сер., т. 55, № 4.

61. В и с т е л и у с А. Б., Р о м а н о в а М. А. О распределении тяжелой фракции в песчаных отложениях Центральных Каракумов. — ДАН СССР, 1964, т. 158, № 4.

62. В и ш н я к о в С. Г. Литология карбонатных и залегающих между ними песчано-глинистых пород нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна. — Тр. Воронеж. гос. ун-та, т. 39, 1955.

63. В о л к о в а А. Н. Условия накопления балахонских свит Кузнецкого бассейна. — «Литология и полез. ископ.», 1963, № 3.

64. В т ю р и н Б. И. Криогенное строение четвертичных отложений (на примере Анадырской низменности). М., 1964.

65. Г а б и н е т М. П. Минеральный состав и условия формирования битуминозных глинистых пород Дусянской толщи Советских Карпат. — Минер. сб. 1964, № 18, вып. 3. Львов.

66. Г а в р и л о в А. А., А л е к с а н д р о в а В. А. О глинистых минералах аргиллитов ордовика Южного Урала. — ДАН СССР, 1964, т. 157, № 4.

67. Геккер Р. Ф. Явления прирастания и прикрепления среди верхнедевонской фауны и флоры Главного поля. — Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР, 1935, т. 4.
68. Геккер Р. Ф. К постановке палеозоологического изучения нижнего карбона Ленинградской области. — В кн.: Мат-лы по регион. и прикл. геол. Ленингр. обл. и Карел. АССР, 1938, № 2.
69. Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., 1957.
70. Геккер Р. Ф. Современное состояние изучения следов вымерших беспозвоночных (палеонихология беспозвоночных). — Тр. VII сес. ВПО, 1964.
71. Геккер Р. Ф., Мерклин Р. Л. Об особенностях захоронения рыб в майкопских глинистых сланцах Северной Осетии. — Изв. АН СССР, 1946, отд. биол. наук, № 6.
72. Геккер Р. Ф., Осипова А. И. Наблюдения над органическими остатками. — В кн.: Методы изуч. осад. пород, т. 1. М., 1957.
73. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие. Кн. 1 и 2. М., 1962.
74. Геккер Р. Ф., Ушаков П. В. Черви. — В кн.: Основы палеонтологии. Губки, археоцаты, кишечнополостные, черви, т. 2. М., 1962.
75. Геологическое развитие Южного Мангышлака в средне- и верхнемайкопское время. — БМОИП, 1966, отд. геол., т. 41 (6). Авт.: М. М. Мстиславский, А. С. Столяров, Г. И. Семенов и др.
76. Герасимова Е. Т., Кузнецова А. В., Латынов Н. Г. К литолого-минералогической характеристике глинистых пород терригенной толщи нижнего карбона востока Русской платформы. — ДАН СССР, 1963, т. 151, № 2.
77. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., 1951.
78. Гладковский А. К., Ушатинский И. Н. О каолините в тихвинских бокситах и в боровичских сухарных глинах. — Тр. Свердл. горн. ин-та, 1960, вып. 35.
79. Глико О. А. Дельтовые и прибрежно-морские отложения тульского горизонта Подмосковного бассейна. — В кн.: Дельт. и мелководномор. отлож. М., 1963.
80. Горбачев Б. Ф., Власов В. В., Ситдииков Б. О. Об особенностях формирования аутигенного апатаза в зоне катагенеза. — «Литол. и полез. ископ.», 1964, № 5.
81. Горбунова Л. И. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций. — ДАН СССР, 1950, т. 50, № 5.
82. Горбунова Л. И. Минералогический состав глинистых отложений Северо-Восточного Кавказа. — ДАН СССР, 1959, т. 125, № 6.
83. Горбунова Л. И. Глауконит из нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. — В кн.: Вопр. минералогии осад. образований, кн. 6. Львов, 1961.
84. Горцуев Б. К., Яночкина З. А. Изучение глинистых минералов в отложениях верхнепермского возраста Актюбинского Приуралья. — Геохим. сб., вып. 2. Саратов, 1965.
85. Градусов Б. П., Дзядевич Г. С. Химический и минералогический состав илистых фракций сильно подзолистой почвы в связи с миграцией элементов. — «Почвоведение», 1961, № 7.
86. Грим Р. Е. Минералогия глин. М., 1956.
87. Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. Аппаратура, методы исследования и техника препарирования. М., 1961.
88. Гроссгейм В. А. Дистен в осадках мезокайнозой Северного Кавказа и Предкавказья. — «Геология нефти», 1957, № 12.
89. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. — Тр. ВНИГРИ, вып. 180, 1961.
90. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезокайнозое Северного Кавказа и Предкавказья в связи с геологическим развитием

этой области. — В кн.: Тр. Третьего Всесоюз. совещ. по литол. и минерал. осад. пород. Баку, 1962.

91. Гроссгейм В. А. Карты терригенно-минералогических провинций как один из типов палеогеографических карт. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. литол. совещ., т. 1. Новосибирск, 1963.

92. Гроссгейм В. А., Гладкова А. Н. Результаты изучения пыли и спор в хадумских и майкопских слоях Восточного Предкавказья. — ДАН СССР, 1951, т. 30, № 5.

93. Гуляева Л. А. Содержание хлора в осадочных породах девона. — ДАН СССР, 1951, т. 80, № 6.

94. Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и нижнего карбона Куйбышевского Поволжья. М., 1956.

95. Дмитриев Г. А. Итинское ископаемое озеро. — «Природа», 1956, № 11.

96. Дмитриева Р. Г. Литология и минералогия глинистых отложений майкопской серии Восточного Предкавказья. — Автореф. канд. дис. 1959. (Краснодар. ин-т геол. им. акад. И. М. Губкина).

97. Дмитриева Р. Г. Типы глини майкопской серии Восточного Предкавказья и их стратиграфическая и фаціальная приуроченность. — Тр. Грозн. нефт. НИИ, вып. 8, 1960.

98. Дробинина Н. Я. Меловые и палеогеновые глины Юго-Западного Таджикистана и перспективы их практического использования. — Автореф. канд. дис. 1966. (Тадж. гос. ун-т).

99. Дьяконов Ю. С. О структурных изменениях биотитов при гидратации. — ДАН СССР, т. 154, № 6, 1964.

100. Дьяконов Ю. С. Структурные особенности смешаннослойных образований, возникающих при адсорбции калия вермикулитами и при выносе его из слюд. — ЗВМО, 1966, ч. 95, вып. 6.

101. Дьяконов Ю. С., Ковалев Г. А. Рентгеновское исследование галлуазита из третичных отложений Башкирии. — ЗВМО, 1962, ч. 92, вып. 2.

102. Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Случай образования глауконита в континентальных условиях. — ЗВМО, 1956, ч. 85, вып. 1.

103. Елисеев В. И. О строении и фаціальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины). — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 6.

104. Елисеев В. И. О пролювии Алакульской впадины. — Литол. и полез. ископ., 1964, № 2.

105. Ефремов И. А. Тафономия и геологическая летопись. — Тр. ПИН АН СССР, 1950, т. 24.

106. Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М., 1948.

107. Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1951, т. 33, вып. 2.

108. Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 86.

109. Жижченко Б. П. К вопросу о стратиграфии и объеме нижнего миоцена (Материалы и разработка унифицированной схемы деления кайнозойских отложений Советского Союза). — «Советская геология», 1964, № 4.

110. Жижченко Б. П. Типы морских фаун (Материалы к разработке теоретических основ унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Советского Союза). — «Советская геология», 1964, № 7.

111. Жусе А. П. К истории диатомовой флоры озера Ханка. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1952, т. 51.

112. Жусе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., 1966.

113. Заварцкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. ОГТИ, 1932.

114. Закиров М. З. К условиям образования опоквидных глин Керминского месторождения Бухарской области Узбекской ССР. — В кн.: Литология и полез. ископ. Узбекистана. Ташкент, 1966.

115. Закономерности вторичных преобразований пород в осадочных сериях. — «Советская геология», 1966, № 6.

116. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., 1966. Авт.: А. П. Лисицын, Ю. Н. Беляев, Ю. А. Богданов, А. Н. Богоявленский.

117. Запорожцева А. С. О зависимости процессов диагенетических и катагенетических преобразований от фациальной обстановки накопления осадков. — Тр. НИИГА, т. 121, вып. 18, 1962.

118. Запорожцева А. С. Связь ассоциаций захороненных обломочных минералов со средой осадконакопления. — ДАН СССР, 1963, т. 151, № 2.

119. Зарицкий П. В. Конкреции в углях и вмещающих породах среднего карбона западной части Донецкого бассейна. — Автореф. канд. дис. Харьков, 1956.

120. Зарицкий П. В. Минеральные новообразования в конкрециях-септариях и их генезис. — В кн.: Минер. сб. [Львов. гос. ун-та], № 18, вып. 1, 1964.

