

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. А. РАТЕЕВ

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И ГЕНЕЗИС
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В СОВРЕМЕННЫХ
И ДРЕВНИХ МОРСКИХ
БАССЕЙНАХ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

M. A. RATEEV

REGULARITIES
IN THE DISTRIBUTION
AND GENESIS
OF CLAY MINERALS
IN RECENT AND OLD
MARINE BASINS

Transactions, volume 112

•

PUBLISHING OFFICE «SCIENCE» •

Moscow 1964

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. А. РАТЕЕВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И ГЕНЕЗИС
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В СОВРЕМЕННЫХ
И ДРЕВНИХ МОРСКИХ
БАССЕЙНАХ

Труды, выпуск 112

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик *Н. М. Страхов*

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of the USSR Academy of Sciences
A. V. Peive (Editor-in-Chief),
K. I. Kuznetsova, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR

Academician *N. M. Strakhov*

Рамеев М. А.

**Закономерности размещения и генезис глинистых минералов
в современных и древних морских бассейнах**
Труды ГИН, вып. 112

Утверждено к печати геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Носов Г. И.* Технический редактор *Г. Астафьева*

Сдано в набор 28/I 1964 г. Подписано к печати 23/VI 1964 г. Формат 70×108¹/₁₆.

Печ. л. 18 = 24,66 усл. п. л. Уч.-изд. л. 24,9. Тираж 1200 экз.

Т-09540. Изд. № 2314. Тип. зак. № 110. Темплан 1964 г. № 702

Цена 1 р. 74 коп.

Издательство «Наука» Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства «Наука» Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ВВЕДЕНИЕ

Глинистые породы и слагающие их глинистые минералы в течение последних 15 лет являются объектом особенно интенсивных исследований. Их изучают не только как глинистое сырье для использования в промышленности, но, в значительной степени, и как основание для различных инженерных сооружений и как породы, вмещающие те или иные полезные ископаемые. В соответствии с большим размахом работ по изучению глин за эти 15 лет появились обширные монографии В. П. Петрова (1948), И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), Бриндли (Brindley, McEwan, 1951), Грима (Grim, 1953), Мийо (Millot, 1949), М. Ф. Викуловой (Методическое руководство..., 1957) и других исследователей, значительно пополнившие наши представления о кристаллическом строении глинистых минералов, об их свойствах и классификации. Однако даже после появления этих капитальных работ вопрос о генезисе глинистых минералов до сих пор остается малоизученным. Не внесло резких сдвигов в решение этой проблемы и специальное совещание по минералогии глин, состоявшееся в Лондоне в 1951 г. На этом совещании были рассмотрены лишь данные о характере глинистых минералов в некоторых стратиграфических подразделениях и обсуждался доклад Мийо о связи глинистых минералов с обстановкой седиментации, однако не был затронут вопрос о влиянии тектонического и климатического факторов и минералогической природы вносимого в водоемы тонкодисперсного материала. Не было уделено должного внимания проблеме генезиса глинистых минералов и в трудах Третьей американской конференции по глинам в 1954 г., где этому вопросу, по существу, была посвящена лишь статья Муррея и Сайаба (Murray a. Sayab, 1955) о диагенетическом изменении глинистых минералов в вертикальных колонках современных морских осадков побережья Северной Каролины.

Только начиная с 1957 г. эта проблема стала гораздо шире рассматриваться в трудах Львовского совещания по исследованию и использованию глин, в сборнике докладов на Брюссельской конференции по глинам 1958 г. и в трудах симпозиума по глинам при Американской ассоциации геологов-нефтяников, где опубликованы статьи Грима (Grim, 1958) о диагенезе глин и Уивера (Weaver, 1958в) о геологической интерпретации глинистых минералов в осадочных породах. Наконец, особенно интересные работы, непосредственно связанные с этой проблемой, появились в последние годы в трудах Пятой (1958) и Шестой (1959) национальных конференций по глинам в США, в том числе статьи Уивера (1959) о петрологии глинистых осадков и Уайтхауза и МакКартера (Whitehouse, McCarter, 1958) о диагенетической модификации глинистых минералов в искусственной морской воде.