121. Зарицкий П. В. Экзогенный диккит в конкрециях-септариях угольного бассейна Кладно (Чехословакия). — В кн.: Минер. сб. [Львов. гос. ун-та], № 18, вып. 4, 1964.

122. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений Донецкого бассейна. — Автореф. докт. дис. Харьков, 1966.

123. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., 1964.

124. Земятченский П. А. Каолиновые образования южной России. — Тр. О-ва естествоисп. при СПб ун-те, т. 24, вып. 2, 1896.

125. Земятченский П. А. Что такое глина? Отчет о деятельности комис. по изуч. естеств. произ. сил Академии наук, № 18, 1923.

126. Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. М., 1951.

127. Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 1. Л., 1951.

128. Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., 1963.

129. Зенкевич В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962.

130. Зхус И. Д. Палыгорскит из стешевского горизонта Подмосковского бассейна. — ДАН СССР, 1956, т. 107, № 5.

131. Зхус И. Д. Глинистые минералы майкопской свиты района Озек-Суат. — ДАН СССР, 1959, т. 125, № 4.

132. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., 1966.

133. Иванова Н. В. О фауне палеозойских угленосных отложений Белозерского месторождения Красноярского края. — БМОИП, 1963, отд. геол., т. 38 (2).

134. Иванова Н. В. Некоторые палеоэкологические наблюдения фауны адыкаевской подсвиты Завьяловского района Кузнецкого бассейна. — БМОИП, 1965, отд. геол., т. 40 (1).

135. Иванова Е. А., Бельская Т. Н., Чудинова И. И. Условия обитания морской фауны силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. — Тр. ПИН АН СССР, т. 102, 1964.

136. Исследование и использование глин. — В кн.: Мат-лы совещ. во Львове в мае — июне 1957 г. Львов, 1958.

137. Кагвер М. Н. Состав и свойства ленточных глин Северо-Западной России. — «Геология и разведка», 1958, № 10.

138. Казakov А. В. Глауконит. — Тр. ГИН АН СССР, 1957, вып. 152, сер. геол., № 64.

139. Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). — Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 18.

140. Каледа Г. А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., 1966.

141. Карпова Г. В. О некоторых случаях аутигенной гидрослюдици в терригенных отложениях. — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 2.
142. Карпова Г. В. Глинистые минералы и постседиментационные изменения каменноугольных терригенных отложений Большого Донбасса. — Автореф. докт. дис. М., 1967.
143. Кейт М. Л., Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. — В кн.: Геохим. исследования. М., 1961.
144. Криллова И. В. К вопросу об «активности» и «пассивности» пород в процессе складкообразования. — ДАН СССР, 1962, т. 144, № 1.
145. Кленова М. В. Геология моря. М., 1948.
146. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., 1960.
147. К минералого-петрографической характеристике таврической формации Крыма. — ДАН АН СССР, 1959, т. 124, № 4.
148. Ковалев Г. А., Дьяконов Ю. С. О классификации глинистых минералов и близких к ним по структуре кристаллических силикатов. — Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 45, № 2, 1961.
149. Колесник О. А. О составе и распределении высокодисперсных минералов в современных осадках западной части Баренцева моря. — В кн.: Вопросы геохимии и литологии изверж. и осад. пород Ю. Урала и Ниж. Поволжья, вып. 2, Л., 1965.
150. Колтун В. М. Спикульный анализ как макропалеонтологический метод исследования. — «Палеонт. журн.», 1959, № 3.
151. Колтун В. М. Спикулы кремнистых губок в отложениях верхнего мела Зауралья и палеогена Северного Урала. — «Палеонт. журн.», 1961, № 1.
152. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 121, 1965.
153. Коперина В. В. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна. — Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 4, 1956.
154. Кора выветривания. — Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 1, 1952; вып. 2, 1956; вып. 3, 1960; вып. 4, 1962; вып. 5, 1963; вып. 6, 1963; вып. 7, 1965; вып. 9, 1965; вып. 8, 1967.
155. Кордэ Н. В. Биостратификация и типология русских сапропелей. М., 1960.
156. Корженевская А. С. Угленосность Осташковского и Селжаровского районов Калининской обл. Л.—М., 1941.
157. Коробков И. А. Введение в изучение ископаемых моллюсков. Л., 1950.
158. Королюк Н. К. Влияние некоторых организмов на текстуры и подвижность осадков. — Тр. V и VI сес. ВГО. М., 1962.
159. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. — Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 163, 1940.
160. Космачев В. Г. Конкреции и конкреционные образования. — В кн.: Логвиненко Н. В. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков, 1961.
161. Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. — Тр. ГИН АН СССР, 1954, вып. 153, сер. геол. (№ 64).
162. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 83.
163. Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин. — В кн.: Физ. методы исслед. минералов осад. пород. М., 1966.
164. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. — ДАН СССР, т. 103, № 6, 1955.
165. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойско-палеозойских отложений Западного Верхоянья. — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.

166. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования. — «Литол. и полез. ископ.», 1964, № 2.
167. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О минеральных фациях и зонах регионального эпигенеза в терригенных и вулканогенных осадочных породах. — В кн.: Вулкан. осад. формации и полез. ископ. М., 1965.
168. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Основные проблемы эпигенеза. — В кн.: Итоги науки. Общая геология, стратиграфия, 1963—1964. М., 1966.
169. Костылева Н. В. О глауконите из Никопольского марганцеворудного месторождения. — В кн.: Вопр. минералогии осад. образ., кн. 6. Львов, 1961.
170. Котельников Д. Д. О связи морфологических особенностей глинистых минералов с условиями их образования в осадочных породах. — ДАН СССР, 1962, т. 146, № 4.
171. Котельников Д. Д. О морфологической характеристике гидрослюд осадочных пород. — В кн.: Минер. сб. [Львов. гос. ун-та], № 19, вып. 1, 1965.
172. Котельников Д. Д. Глинистые минералы и условия их накопления в отложениях майкопской серии Предкавказья. — Автореф. канд. диссерт. М., 1966.
173. Кочеткова А. Д. Восточное побережье Пенжинской губы. — В кн.: Геология СССР, т. 31. Л., 1964.
174. Красный Л. И., Жамойда А. И., Моисеева А. И. О связи развития организмов с кремниевым скелетом (радиолярий и диатомей), с тектоническими и вулканическими процессами. — Тр. V и VI сес. ВПО. 1962.
175. Крашенинников Г. Ф. Палеогеографические исследования на основе фациального анализа. — В кн.: Вопр. седиментологии. М., 1960.
176. Крылов Г. М. Галлуазит в горелых породах Ангренского бурогольного месторождения. — ДАН СССР, 1960, т. 134, № 2.
177. Крылова Н. М. Петрографическая характеристика угольных пластов карагандинской свиты в восточной части Карагандинского бассейна. — Тр. Лаб. угля АН СССР, вып. 2, 1954.
178. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., 1961.
179. Лазаренко А. А. Особенности раннего диагенеза современных аллювиальных осадков равнинных рек гумидной зоны. — В кн.: Генезис и литология континент. антропоген. отлож. М., 1965.
180. Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., 1965.
181. Лебедев Б. А. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов. — «Геохимия», 1967, № 8.
182. Лебедева Г. В. Глины и глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений Прикаспийской впадины в связи с их нефтеносностью. — Автореф. канд. дис. Л., 1967.
183. Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 4.
184. Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М., 1963.
185. Лпбрович В. Л. Происхождение красноцветных толщ ордовика Иркутского амфиатеатра. — Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 44, 1960.
186. Ливеровская Е. В. Палеоэкологическое изучение чокракских отложений Дагестана. — В кн.: Геол. сб., № 1 (IV). 1951. (Тр. ВНИГРИ).
187. Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., 1966.
188. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., 1966.
189. Литвин С. В., Долуда М. Е. Литолого-минералогическая характеристика глинистых пород верхнего карбона области переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине. — «Литол. и полез. ископ.», 1964, № 5.

190. Л и т в и н о в и ч Н. В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана, 1962.

191. Литологическая характеристика визейской угленосной толщи. — В кн.: Геол. м-ний шты и горючих сланцев СССР, т. 2, М., 1962. Авт.: А. С. Корженевская, В. Ф. Шульга, Б. Г. Виноградов и др.

192. Л и х а р е в Б. К. Материалы к познанию месторождений огнеупорных глин и каолинов. Огнеупорные глины Часово-Ярского района Бахмутского уезда, Екатеринбургской губ. — В кн.: Мат-лы по общей и приклад. геол., вып. 31, Пг, Воен. типография, 1918.

193. Л о г в и н е н к о Н. В. Аллотигенные минералы продуктивной толщи Донецкого карбона. — В кн.: Минер. сб., 1949, № 3. [Львов. гос. ун-т].