Все это свидетельствует о быстром развитии данной отрасли знаний в самые последние годы. Однако, несмотря на это, следует отметить, что

еще не разработаны в должной мере принципы генетического анализа, а также критерии, на основании которых можно было бы выявить генетическое значение полиморфных модификаций и структурных разновидностей минералов, исследовать форму отдельных частиц под электронным микроскопом, установить текстурные или структурные признаки, стадийные изменения и смешаннослоистые структуры, распределить глинистые минералы по петрографическим типам пород и, наконец, выяснить пространственное их размещение внутри водоемов, без чего, по существу, нельзя учесть влияния области сноса и оценить интенсивность переработки материала в диагенезе. Если к этому прибавить, что в работах по глинам часто не учитывается в полной мере определяющее значение климатического и тектонического факторов и не принимаются во внимание наложенные эпигенетические изменения, то станет очевидным чисто декларативный характер многих генетических концепций, существующих в настоящее время.

Прежде чем перейти к изложению наших данных о генезисе глинистых минералов и закономерностях их размещения в морских бассейнах, изложим кратко некоторые общие положения рассматриваемой проблемы, оставив обсуждение деталей до соответствующих разделов работы.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Глава I

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

В настоящее время нет единой точки зрения по вопросу о генезисе глинистых минералов. Можно отметить три основные генетические концепции и две концепции, представляющие собой комбинацию первых, хотя такое деление и весьма условно. К основным концепциям относятся:

1. Седиментационная хемогенно-осадочная концепция Мийо, ранняя работа Е. В. Шабаровой, отчасти работы А. Г. Сеидова.

2. Диагенетическая концепция Грима, Пауэрс, М. Ф. Викуловой и А. Г. Коссовской о решающей роли физико-химической модификации глинистых минералов в зоне диагенеза.

3. Аллотигенная концепция М. А. Ратеева, Н. М. Страхова, Уивера, признающая в основном детритную природу глинистых минералов и допускающая переработку в диагенезе лишь малоустойчивых компонентов.

Среди комбинированных концепций можно отметить работу В. П. Петрова (1948), который выделяет аллотигенные и хемогенно-осадочные минералы.

Сущность хемогенно-осадочной седиментационной концепции состоит в признании полной зависимости комплекса глинистых минералов осадочных пород от рН и характера физико-химической среды водоема. Так, например, согласно взглядам Мийо, глинистая фаза, извлеченная из осадочной породы, является функцией среды ее образования, причем среда здесь понимается только в физико-химическом смысле. Исходя из этих положений, названные авторы утверждают, что должно существовать обязательное соответствие между комплексами глинистых минералов и физико-химической средой их образования, а также между рН современных водоемов и рН ископаемых глинистых пород, якобы отражающих обстановку возникновения глинистых минералов. Сторонники хемогенно-осадочной концепции без должных оснований подразумевают, что концентрации элементов (Al^{3+} , K^+ , Mg^{2+} , Si^{4+}), участвующих в постройке кристаллической решетки глинистых минералов, в воде морских водоемов должны достигать таких высоких значений, которые в состоянии вызвать химическую садку алюмосиликатов. Кроме того, седиментационная концепция совершенно не учитывает роли взвешенного глинистого материала, приносимого в водоем

реками с водосборного бассейна, в формировании комплекса глинистых минералов в той или иной фациальной обстановке.

Оценивая достоверность хемогенно-осадочного способа образования глинистых минералов в морских бассейнах, можно сказать, что концентрации Al^{3+} , K^+ , Mg^{2+} и Si^{4+} в большинстве морских водоемов (особенно в водоемах гумидного типа) обычно весьма невелики и, следовательно, садка в них алюмосиликатов из воды невозможна. С другой стороны, при более тщательном изучении комплексов глинистых минералов весьма часто обнаруживается их несоответствие одной лишь физико-химической обстановке осадконакопления. Все это доказывает полную несостоятельность хемогенно-осадочной концепции генезиса глинистых минералов, и не случайно в последнее время она почти целиком вытесняется диагенетической концепцией.