194. Л о г в и н е н к о Н. В. Материалы по изучению акцессорных минералов Украинской кристаллической плиты. — Учен. зап. 1952, т. 13. [Харьков. гос. ун-т].

195. Л о г в и н е н к о Н. В. Задачи минералогии и петрографии в области изучения угленосных толщ. — Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 5, 1956.

196. Л о г в и н е н к о Н. В. Изучение типоморфных особенностей минералов. — В кн.: Методы изуч. осадоч. пород, т. 1. М., 1957.

197. Л о г в и н е н к о Н. В. Основы методики исследования осадочных пород. Харьков, 1962.

198. Л о г в и н е н к о Н. В., К а р п о в а Г. В. Материалы по минералого-петрографической характеристике фаций угленосных толщ Донецкого бассейна. — Учен. зап. [Харьков. гос. ун-та], т. 57, 1955.

199. Л у н г е р с г а у з е н Г. Ф. Лёсс и его аналоги в дочетвертичных отложениях. — «Советская геология», 1958, № 10.

МАТЕРИАЛЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ГЛИН

200. Доклады руководителей республиканских комиссий и отделений на I пленуме Комиссии по изучению глин. — Информ. бюл. М., 1960.

201. Материалы по геологии, минералогии и использованию глин. — Информ. бюл. М., 1960.

202. Материалы II пленума Комиссии по изучению глин. — Информ. бюл. М., 1961.

203. Материалы классификации глинистых минералов. — Информ. бюл. М., 1961.

204. Материалы III пленума Комиссии по изучению глин. — Информ. бюл. М., 1961.

205. IV пленум Комиссии по изучению глин. — Информ. бюл. М., 1963.

206. Совещание по исследованию и использованию глин и глинистых минералов Комиссии по изучению глин. — Тез. докладов. М., 1966.

207. М а к е д о н о в А. В. Литологические исследования в Воркутском угольном месторождении Печорского бассейна за 1941 г., ч. III — Изв. Гл. упр. Всесоюз. геол. фондов, вып. 4. М.—Л., 1947.

208. М а к е д о н о в А. В. Конкреции в угленосных отложениях как новый коррелятивный признак. — В кн.: Мат-лы III геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1948.

209. М а к е д о н о в А. В. Конкреции воркутской свиты (опыт применения конкреций для изучения осадочных толщ). — Автореф. канд. дис. М., 1954.

210. М а к е д о н о в А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., 1966.

211. М а к с и м о в а С. В. Фацциально-экологическая характеристика продуктивной толщи Сызранского района. — Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 5, 1955.

212. М а к с и м о в а С. В., О с и п о в а А. И. Опыт палеоэкологического исследования верхнепалеозойских терригенных толщ Урала. — Тр. ПИН АН СССР, т. 30, 1950.

213. Мануйлова М. М., Никитина Л. П. Метаморфизм докембрийских пород Тункинских гольцов и Западной части Хамар-Дабана. — Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 11, 1960.

214. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — Тр. Гл. геол.-разв. упр., № 117, вып. 1, 1931.

215. Марковский Б. П. Методы биофацциального анализа. М., 1966.

216. Марченко В. И. Стратиграфия, литология и фации неокома Копетдага. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 78, вып. 11, кн. 1, 1962.

217. Мачабели Г. А. К вопросу генезиса глинистых минералов в осадочных породах. — Тр. Кавказ. ин-та минер. сырья, серия геол., вып. 4 (6), 1963.

218. Мерклин Р. Л. Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь. — Тр. ПИ АН СССР, т. 28, 1950.

219. Мерклин Р. Л., Богданович А. К., Буряк В. Н. О фауне из верхней части ривевских отложений рек Кубань и Большой Зеленчук (Северный Кавказ). — БМОИП, 1964, отд. геол., т. 39 (4).

220. Мерклин Р. Л., Морозова В. Г., Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. — ДАН СССР, 1960, т. 133, № 3.

221. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. — Тр. ВНИИМС, вып. 118, 1937. Авт.: Д. Г. Ульянов, Г. С. Грицаенко и др.

222. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., 1957.

223. Методы изучения осадочных пород. т. I и II. М., 1957.

224. Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — «Геохимия», 1960, № 2.

225. Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадко-накопления. — В кн.: Химия земной коры. т. 1, 1963.

226. Миропольский Л. М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис. — Уч. зап. Казан. ун-та, 1938, № 98, кн. 1.

227. Миропольский Л. М., Герасимова Е. Т. О распространении флюорита в нижнеартинских отложениях Татарии и Чувашии. — ДАН СССР, 1949, нов. сер., т. 66, № 2.

228. Моисеева А. И. О биостратиграфическом и палеогеографическом значении пресноводных неогеновых диатомовых водорослей. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 129, 1967.

229. Морозова В. Г. Палеоценозы фораминифер датско-монтских отложений и их значение для стратиграфии и палеогеографии. — В кн.: Дочет-верт. микропалеонтол. М., 1960.

230. Морозов С. С. Литологические особенности глинистой морены Русской платформы. — В кн.: Сб. ст. по вопросам гидрогеол. и инженер. геол. М., 1962.

231. Морозова Т. Д., Фаустова М. А. Микростроение оптически ориентированных глин в почвах и рыхлых породах. — Изв. АН СССР, сер. географ., № 5, 1965.

232. Мстиславский М. М., Коченов А. В. Об условиях образования скоплений остатков рыб в майкопских отложениях. — «Геология и разведка», 1961, № 3.

233. Мстиславский М. М., Столяров А. С., Тихомирова Е. С. Литологические особенности майкопских отложений Южного Мангышлака. — «Литол. и полез. ископ.», 1966, № 4.

234. Муравьев В. И., Дриц В. А., Шутов В. Д. Новые аспекты оптического изучения слоистых силикатов. — В кн.: Совещ. по исслед. и использ. глин и глин. минералов. М., 1966.

235. Нагорский М. Н. Основные этапы четвертичной истории юго-восточной Западно-Сибирской низменности. — Вест. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941, № 3.

236. Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, II. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.

237. Никифорова К. В., Раевский Э. И., Девяткин Е. В. Стратиграфия неогена и эоцено-эоцено Казахстана и Южной Сибири. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезоз. и палеоген-неоген. континент. отлож. азиат. части СССР. Л., 1961.

238. Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка. — Тр. ИГАН СССР, 1952, т. 51.

239. Новое международное общество по изучению глин. — ЗВМО, 1967, сер. 2, ч. 96, вып. 3.

240. Нырклов А. А. Свободные гидраты глинозема в Донбассе и возможности нахождения их промышленных концентраций. — В кн.: Осад. формации Большого Донбасса и связанные с ними полез. ископ. Харьков, 1959.

241. Нырклов А. А., Кобилев А. Г. Об использовании диагнетических продуктов для фациального анализа (на примере аргиллитов Донецкого бассейна). — «Геология и разведка», 1959, № 7.

242. Образование осадков в современных водоемах. М., 1954. Авт.: Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, Л. М. Князев.

243. Ожиганова Л. Д. Петрографо-минералогические исследования древних отложений. — В кн.: Древние отлож. Запад. Башкирии. М., 1960.

244. Орешникова Е. И. Сары-Адырское месторождение огнеупорных глин типа «Flint clays». — «Разведка недр», 1939, № 4—5.

245. Осипова А. И. Литология и фациальный анализ верхнепалеозойских отложений среднего течения р. Юрезани. — Тр. ПИН АН СССР, 1950, т. 30.

246. Осипова А. И., Бельская Т. Н. О веневском горизонте южного крыла Подмосковного бассейна. — «Геология и разведка», 1965, № 11.

247. Осипова А. И., Бельская Т. Н. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне. — «Литол. и полез. ископ.», 1965, № 5.

248. Осипова А. И., Бельская Т. Н. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-наморских отложений Московской синеклизы. — «Литол. и полез. ископ.», 1967, № 5.

249. Остроумов Э. А., Волков И. И. Сульфаты в морских иловых отложениях. — «Литол. и полез. ископ.», 1963, № 3.

250. Пастухова М. В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузтагской соленосной толщи. — «Литол. и полез. ископ.», 1965, № 1.

251. Пастухова М. В. К познанию аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов. — «Литол. и полез. ископ.», 1965, № 3.

252. Петелин В. П. О современных кремниво-губковых морских осадках. — БМОИП, 1954, отд. геол., т. 29, вып. 1.

253. Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. — Тр. ГИН АН СССР, 1948, вып. 95, сер. петрограф., № 29.

254. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., 1967.

255. Пиррус Э. А. Закономерности изменения оптических свойств ориентированных агрегатов ленточных глин Эстонии. — В кн.: Литол. и стратигр. четверт. отлож. Эстонии. Таллин, 1965.