Диагенетическая концепция, в противоположность седиментационной, учитывает роль глинистого материала, поступающего в бассейн с водосбора, но допускает коренную его переработку, частично в морской воде, а главным образом в зоне иловых вод. Так, по схеме Грима (1953, 1955, 1957, 1958), глинистые минералы (иллиты, хлориты) в зоне выветривания и почвообразования выщелачиваются, частично теряют K_2O и MgO и в таком деградированном состоянии выносятся реками в морские бассейны почти без изменения при переносе. Степень выщелачивания деградированных продуктов обычно недостаточна для превращения их в новые минералы. Попадая в морскую среду, деградированные минералы ввиду недостатка щелочных земель быстро адсорбируют K^+ и Mg^{2+} непосредственно из морской воды или из иловых вод и регенерируются до нормальных гидрослюдов (иллитов), что способствует совершенству слюдистых структур. Направленность диагенетических изменений, по Гриму, такова, что все деградированные минералы — иллиты, хлориты, монтмориллониты и даже каолиниты — в условиях морской среды, богатой катионами, переходят главным образом в нормальный иллит и частью в хлорит, т. е. в минералы, нередко доминирующие в морских глинистых осадках и уравновешенные в данной среде. Многочисленные случаи нахождения устойчивого минерала — каолинита — в морских осадках заставили Грима признать, что переработка зависит от скорости осадконакопления. В схему Грима включены, по существу, лишь современные осадки и он рассматривает главным образом смену глинистых комплексов в фациальных типах осадков переходной зоны, от суши к морю.

Для диагенетических изменений глинистых минералов в вертикальном разрезе морских отложений всей стадии диагенеза, была предложена схема Пауэрса (Powers, 1957, 1959). Суть концепции Пауэрса заключается в следующем. Поскольку в морской воде отношение $Mg^{2+} : K^+ = 5 : 1$, автор полагает, что в верхней, иловой зоне диагенеза глинистые минералы типа деградированного иллита и монтмориллонита будут предпочтительнее адсорбировать магний, а не калий, с преимущественным образованием аутигенного хлорита. При одинаковых концентрациях Mg^{2+} и K^+ наблюдалась бы предпочтительная адсорбция глинами калия. Поскольку при движении вниз по разрезу преобладание магния в поровых водах вследствие метаморфизации их солевого состава может смениться установлением одинаковых концентраций Mg^{2+} и K^+ , то с момента, когда их концентрации уравниваются, глины начнут адсорбировать предпочтительнее калий, с преимущественным образованием аутигенных гидрослюдов. По мнению Пауэрса, в результате такого хода процесса на глубине нескольких сотен футов должен установиться уровень одинаковой адсорбции этих двух элементов, так называемый эквивалентный уровень. Выше этого уровня, в результате предпочтительной адсорбции Mg^{2+} , будут образовываться аутигенные хлориты, ниже эквивалентного

уровня предпочтительная адсорбция K^+ будет приводить к аутигенной генерации гидрослюд. Однако реальное распределение глинистых минералов в глубоких морских скважинах в соответствии со схемой Пауэрса пока нигде не наблюдалось. Кроме того, при построении данной схемы автор базировался на данных о горизонтальном распределении глинистых минералов в заливе Агчафалайя, а не на материалах изученных разрезов глубоких морских скважин. Слабая сторона всех вариантов диагенетической концепции генезиса глинистых минералов заключается в том, что все ее аргументы не дают однозначного решения вопроса: то, что приписывается диагенезу, может быть обусловлено и другими факторами — смывом минералов с водосборного бассейна, механической дифференциацией глинистых минералов в зависимости от размеров частиц и скорости их оседания, размывом различных горизонтов коры выветривания и почвообразования, изменением интенсивности смыва в связи с наводнениями, гидродинамикой самого морского бассейна, локальным размывом — абразией, переотложением глинистого материала и т. п.

Аллотигенная концепция детритного происхождения глинистых минералов, с допущением частичных изменений в диагенезе лишь малоустойчивых минеральных форм, отводит основную роль в генезисе глини физико-географическим факторам осадконакопления, климату, тектонике, петрографическому строению областей сноса и т. п. Так, при изучении глинистых минералов в современных осадках Японского, Черного и Аральского морей и оз. Байкал (Ратеев, 1948, 1952а, б, в; 1954а, 1958а, б) было установлено отсутствие корреляции между комплексами глинистых минералов, гидрохимическим типом бассейна, глубиной и фациально-петрографическим типом осадков. Во многих случаях отмечено совместное нахождение монтмориллонита и каолинита — минералов, требующих резко различной среды для их хемогенного образования. В то же время констатированы четкие связи глинистых минералов морских осадков с минералами глинистой фракции речных взвесей, вносимых в эти водоемы, связи с течениями, абразией берегов и переотложением материала — унаследованием субстрата.

Установление закономерности размещения глинистых минералов в осадках современных водоемов СССР привели нас еще в 1950—1952 гг. к выводу о преобладании аллотигенной природы глинистых минералов и резко подчиненном значении физико-химических факторов в их генезисе. Аналогичной точки зрения придерживается и Н. М. Страхов (1954, 1960б, 1962), исходя из более широких обобщений.