256. Пиррус Э. А. Литология ленточных глин Эстонии. — Автореф. канд. дис. Таллин, 1966.

257. Плешаков И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. — Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 123, 1939.

258. Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукопиты как индикатор геологического времени. — В кн.: Тр. VII сес. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1960.

259. Польшнов Б. Б. Петрографическое понятие о почве и о породах выветривания. — «Почвоведение», 1915, № 1.

260. Преображенский П. А. Акцессорные минералы в изверженных породах. — Тр. ГИН АН СССР, 1941, вып. 56, сер. петрограф., № 17.

261. Преображенский И. А. О значении изучения минералов изверженных и метаморфических пород для выяснения характера и генезиса осадочных образований. — В кн.: Вопросы минералогии осад. образ., кн. 3 и 4. Львов, 1956.
262. Прошлое «окоп в будущее». — «Техника молодежи», 1964, № 5.
263. Пустовалов Л. В. Ратовкит Верхнего Поволжья (Литологический очерк месторождения). М.—Л., 1937.
264. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. М.—Л., 1940.
265. Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
266. Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах. — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
267. Рагозин Л. А. Стратиграфическое значение пелеципод угленосных отложений Сибири (Кузбасс, Тунгусский и Минусинский бассейн, Горловский и Прииртышский районы). — Автореф. докт. дис. 1961.
268. Райтбурд Ц. М., Муравьев В. И. Методика изучения микроструктуры глинистых пород. — В кн.: Физ. методы исслед. осад. пород и минералов. М., 1962.
269. Ратеев М. А. Минералогия и генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. — «Литол. и полез. ископ.», 1963, № 1.
270. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., 1964.
271. Ратеев М. А., Тихомиров С. В. Палеогеография центральной части Русской платформы и закономерности распределения в ней глинистых минералов во второй половине среднего и начале верхнего девона. — «Геология и разведка», 1961, № 9.
272. Рейер А. Х. Минералогия глини балтийской серии в окрестностях Таллина. — Автореф. канд. дис. 1967.
273. Рекстин Л. О. Геологические типы месторождений Flint clays в Соединенных Штатах и их характеристика. — ЦНИГРИ, 1936.
274. Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых морских отложениях Восточного склона Урала. — ДАН СССР, 1945, нов. сер., т. 48, № 8.
275. Ренгартен Н. В. Минералого-петрографическое исследование меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала. — Тр. ГИН АН СССР, 1950, вып. 117, сер. геол., № 41.
276. Ренгартен Н. В. Литология, фации и минеральный состав верхней половины карагадинской свиты. — Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 2, 1954.
277. Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах. — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
278. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., 1965.
279. Родендорф Б. Б. О миоценовой флоре г. Ворошиловска. — «Природа», 1939, № 12.
280. Рожкова Е. В., Горбатов Г. А. К вопросу о типоморфизме минералов. — В кн.: Физ. методы исслед. минералов осад. пород. М., 1966.
281. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле. — В кн.: Геохим. циклы. М., 1960.
282. Рухин Л. В. Основы литологии. Л., 1961.
283. Рябых О. Ф. Красноцветная медистая и соленосная осадочная формации донецкого верхнего палеозоя. — В кн.: Мат-лы го геол. и газоносности нижнеперм. отлож. юга Русской платф. Харьков, 1961.
284. Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охтиского моря. — Тр. Ин-та океанологии, т. 46, 1961.
285. Салин Ю. С. Опыт применения методики количественного учета в палеоэкологии. — БМОИП, 1966, отд. геол., т. 41 (5).

286. Сарычева Т. Г. Морфология, экология и эволюция подмосковных каменноугольных продуктид (роды *Dictyoclostus*, *Pugilis* и *Antiquatoria*). — Тр. ПИН АН СССР, 1949, т. 18.
287. Саянов В. С. К минералогии глинистых минералов миоценовых известняков Северо-Западного Причерноморья. — ДАН СССР, 1959, т. 125, № 5.
288. Седлецкий И. Д. Индивидуализация минералов группы монтмориллонита. — ДАН СССР, 1942, т. 39, № 5.
289. Сеидов А. Г. Расчленение майкопской свиты Прикаспийского района методом органических красителей. — ДАН АзССР, 1959, № 7.
290. Сеидов А. Г. Литология майкопской свиты Азербайджана. Баку, 1962.
291. Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. ГИН АН СССР, 1953, вып. 140, сер. минер.-геохим., № 14.
292. Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
293. Смирнов В. П. Рыбы северо-кавказского олигоцена (Черно-реченский район). — Тр. Узб. гос. ун-та, т. 5, 1936.
294. Совещание по минералогии осадочных образований. Тез. докл. Львов, 1955.
295. Соколова Е. П. Некоторые структурные и кристаллохимические особенности минералов группы глауконита. — Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 45, № 2, 1961.
296. Соколова М. Ф., Пероззо Г. Н., Булыничкова А. А. Глинистые минералы мезозойских отложений бассейна р. Кас (Западно-Сибирская низменность). — В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири, М., 1965.
297. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I, II. М.—Л., 1958.
298. Садецкий-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. — В кн.: Физико-хим. пробл. формирования горных пород и руд, т. I. М., 1961.
299. Стасюкевич Т. В. Литологические особенности, фацип юрских отложений и палеогеографии Восточного Забайкалья в юрское время. — Автореф. канд. дис. Л., 1964.
300. Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., 1967.
301. Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. — Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 4.
302. Страхов Н. М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации. — Изв. АН СССР, 1953, сер. геол., № 3.
303. Страхов Н. М. Отражение в осадках водоемов физико-географических особенностей их водосборных площадей. — В кн.: Методы изуч. осад. пород, т. II. М., 1957.
304. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1 и 2. М., 1962.
305. Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 23, 1959.
306. Структуры горных пород, т. II. Осадочные породы. М., 1948.
307. Тарасов Н. И. Море живет. М., 1951.
308. Татарский В. Б. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом. — ЗВМО, 1956, ч. 85, вып. 2.
309. Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М., 1965.
310. Татарский В. Б. Усовершенствованный иммерсионный препарат. — ЗВМО, 1966, ч. 95, вып. 5.
311. Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., 1958.

312. Тимофеева З. В. Сидеритоносность мелководно-морских и дельтовых отложений и факторы, ее определяющие. — В кн.: Дельт. и мелководно-морские отлож. М., 1963.

313. Тихомирова Е. С. Прибрежно-морские отложения Чакырганской синклинали (п-ов Мангышлак). — В кн.: Дельт. и мелководно-морские отлож., М., 1963.

314. Тихомирова Н. Я. Опыт детального минералогического анализа фракции 0,01—0,25 мм осадочных пород. — В кн.: Третье Всесоюз. совещ. работников минералого-петрограф. лаб. М., 1955.

315. Тихомирова Н. Я. О новообразовании турмалина в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. — Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 8. 1956.

316. Тихомирова Н. Я. Корреляция ниже- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра по кластогенным отложениям. — Докл. перв. орг. научно-техн. горн. о-ва при ВСЕГЕИ, вып. 1, Л., 1958.

317. Тихомирова Н. Я. К вопросу об изучении типоморфизма минералов для корреляции осадочных пород. — Тр. ВСЕГЕИ, т. 72, 1962.

318. Тихомирова Н. Я. Корреляция позднекембрийских и раннекембрийских отложений Иркутского амфитеатра по кластогенным минералам. — Автореф. канд. дис. Л., 1964.

319. Толстихина М. М. К познанию древнейших осадочных отложений Центральных районов Русской платформы. — Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 14, 1956.

320. Трофимов В. С. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых. — В кн.: Дельт. и мелководно-морские отлож. М., 1963.

321. Трубин А. И. Искусственное получение глинистых минералов и их рентгенографическое исследование. — Автореф. канд. дис. Ашхабад, 1966.

322. Турпаева Е. П. Питание и пищевые группировки морских донных беспозвоночных. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 7, 1953.

323. Уивер С. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М., 1962.

324. Успенский Н. А. К методике изучения глинистых пород. — «Проблемы советской геологии», 1937, № 12.

325. Успенский Н. А. Ленточные глины окрестностей Ленинграда. — ЗВМО, 1938, т. 67, № 1.

326. Фомина Е. В. К вопросу о приуроченности верхне- и нижнетульских комплексов фораминифер к различным карбонатным фациям тульского горизонта Подмосквового бассейна. — Вопр. микропалеонтол., 1960, вып. 3.

327. Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. — Тр. ГИН АН СССР, 1949, вып. 112, сер. геол., т. 38.

328. Форш Н. Н. Палеоэкологические закономерности распределения фауны казанского времени в Среднем Поволжье. — В кн.: Геол. сб., № 1 (IV), Л., 1951.

329. Хабаров А. В. Наблюдения над стяжениями и некоторыми вторичными текстурами осадочных пород. — В кн.: Метод. руководство по геол. съемке и поискам, Л., 1954.

330. Халфин Л. Л. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса. — Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 9, 1950.

331. Халфин Л. Л. Позднепалеозойские пресноводные и солоноватоводные пелециподы Кузнецкого бассейна. — Тр. II сес. ВПО, 1959.

332. Черкасское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин. Киев, 1966. Авт.: Ф. Д. Овчаренко, Н. Г. Кириченко, А. Б. Островская и др.

333. Чернышев Б. И. Carbonicola, Antracomya и Najadites Донецкого бассейна. — Тр. ГГРУ, вып. 72, 1931.

334. Черняховский А. Г. Континентальные меловые и третичные отложения южного окончания Южного Урала и продукты их выветривания. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 77, 1963.

335. Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия). — Тр. ГИН АН СССР, вып. 145, 1966.
336. Чухров Ф. В. О состоянии изучения глинистых минералов. — В кн.: Кора выветривания, вып. 11. М., 1970.
337. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С., Ермилова Л. П. О природе и генезисе галлузитов. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., 5.
338. Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 161, 1966.
339. Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. — Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 12, 1938.
340. Швецов М. С. Каменноугольная система. Нижний карбон. — В кн.: Геология СССР, т. IV, ч. 1, М., 1948.
341. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., 1953.
342. Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. М., 1954.
343. Швецов М. С. О некоторых вспомогательных приемах изучения осадочных пород. — БМОИП, 1954, отд. геол., т. 29 (I).
344. Шиндяпин П. А. Глины нижнего Поволжья как керамическое сырье. Саратов, 1964.
345. Шмелев Л. А. Способ определения свободной окиси алюминия в силикатных смесях. — Тр. Гос. исслед. керам. ин-та, вып. 14, 1928.
346. Шутов В. Д. Литолого-стратиграфическое расчленение и условия осадконакопления пермских и нижнетриасовых отложений Верхоянского хребта. — Изв. АН СССР, 1958, сер. геол., № 7.
347. Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере изучения рифейских отложений юго-восточной части Русской платформы). — Изв. АН СССР, 1962, сер. геол., № 3.
348. Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе. — В кн.: II конф. по минерал. и петрографии глин в Праге. 1961.
349. Щербakov В. Н. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна. — Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 14, сер. геол., 1958.
350. Эйриш М. В. Изучение глинистых минералов с применением органических красителей-люминофоров. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1966, т. 16.
351. Эйриш М. В., Пискурова Р. С. О природе взаимодействия глинистых минералов с красителем метиленовым голубым. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1966, т. 16.
352. Юровский Л. А. Глаукозит палеогеновых отложений Приазовья. — В кн.: Геол. строение и полез. ископ. Волго-Донского региона. Ростов, 1965.
353. Юсупова С. М., Басов В. Д. Пальгорскито-глинистые включения в неогеновых отложениях Южно-Таджикской депрессии. — В кн.: Вопр. петрографии и минералогии, т. II. М., 1953.
354. Яковлев С. А. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 1 и 2. М., 1954—1955.
355. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. — В кн.: Материалы к познанию геол. строения СССР. — Изд. МОИП, 1953; нов. сер., вып. 15 (19).
356. Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов. — Тр. ВНИИ Галлургии, вып. 29, 1954.
357. Allen V. T. Effect of migration of clay minerals and hydrous aluminum oxides on the complexity of clay. — J. Amer. ceram. soc., 1945, v. 28, N 10.
358. Andreev K. Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. — Geol. Rundschau, Bd. 50, 1911.
359. A regularly interstratified montmorillonitechlorite. — Amer. Miner., 1956, vol. 41, № 3—4. Early J. W., Brindlay G. W., Mc Veagh W. J.

360. Barshad I. Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions X-ray analyses, differential thermal curves and water content. — Amer. Miner. 1948, vol. 33, № 11—12.
361. Bassett W. A. Role of hydroxyl orientation in mica alteration. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, № 4.
362. Bader R. G. The role of organic matter in determining the distribution of pelecypods in marine sediments. — J. Marine Res., 1954, vol. 13, № 1.
363. Bannister F. A. Brammalite (sodium-illite) a new mineral from Handebie. — S. Wales. Miner. Mag., 1943, vol. 26, N 180.
364. Bentor Y. K., Bodenheimer W., Heller L. A reconnaissance survey of the relationship between clay mineralogy and geological environment in the Negev (Southern Israel). — J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, № 4.
365. Bentor Y. K., Kastner M., Mazor E. The clays of Israel. — Proc. Intern. Clay Conf., Israel, 1966, vol. 1.
366. Birrell K. S., Fieldes M. V., Williamson K. I. Unusual forms of halloysite. — Amer. Miner., 1955, vol. 40, № 1—2.
367. Bouroz A. Sur la pluralité d'origine des tonstein (A propos d'une cinérite oligocène du Japon). — Ann. Soc. Géol. Nord., 1962, t. 82.
368. Bradley W. F. The alternating layer sequence of rectorite. — Amer. Miner., 1950, vol. 35, p. 590—595.
369. Bradley W. F., Serratos J. M. A discussion of the water content of vermiculite. Clays and clay minerals. (7th Nat. Conf. 1958), 1960.
370. Brindley G. W. Structural relationships in the kaolin group of minerals. XVIII Intern. Geol. Congr., Great Britain (1948), pt. 13, 1952.
371. Brindley G. W., Gillery F. H. A mixed-layer kaolin-chlorite structure. — Clays and clay minerals. (2th Nat. Conf. 1953), 1954.
372. Brindley G. W., Gillery F. H. X-ray identification of chlorite species. — Amer. Miner., 1956, vol. 41, p. 169.
373. Brindley G. W. Appendix: Report on the work of the nomenclature and liaison committees on the clay minerals society. — Clays and clay minerals. Proc. 13 th Nat. conf., vol. 25, 1966.
374. Brown G. Report of the clay minerals group, sub-committee on nomenclature of clay minerals. — Clay Miner. Bull., 1955, vol. 2, № 13.
375. Brown G., Weir A. H. The identity of rectorite and alleverdite. Intern. Clay Conf., 1963, Pergamon Press., London, vol. 1, 1963.
376. Burger K. Micropetrographische Beobachtungen zur Genese der Graupen und Kristalltonsteine in Kohlenflözen. — Chemie der Erde, 1956, Bd 13, Hft 1—2.
377. Burst J. F. Mineral heterogeneity in «glaucanite» pellets. — Amer. Miner., 1958, vol. 43, p. 481.
378. Burst J. F. Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. Clays and clay minerals. (6th Nat. Conf., 1957), 1959.
379. Burst J. F. Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. — I. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, № 2.
380. Caillière S., Mathieu — Sicaud A., Hénin M. S. Nouvel essai d'identification du minéral de la Table, près d'Allevard, l'allevardite. — Bull. Soc. Franç. Miner., Cristallogr., 1950, t. 73, № 4—6.
381. Caillière S., Hénin S. Minéralogie des argiles. Paris, Masson, 1963.
382. Carozzi A. Petrographie des roches sédimentaires. Lettres des sciences techniques. Lausanne, 1953.
383. Chalarid J. Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. — In: 3-me Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie et de géologie du Carbonifère. Heerlen, 1951. Compte rendu, t. 1, Maestricht., 1952.
384. Chamley H. Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. — C. r. Acad. Sci., 1957, D265, № 3, p. 184—187.