В 1958 г. аллотигенная концепция получила весьма серьезное подтверждение в работах Уивера (1955, 1958б, 1959), выполненных при помощи самой современной рентгенографии на обширном геологическом материале, включая разнофациальные и разновозрастные свиты, развитые на территории США. Уивер (1958б, 1959), анализируя данные о распространении глинистых минералов в морских глинистых и карбонатных отложениях, а также в дельтовых лагунных и речных осадках, пришел к заключению, что глинистые минералы не определяются строго и не модифицируются существенно физико-химической обстановкой отложения, что указывает на неэффективность диагенеза в той мере, как обычно полагают. При этом под диагенезом глинистых минералов Уивер правильно понимает не простую адсорбцию катионов из морской воды, а коренную перестройку всего структурного силикатного каркаса, унаследованного глинистыми частицами еще от областей сноса.

Новейшие рентгенографические исследования Иодера и Югстера (Yoder, Eugster, 1955) по полиморфизму слюдистых минералов показывают, что большинство иллитов в известняках и сланцах представлено высокотемпературными модификациями, поэтому сомнительно, чтобы

они образовались под влиянием морского диагенеза, и более вероятно их образование из мусковита или иллита областей сноса.

Аналогичную ситуацию Уивер (1958а, 1959) отмечает для большинства ископаемых и современных глинистых осадков, в которых преобладает иллит высокотемпературной модификации ($2M_1$), образованный метаморфическими или магматическими породами, низкотемпературные же иллиты ($1M$ или $1Md$), которые могли бы аутигенно образовываться в условиях морской среды, крайне редки среди осадочных пород. Объяснять это позднейшей метаморфизацией первоначально возникавшего низкотемпературного иллита невозможно ввиду хорошей сохранности низкотемпературных иллитов $1M$ в древних породах, а также ввиду более значительного соотношения модификаций $1M$ и $2M$ в неметаморфизованных кембрийских породах, нежели в современных осадках. Подобная картина распределения структурных модификаций наблюдается и у хлоритов. Поскольку большинство минералов, которые изменяются в хлориты, являются диоктаэдрическими, естественно считать, что и возникающие из них хлориты должны относиться к диоктаэдрическим разностям. В действительности осадочные хлориты преимущественно триоктаэдрические, обычно встречающиеся в магматических и метаморфических породах. Кроме указанных фактов, свидетельствующих о детритном происхождении глинистых минералов, Уивер, Уайтхауз и Мак-Картер в последнее время установили, что количественные изменения глинистых минералов тонкопелитовой фракции из различных участков морского дна не связаны с диагенезом.

Из всех этих концепций наиболее жизненными оказались две: диагенетическая, придающая решающую роль в формировании ассоциаций глинистых минералов в морской среде аутигенному фактору, и аллотигенная, признающая доминирующим фактором минералогическую природу глинистого материала, поступающего из областей сноса. Однако, как подчеркнул недавно Н. М. Страхов, задача в настоящее время заключается не в том, чтобы присоединиться к той или иной концепции и принять одно из этих решений вопроса, а в том, чтобы выявить физико-химические и минералогические обстановки осадконакопления и диагенеза, в которых аутигенное глинообразование может развиваться в каком-либо направлении, и установить, какие условия седиментации неблагоприятны для данного процесса, т. е., где, по существу, аутигенное глинообразование является «запрещенным». Эту задачу мы постоянно и имели в виду при выполнении данной работы.

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поскольку диагностика структурных полиморфных модификаций как метод непосредственного генетического анализа пока мало доступна для реализации ее на серийных геологических образцах, мы посвятили свою работу изучению критериев геологического порядка, вытекающих из пространственного размещения глинистых минералов в зависимости от гидрохимического типа водоемов, климатической зональности и тектонического режима областей.

Зависимость глинистых минералов от гидрохимического режима, от глубины водоема, расстояния от берега и влияние речных взвесей на ассоциации глинистых минералов морских водоемов мы изучали на современных озерных и морских осадках и взвесах речных паводков.

В пределах гумидной зоны нами исследованы глинистые минералы взвесей рек Кубань, Риони, Чорохи и массовые пробы донных осадков Черного, Японского морей и оз. Байкал.

Из современных образований аридной зоны изучались взвеси Сыр-

Дарьи и Аму-Дарьи и характер размещения глинистых минералов в донных осадках Аральского моря по площади всего водоема.