385. Clays and clay minerals. Proceedings of the 11 National Conference on clays and clay minerals. Ottawa, Ontario, Canada, vol. 13. Oxford, 1963.
386. Clays and clay minerals. Proceedings of the 12 National Conference on clays and clay minerals. Atlanta, Georgia, vol. 19, Oxford, 1964.
387. Clays and clay minerals. Index to the Proceedings of the First to the Tenth National conferences on clays and clay minerals, vol. 23, Oxford, 1965.
388. Clays and clay minerals. Proceedings of the 13 National conference on clays and clay minerals. Madison, Wisconsin, vol. 25, Oxford, 1966.
389. Coffey G. N. Dunes of clay. — *J. Geol.*, 1909, vol. 17, pp. 754.
390. Dietz R. S. Clay minerals in recent marine sediments, Ph. D. thesis, Univ. of Illinois, 1941.
391. Droste J. B., Bhattacharya, Sunderman J. A. Clay mineral alteration in some Indiana soils. Clays and clay minerals, 9 Nat. Conf., 1962.
392. Fable J., Sorrot-Reynauld J. Présence d'un tonstein à leverrierite et goethite dans le houiller de montgiroddes-chapelles (Tarentaise). (1957). — *Trav. Lab. géol. Fasc. Univ. Grenoble*, 1956, (1957), vol. 33.
393. Ferrero J., Kubler B. Présence de dickite et de kaolinite dans les gres canabriens d-Hassi Messaoud. — *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, 1964, t. 17, fase 4.
394. Flawn P. T. Petrographic classification of argillaceous sedimentary and low-grade metamorphic rocks in subsurface. — *Bull. Amer. assoc. petrol. geol.*, 1953, vol. 37, № 3.
395. Florence A., Nicolas J. Observations sur la notion d'ordre et de désordre de certains minéraux du groupe de la kaolinite. — *Bull. du Groupe Français des argiles*, 1964, t. 14, nouvelle serie, № 9.
396. Friedman G. M. Occurrence of talc as a clay mineral in sedimentary rocks. — *Nature*, London, 1965, vol. 207, № 4994.
397. Fuchtbauer H., Goldschmidt H. Ein Zechsteinanhydrit — Profil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichen den Serpentinvarietät. Heidelberg. — *Beitr. Miner. Petrogr.*, 1956, Bd. 5, Hft. 3.
398. Fuchtbauer H., Goldschmidt H. Die Tonminerale der Zechsteinformation. — *Beitr. Miner. Petrogr.*, 1959, Bd. 6, Hft. 5.
399. Gastuche M. C., Delvigne J., Fripiat J. J. Alteration chimique des kaolinites. V Congr. Intern. Sci. Sol., vol. 2, 1954, p. 439—449.
400. Gaudette H. E., Eades J. Z., Grim R. E. The nature of illite. Clays and clay minerals. Proceed 13 Nat. Conf., 1964, vol. 25, 1966.
401. Gipson M. Application of the electron microscope to the study of particle orientation and fissility in shale. — *J. Sediment. Petrol.*, 1965, vol. 35, № 2.
402. Greene-Kelly R. Irreversible dehydration in montmorillonite. — *Clay Miner. Bull.*, 1952, vol. 1, № 7.
403. Greene-Kelly R. Identification of montmorillonoids. — *J. Soil. Sci.*, 1953, vol. 4, p. 233.
404. Green-Kelly R. Dehydration of the montmorillonite minerals. — *Miner. Mag.*, 1955, vol. 30, № 228.
405. Griffin G. M. Regional clay mineral faciesproducts of weathering intensity and current distribution in the northeastern Gulf of Mexico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1952, vol. 73, № 6.
406. Griffin G. M., Ingram R. L. Clay minerals of the Neuse River Estuary. — *J. Sediment. Petrol.*, 1955, vol. 25, № 3.
407. Griffin G. M., Johns W. D. Clay mineral composition of sediments of the Mississippi river and major tributaries. — *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 1958, vol. 69, p. 1574.
408. Grim R. E. Clay mineralogy. McGraw-Hill. N. Y., 1953.
409. Grim R. E. Concept of diagenesis in argillaceous sediments. — *Bull. Amer. assoc. petrol. geol.*, 1958, vol. 42, № 2.
410. Grim R. E., Bradley W. E. Structural implications in diagenesis. — *Geol. Rundsch.*, 1955, vol. 43, p. 469.

411. Grim R. E., Bradley W. F., White W. A. Petrology of the paleozoic shales of Illinois. Illinois State Geol. Surv., report 203, 1957.
412. Grim R. E., Bray R. H., Bradley F. W. The mica in argillaceous sediments. — Amer. Miner., 1937, vol. 22, p. 813.
413. Grim R. E., Dietz R. S., Bradley W. F. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California Coast and the Gulf of California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, vol. 60, № 11.
414. Grim R. E., Droste J. B., Bradley W. F. A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. Clays and clay minerals. (8th Nat. Conf., 1959), 1960.
415. Grim R. E., Johns W. D. Clay mineral investigations of sediments in the northern Gulf of Mexico. Clays and clay minerals, 1954. (2th Nat. Conf., 1953).
416. Grim R. E., Rowland R. A. Differential thermal analysis of clay mineral and other hydrous materials. — Amer. Miner., 1942, vol. 27, № 11—12.
417. Gruner J. W. The crystal structure of talc and pyrophyllite. Zeitschr. — Krist., 1934, vol. 88, № 5—6.
418. G ü t h o r l P., H o e h n e K., S c h ü l l e r A. Monographie der Saartonsteine. Teil I: Petrographie, Chemismus a. Fazies der Tonsteine des Saar- gebiets. — Geol. J. 5, Hf. 8, 1956.
419. Hay R. L. Phillipsite of saline lakes and soils. — Amer. Miner., 1964, vol. 49, № 9—10.
420. Hay R. L., Moiola R. J. Authigenic silicate minerals in Searles lake, California. — Sedimentology, 1963, vol. 2, № 4.
421. Hemingway J. E., Brindley G. W. Occurrence of dickite. Report 18th Intern. Geol. Congr., London, 1948, p. 13, 308.
422. Hope E. W., Kittrick J. A. Surface tension and the morphology of halloysite. The American Mineralogist. — J. Miner. Soc. Amer., 1964, vol. 49, № 7, 8.
423. J a s m u n d K., R i e d e l D. Untersuchungen des tonigen Zwischmittels im Hauptbuntsandstein der Nordeifel. — Bull. Geol. Inst. univ. Uppsala, vol. 40, 1961.
424. Johns W. D., Grim R. E. Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi River Delta. — J. Sediment. Petrol., 1958, vol. 28, № 2.
425. Johnson R. G. The community approach to paleoecology. Approaches to paleoecology. N. Y. — London — Sydney. John Wiley a. sons, 1964.
426. Jonas E. C. Mineralogy of the micaceous clay minerals. In: Report of the 21 Intern. Geol. Congress. 1960, Copenhagen, 1961.
427. Jonas E. C., Roberson H. E. Particle size as a factor influencing expansion of the three-layer clay minerals. — Amer. Miner., 1960, vol. 45, № 7—8.
428. Kaarsberg E. A. Introductory studies of natural and artificial argillaceous aggregates by soundpropagation and X-ray diffraction methods. — J. Geol., 1959, vol. 67, № 4.
429. Kahle Ch. F. Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. — J. Sediment Petrol., 1965, vol. 35, № 2.
430. Keller W. D. Clay minerals as influenced by environments of their formation. — Bull. Amer. assoc. petrol. Geol., 1956, vol. 40, № 11.
431. Keller W. D. Glauconitic mica in the Morrison formation in Colorado. Clays and clay minerals 1958. (5th Nat. Conf., 1956).
432. Keller W. D. Clay minerals in the Morrison formation of the Colorado Plateau. — Geol. Surv. Bull., 1962, № 1150.
433. Klingebiel A., Latouche Cl. Etude cristallographique des illites, dans les séries éocènes du Bordelais. — C. R. Acad. Sci., 1962, t. 255, № 1.
434. Knight W. C. Bentonite. — Eng. Mining. J., 1898, vol. 66, № 17.
435. Krumbein W. C. Shales and their environmental significance. — J. Sediment. petrol., 1947, vol. 17, № 3.

436. Krumbein W. C. Open and closed number systems in stratigraphic mapping. — Bull. Amer. assoc. petrol. geol., 1962, vol. 46, № 12.
437. Kubovics L. Primary glauconite in igneous rocks. — Acta. Geol. Acad. sci. Hungar., t. 8, fasc. 1—4. Budapest, 1964.
438. Kunze G. W., Bradley W. F. Occurrence of a tabular halloysite in a Texas soil. Clays. a. Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. — Clays Clay Miner., 1964, vol. 12.
439. Laporte L. F. Paleoecology of the Cottonwood limestone (Permian) Northern Mid-continent. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, № 5.
440. Laporte L. F., Imbrie J. Phases and facies in the interpretation of cyclic deposits. Symposium on cyclic sedimentation. — Kansas Geol. Surv. Bull. 169, 1964, vol. 1.
441. Larsen E. S., Wherry E. T. Beidellite, a new mineral name. Wash. Acad. Sci. J., 1925, vol. 15.
442. Lippmann F. Über einen Keuperton von Zaisersweiher bei Maulbronn. — Heidelberg. Beitr. Miner. u. Petrogr. Bd 4, № 1—2, 1954.
443. Lippmann F. Corrensit in Hintze-Chudoba. Handb. der Mineralogie, de Gruyter, 2, 1959, p. 688.
444. Lucas J. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., t. 23, 1962.
445. Mac Allister R. F., jr. Clay minerals from west Mississippi delta marine sediments. — In: Papers in marine geologia. N. J. — London, 1964.
446. Mac Ewan D. M. C. Les minéraux de quelques sols écosais. Verres et silic. industr. vol. 13, 1948, pp. 41.
447. Mac Ewan D. M. C. Some notes on the recording and interpretation of X-ray diagrams of soil clays. — J. Soil. Sci. Amer., 1949, vol. 1 p. 90.
448. Mackenzie R. C. Methods for separation of soil clays in use at the Macaulay. — Clay Miner. Bull., 1956, vol. 3, № 15.
449. Mackenzie R. C. The classification and nomenclature of clay minerals. — Clay Miner. Bull., 1959, vol. 4, № 21.
450. Mackenzie R. C. Nomenclature Sub-Committee of CIPEA. — Clay Miner. 1965, vol. 6, p. 123.
451. Mackenzie R. C., Milne A. A. The effect of grinding on micas, I. Muscovite. — Miner. Mag., 1953, vol. 30, № 222.
452. Mackenzie R. C., Mitchell B. D. Clay mineralogy. Earth-Science reviews, 1966, vol. 2, № 1.
453. Manghani M. H., Hower J. Glauconites: cation exchange capacities and infrared spectra. — Amer. Miner., 1964, vol. 49, № 5—6.
454. Martin A. Les dépôts fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné: leurs minéraux argileux, leur radioactivité. — Bull. Soc. Geol. France, sér. 7, 1964, t. 5 (1963), № 4.
455. Martin—Vivaldi J. L., Cano—Ruiz J. Contribution to the study of sepiolite, II. Some considerations regarding the mineralogical formula. Clays and clay minerals (4th Nat. Conf., 1955), 1956.
456. Mathieson A. M., Walker G. F. Crystal structure of magnesium-vermiculite. — Amer. Miner., 1954, vol. 39, № 3—4.
457. Maurel P. Sur la présence d'une argile «Chlorite-montmorillonite» à interstratification régulière dans le Trias supérieur (Keuper) des environs de Saint-Affrique. — C. R. Acad. Sci., 1963, t. 256, № 1.
458. Merrell H. W., Jones D. J., Sand L. B. Sedimentation features in Paradox shales, south-eastern Utah. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68, p. 1766.
459. Millot G., Minéraux argileux et leurs relations avec la géologie. — Rev. Inst. Franç. Pétrôle, 1953, vol. 8, № special, p. 75.
460. Millot G. Géologie des argiles. Paris. Masson, 1964.
- 460a. Millot G., Palause G. Sur un talc d'origine sédimentaire, C. R. Soc. Geol. France, fasc. 2, 1959.

461. Millot G., Lucas J., Paquet H. Evolution géochimique, par dégradation en agradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Geologische Rundschau*, Bd 55, Hft 1, 1966.

462. Milne G. H., Early J. W. Effect of source and environment on clay minerals. — *Bull. Amer. assoc. petrol. geol.*, 1958, vol. 42, № 2.

463. Moddie R. L. *Coal Measures Amphibia of North America*. Publ. Carnegie Inst. Washington, 1916.

464. Moore L. R. The microbiology of some tonsteins. 5 Congrès intern. stratigr. et geol. Carbon. Paris, 1963, t. 2, 1964.

465. Moore R. C. Paleogeological aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian Cyclothems. Symposium on cyclic sedimentation. — *Kansas Geol. Surv. Bull.* 169, 1964, vol. 1.

466. Mortland M. M., Lanton K., Uehara G. Alteration of biotite to vermiculite by plant growth. — *Soil. Sci.* 1956, vol. 82, № 6.

467. Muller G. Zur Kenntnis dioktaedrischer vierschicht — Phyllosilikate (Sudoit-Reihe der Sudoit-Chlorit-Gruppe). *Intern. Ser. of Monogr. on Earth. Sci.*, vol. 14, Intern. Clay Conf., 1963, vol. 1, 1963.

468. Murray H. H. Structural variations of some kaolinites in relation to dehydrated halloysite. — *Amer. Miner.*, vol. 39, № 1—2, 1954.

469. Nauman C. F. *Lehrbuch der Geognosic*. Bd 1, Leipzig, 1888.

470. Nelson B. W. Clay mineralogy of the bottom sediments, Rappahannock River, Virginia. *Clays and clay minerals* (7th Nat. Conf. 1958) 1960, pp. 135.

471. Oberlin A., Tchoubar C. Étude en microscopie électronique de l'altération des cristaux de kaolinite. *C. R. Acad. Sci.*, t. 244, № 11, 1957.

472. Oberlin A., Tchoubar C., Schiller C., Pézerat H., Kovacevik S. Étude du fireclay produit par altération de la kaolinite et de quelques fireclays naturels. Genèse et synthèse des argiles. Paris, 1962.

473. Odom I. E. Fabric and clay mineralogy of some argillaceous sediments overlying coal beds of Illinois. Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. of Illinois, 1963.

474. Orcel J. Vue d'ensemble sur les problèmes de genèse des minéraux argileux. Genèse et synthèse des argiles. Paris, 1962.

475. Parry W. T., Reeves C. C., jr. Lacustrine glauconitic mica from pluvial Lake Mound, Lynn and Terry counties, Texas. — *Amer. Miner.*, 1966, vol. 51, № 1—2.

476. Pietzner H., Teichmüller M., Teichmüller R. Ein kaolinkohlenton «Stein» im Rheinischen Braunkohlenrevier. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*. Krefeld, Bd 6, 1962, S. 97.

477. Pietzner H., Werner H. Die Kaolinitäts-synthese aus Steinkohlenaschen und ihre Bedeutung für die Entstehung der Tonsteine des Ruhrkarbons. *Compte Rendu*, t. II, V Congrès International de Stratigraphie et de géologie du Carbonifère. Paris, 1963.

478. Pinsak A. P., Murray H. H. Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico. *Clays and clay minerals* (7th Nat. Conf. 1958). 1960.

479. Powers M. C. Adjustment of land derived clays to the marine environment. — *J. Sediment. Petrol.*, 1957, vol. 27, p. 355.

480. Powers M. C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level. *Clays and clay minerals*. (6th Nat. Conf. 1957), 1959.

481. Price W. A., Kornicker L. S. Marine and lagoonal deposits in clay dunes, Gulf coast Texas. — *J. sediment. petrol.*, 1961, vol. 31, № 2.

482. Raup O. B. Clay mineralogy of Pennsylvanian redbeds and associated rocks flanking Ancestral Front Range of central Colorado. — *Bull. Amer. assoc. petrol. geol.*, 1965, vol. 50, № 2.

483. Richardson W. A. On the origin of septarian structure. — *Miner. Mag.*, 1919, vol. 56, p. 327.

484. Roberson H. E. Petrology of tertiary bentonites of Texas. *J. sediment. Petrol.*, vol. 34, № 2, 1964.

485. Romero A., Ruppli C., Sabatier G. Sur. une argile

- essentiellement formée de chlorite associée au gypse des entirons d'Amélie — les Bains. — Bull. Soc. Franç. Miner. Crist., t. 84, № 4, 1961.
486. Romero A., Sabatier G. L'élargissement des raies 001 de diffraction X de l'illite dans les formations sédimentaires. Application à la stratigraphie des environs d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). — C. R. Acad. Sci., t. 254, № 5, Paris, 1962.
487. Rosenquist I. Th. Studies in position and mobility of the H atoms in hydrous micas. Clays and clay minerals. Proc. of the 11 Nat. Conf. on clays and clay minerals. 1963.
488. Ross C. S., Kerr P. F. The kaolin minerals. U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 165-E, 1931.
489. Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group, their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 205-B, 1945.
490. Roy R., Romo L. A. Weathering studies. I. New date on vermiculite. — J. Geol. 1957, vol. 65, № 6.
491. Schüller A., Grassmann H. Über den Nachweis von echtem Leverrierit in Tonsteinen aus unterkarbonischen Steinkohlen — flözen von Dobrilugk. Heidelberg. Beitr. z. Min. u. Petrographie, Bd 2, Hft 4, 1950.
492. Schultz L. G., Wright J. C. Bentonite Beds of unusual composition in Carmel formation, Southwest Utah. — Geol. Surv. Prof. pap, 450-E, 1963.
493. Schwendinger R. B., Erdman J. G. Carotenoids in sediments as a function of environment. — Science, vol. 141, № 3583, 1963.
494. Seilacher A. Biogenic sedimentary structures. Approaches to paleoecology. N. Y. — London — Sydney. Tohn Wiley & sons, 1964.
495. Shover E. F. Clay-mineral environmental relationships in Cisco clays and shales, north central Texas. Clays and clay minerals Proc. of the 12 Nat. Conf. on clays and clay min., 1964.
496. Siffert B. Quelques reactions de la silice in solution: la formation des argiles. Mem. serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, № 21, VIII, 1962.
497. Sittler Cl. La sédimentation argileuse fluvio-lacustre à la limite du crétacé et de l'éocène en Provence et au Languedoc rapport avec la probleme de la disparition des dinosauriens. — Bull. serv. Carte Geol. Als. Lorr., 1965, t. 18, fasc. 1.
498. Sittler C., Demangeon P. Les minéraux argileux, indicateurs de faciès, dans le Paléogène languedocien. — Bull. serv. Carte geol Als. Lorr., 1963, t. 16, fasc. 4.
499. Skoček V. Tonsteinenstehung im Manétin-Becken. V congress international de stratigraphie et de géologie du carbonifère. Paris, 1963. Compte rendu, t. 2, 1964.
500. Smith J. V., Yoder H. S., jr. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. — Miner. Mag., 1956, vol. 31, pp. 209—235.
501. Smithson F., Brown G. Dickite from Sandstones in northern England and North Wales. — Miner. Mag., 1957, vol. 31, № 236.
502. Smulikowski K. Skolite, un nouveau mineral du groupe de glauconite. Achiwum miner., t. 12, 1936.
503. Stenli F. G., Greath W. B. Foraminiferal ratios and regional environments. — Bull. Amer. assoc. petrol. geol., 1964, vol. 48, № 11.
504. Stöffler D., Engelhardt W., Müller G. Zur Genese der Tonsteine im Saarkarbon. Naturwissenschaften, t. 50, № 4, 1963.
505. Tooker E. W. Clay minerals in rocks of the lower part of the Quirrh formation, Utah. Clays and clay minerals (9-th Nat. Conf. 1960), 1962.
506. Towse K. M., Grim R. E. Variations in clay mineralogy across facies boundaries in the middle Devonian (Ludlowville). New York. — Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, № 9.
507. Urban H. Zur genese und Struktur von Metahalloysit. Fortschr. Miner., Bd. 39, Hft. 1, 1961.
- 508a. Vernadskii V. I. Zur Theorie der Silikate. Zeitschr, f. Kristallogr., Bd XXXIV, 1901.