Влияние климатического фактора и обстановки седиментации на ассоциации глинистых минералов в областях малой тектонической активности земной коры в древних отложениях гумидной зоны исследовалось на большом керновом материале из угленосного бобринского горизонта нижнего карбона, старооскольского горизонта, лапшайской и кыновской свит девона центральных районов Русской платформы.

Влияние аридной седиментации на глинистые минералы в морских бассейнах геологического прошлого изучалось на породах верейского и каширского горизонтов среднего карбона Русской платформы и частично на отложениях палеогена Ферганы.

Минеральный состав тонкой фракции глинистых пород исследовался комплексом методов, включающим рентгенографию, электронографию, электронную микроскопию, термический, оптический и химический анализы, исследование органическими красителями с применением спектрофотометрии.

Выделение фракции $<0,001$ мм производилось отстаиванием и декантацией после отмывки водорастворных солей или удаления карбонатов 2%-ной HCl без нагревания.

Устойчивость глинистых минералов при обработке слабыми кислотами без нагревания специально изучали для наших целей Э. С. Залманзон и Е. С. Шишова (1950). При этом было установлено, что 0,1 н. HCl растворяет лишь малоустойчивые Mg-силикаты типа сепиолита-пальгорскита, а при продолжительной обработке слегка затрагивает монтмориллонит. Более устойчивые минералы — каолинит, гидрослюда при такой подготовке суспензий сохраняются полностью. На основании этих данных, чтобы избежать разрушения легко разлагающихся глинистых минералов, добавка 2%-ной HCl обычно рассчитывалась по CO_2 в количестве, необходимом лишь для нейтрализации карбонатов. Кроме того, контроль за возможным разложением легко разрушающихся минералов в ряде случаев производился путем анализа фильтратов на MgO , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , а также посредством просмотра под электронным микроскопом препаратов, приготовленных из природных глин.

Порошковые рентгенограммы фракции $<0,001$ мм для массовых проб снимала Е. П. Мещерякова в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института кристаллографии АН СССР. Съемка проводилась по методу Дебая, в полуцилиндрических камерах с $2R = 90,5$ мм, конструкции В. П. Бутузова, трубкой БСВ-4 на Fe-излучении, при нагрузке 100—160 ма, с экспозицией 25 часов. Камеры В. П. Бутузова, сконструированные для наших целей, дают очень четкие рефлексы малых береговских углов с межплоскостными расстояниями до 18 кХ. Кроме того, наиболее важные минералогические типы глин, выделенные на основе комплекса методов, подвергались дополнительным рентгенографическим исследованиям, включавшим съемку на отфильтрованном медном излучении в камерах РКУ-114 с режимом: $I = 16$ ма, $V = 40$ кв, при экспозиции 16 часов.

При наиболее детальных исследованиях для каждого образца снималось по четыре рентгенограммы: 1) порошковая, 2) ориентированного препарата при комнатной температуре для выявления базальных рефлексов (001), 3) ориентированного препарата, прокаленного в течение двух часов при 600° , для диагностики каолинита (рефлексы которого в этих условиях исчезают) и, наконец, 4) препарата, насыщенного глицерином, для выявления монтмориллонита. Эти исследования выполнены во ВНИГНИ Ю. М. Королевым и частично в ИГЕМ С. И. Берхин. При расшифровке рентгенограмм, кроме изученных нами эталонных минералов, использовались работы И. В. Иогансон (1952), В. И. Михеева

(1954, 1957), В. А. Франк-Каменецкого (1961), сводки Бриндли (1951), Грима (1953), Уивера (1956, 1958в, 1959), Д. П. Сердюченко (1953), а также стандарты глинистых минералов Американского нефтяного института, опубликованные в сводке «Reference clay minerals» (см. Kerr, Kulp a. Hamilton, 1951).