508. V a n d e r s t a p p e n R., C o r n i l J. Contribution a l'étude des minéraux argileux du type «mixed layers». — Bull. Soc. Belge, Geol., 1958, vol. 67, p. 91.
509. V i k u l o v a M. F. Effect of the origin of the lower carboniferous clays in the Western Part at the Moscow basin on the alterations of their clay minerals. Development in sedimentology, vol. 1. Deltaic and Shallow marine deposits. Proceed. of the 6 Int. sediment. congress. The Wetherlands and Belgium., 1963, Edit. by L. M. I. U. van Straaten, Amsterdam, 1964.
510. W a l k e r G. F. Trioctahedral minerals in the soil clays of North — East Scotland. — Miner. Mag., vol. 29, № 208, 1950.
511. W e a v e r C. E. The effects and geologic significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. — Amer. Miner., 1958, vol. 43, № 9—10.
512. W e a v e r C. E. The clay petrology of sediments. — Clays and clay minerals (6-th Nat. Conf. 1957), vol. 2, 1959.
513. W e a v e r C. E. Possible uses of clay minerals in search for oil. — Bull. Amer. assoc. petrol. geol., 1960, vol. 44, № 9.
514. W e e k s L. G. Environment and mode of origin and facies relationships of carbonate concretions in shales. — J. sediment. petrol., 1953, vol. 23, № 3.
515. W e i r A. H., G r e e n — K e l l y R. Beidellite. — Amer. Miner., 1962, vol. 47, p. 137.
516. W h i t e W. A. Colloid phenomena and sedimentation of argillaceous rocks. — J. sediment petrol., 1961, vol. 31, p. 560.
517. W i s e W. S., E u g s t e r H. P. Celadonite: Synthesis, thermal stability and occurrence. — Amer. Miner., 1964, vol. 49, № 7—8.
518. Y o d e r H. S., E u g s t e r H. P. Syntetic and natural musckovites. Geochim. et Cosmoch. — Acta, vol. 8, № 5—6, 1955.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
Введение	3
Г л а в а I. Общие представления о глинистых породах и современные проблемы их изучения в геологии. <i>М. Ф. Викулова</i>	7
1. Общие представления	—
2. Некоторые современные проблемы изучения	10
Г л а в а II. Глинистые минералы. <i>М. Ф. Викулова</i>	21
1. Общие сведения	—
2. Характеристика глинистых минералов	26
Каолининовая группа	—
Пирофиллит-гальковая группа	37
Гидрослюдистая группа	—
Монтмориллонитовая группа	44
Вермикулитовая группа	47
Хлоритовая группа	48
Смешаннослойные минералы	49
Пальгорскитовая группа	52
3. Генезис	54
4. Значение трансформаций глинистых минералов в аспекте геологического времени	62
5. Обобщение	66
Г л а в а III. Петрографические особенности глинистых пород. <i>М. Ф. Викулова</i> с участием <i>Г. В. Куликовой</i>	70
1. Общие представления	—
2. Структуры и текстуры	72
3. Характеристика глинистого вещества	75
4. Аутигенные минералы размером больше 0,01 мм	77
5. Растительные остатки	82
6. Фаунистические остатки	83
Г л а в а IV. Кластогенные и аутигенные неглинистые минералы глинистых пород. <i>Н. Я. Тиломирова</i>	84
1. Задачи исследования	—
2. Некоторые особенности исследования тяжелых и легких фракций глинистых пород	85
Г л а в а V. Конкреции глинистых пород. <i>А. В. Македонов</i>	96
1. Общая характеристика	—
2. Определение понятия «конкреции» и их происхождение	98
3. Микро-, макро- и мегаконкреции. Конкреционные сростки	102
4. Связь конкреций со стадиями литогенеза	103
5. Литологические признаки	106
Формы залегания и распределение конкреций	—

Признаки конкреций и их сростков	107
Признаки вмещающих конкреции пород и их соотношения	119
6. Принципы классификации	120
7. Фациальные конкреционные комплексы и их циклическое распределение	127
8. Выводы	132

Глава VI. Малые элементы глинистых пород. Ю. К. Бурков 133

1. Характер влияния условий седиментации на формы миграции и распределение малых элементов в глинистых породах	—
Внешние условия	—
Гидрохимические условия среды отложения	135
2. Ряды подвижности и ассоциации малых элементов как индикаторы условий формирования глинистых пород. Методы получения количественных оценок этих индикаторов	136
Количественная оценка рядов подвижности элементов	—
Количественная оценка ассоциаций элементов	138
3. Эталонные геохимические индикаторы условий формирования глинистых отложений	139
4. Примеры оценки условий формирования глинистых отложений на основании данных о концентрациях химических элементов	140
Средне- и верхнедевонские отложения Тенизской впадины	—
Нижнекаменноугольные отложения Тенизской впадины	142
Средне- и верхнекаменноугольные отложения Тенизской впадины (владимировская свита)	145
Пермские отложения Тенизской впадины	146

Глава VII. Фаунистические особенности глинистых пород. А. И. Осипова 148

1. Значение палеонтологических данных для определения условий образования глинистых осадков	—
Данные о среде обитания и населении современных морских глинистых осадков	—
Состав, особенности захоронения и сохраненность остатков организмов в ископаемых глинистых осадках	156
2. Примеры реконструкции условий образования некоторых глинистых осадков неогенового периода	160
Спирпалисовые глины (миоцен)	—
Глины верхнего майкопа Северной Осетии	164
Глины караганского горизонта Ставрополя	168
Глины аральской свиты Казахстана (миоцен)	171
Кремнисто-глинистые породы Западной Камчатки (миоцен)	173
Глины и диатомиты оз. Ханка (миоцен)	175
3. Примеры реконструкции условий образования некоторых глинистых осадков каменноугольного периода	177
Глины визейских отложений Московской синеклизы	—
Глинистые породы, покрывающие и подстилающие пласты угля	187

	С.
Глава VIII. Фациальные типы глинистых пород. <i>М. Ф. Викулова, А. П. Феофилова</i> , с участием <i>Н. Н. Земовой</i>	191
1. Общие представления о фациальном анализе осадочных пород. <i>А. П. Феофилова</i>	—
2. Элементы, характеризующие обстановку отложения и область сноса, и их проявление в литологических особенностях глин и вмещающих пород. <i>М. Ф. Викулова</i>	193
3. Характеристика литологических особенностей главных фациальных типов глинистых пород. <i>М. Ф. Викулова</i>	202
Глины водноосадочные	203
Глины трения	238
4. Обобщение	238
5. Краткий обзор методов литолого-фациального анализа глинистых пород	249
Заключение. <i>М. Ф. Викулова</i>	254
Список литературы	264

Министерство геологии СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский
геологический институт

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД
(и их первичные литологические особенности)

Редактор издательства **М. И. Федотова**
Техн. редактор **Н. П. Старостина**

Переплет художника **И. А. Гордон**.
(Корректоры **В. Н. Михалевич, Н. А. Соколов**.)

Сдано в набор 17/XI 1972 г. Подписано к печати 29/III 1973 г. М-07204.
Формат бумаги 60 × 90¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 18. Уч.-изд. л. 21,84.
Тираж 3000 экз. Заказ № 2142/818. Цена 1 р. 29 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совет
Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.