Электроннографические исследования выполнены Б. Б. Звягиным на электронографе ЭМ-4 при напряжениях 40—60 кВ, на препаратах, полученных из суспензий. Морфология глинистых частиц в широких масштабах исследована при помощи электронного микроскопа ЭМ-3 на препаратах, приготовленных из суспензий по методике, принятой во ВСЕГЕИ М. Ф. Викуловой (см. Методическое руководство., 1957). Кривые нагревания получены в лаборатории ГИН АН СССР Д. А. Виталем на пирометре Курнакова при скорости нагревания печи 20° в минуту, с платиново-радиевой термопарой $d = 0,5$ мм на навесках 1—3 г, частично микрометодом с термопарой $d = 0,3$ мм на навесках 0,2—0,3 г. В отдельных случаях вместе с кривыми нагревания синхронно получены кривые обезвоживания тех же образцов на специальной термической установке, сконструированной А. И. Цветковым, Д. А. Виталем и М. Ю. Тельтовтом (1955). Обезвоживание массовых проб глин выполнено частью в муфельных печах с терморегуляцией по Астафьеву, частью методом А. И. Цветкова (1951) посредством динамического взвешивания на торсионных весах. Полные силикатные анализы выполнены только для глинистой фракции $< 0,001$ мм. Количество кремнезема в форме кварца определяли по химической методике Э. С. Залманзон (1952) и исключали из общего содержания SiO_2 . Процент аморфного кремнезема установили в двукратных 5%-ных содовых вытяжках, с определением в фильтратах полуторных окислов для контроля возможного разложения силикатных минералов. В породах типа мергелей и глинистых доломитов, в которых посредством электронной микроскопии обнаруживались волокнистые Mg-силикаты типа палыгорскита и сепиолита, количество последних определяли расчетным путем по избыточному силикатному MgO в солянокислых вытяжках (Залманзон и Шишова, 1950).

Оптические исследования глинистых пород, кроме обычного изучения шлифов, производили в иммерсии на ориентированных агрегатах по методу М. Ф. Викуловой (1952б), с определением показателей преломления. При смешанном гидрослюдисто-монтмориллонитовом составе глинистого вещества, когда суммарные показатели преломления невыразительны, исследовались порошковые иммерсионные препараты естественных глин с раздельной оптической характеристикой обоих минералов. В ряде случаев при более точных замерах величины светопреломления применялся монохроматор (Веденеева, 1937).

Исследования с органическими красителями мы проводили главным образом для рационального подбора образцов для комплексных анализов, а также при определении в глинистой фракции примеси монтмориллонита. Практически для этих целей использовался раствор метиленового голубого (концентрация 0,01%), с визуальными оценками окрашенных суспензий по цветной шкале Института кристаллографии АН СССР, по нашей схеме, описанной в руководстве «Методы изучения осадочных пород» (1957, т. I). Спектральные кривые поглощения метиленового голубого выполнены частью на универсальном фотометре ФМ, частью на портативном спектрофотометре В. А. Шамбурова и Н. Е. Веденеевой с монохроматическими интерференционными светофильтрами (λ в пределах 500—700 мкм), по методике, описанной автором (Ратеев, 1958).

По каждому образцу глин, изученному комплексом методов, тщательно сопоставлялись данные всех анализов, в случае неясных резуль-

татов производились дополнительные или повторные определения до получения достоверных данных об ассоциации глинистых минералов, о главном компоненте тонкой фракции, о существенных и незначительных примесях.

Работа выполнялась автором в отделе литологии Геологического института АН СССР с 1946 по 1962 г., на объектах, подобранных в сравнительно-литологическом плане. Объемы проведенных аналитических исследований видны из табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Объемы выполненных аналитических исследований (в образцах)

Виды анализов	Современные осадки				Древние толщи				Всего
	Байкал	Японское море	Черное море	Аральское море	Русская платформа			Ферганская депрессия	
					D ₂₋₃	C ^{2bbr} ₁	C ^v ₂ и C ^k ₂	Pg	
Визуальное определение с органическими красителями	60	42	83	30	300	80	105	20	720
Спектрофотометрия	60	42	63	24	140	25	60	20	434
Термография	15	12	15	8	233	42	95	20	440
Рентгенография	22	21	35	15	181	30	20	20	344
Электронная микроскопия	20	19	30	22	110	48	150	20	419
Оптика ориентированных агрегатов	10	11	14	24	152	42	90	20	363
Изучение шлифов	—	—	—	—	330	60	95	20	505
Химические анализы	2	2	16	8	36	3	15	4	86

Глава II

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УСТОЙЧИВОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В МОРСКОЙ ВОДЕ

Неубедительность многих концепций о генезисе глинистых минералов морских осадочных пород зависит в значительной мере от того, что они не учитывают ни пространственного распределения минералов по водоемам, ни результата воздействия на них морской воды. Поэтому прежде чем перейти к рассмотрению плана размещения глинистых минералов в осадках ряда внутриконтинентальных морских и океанических бассейнов, мы считали необходимым осветить вопрос об устойчивости некоторых слоистых силикатов в морской воде с привлечением данных современных экспериментальных исследований.

Эффективность воздействия морской воды на глинистые минералы в условиях седиментогенеза можно оценить по двум крупным исследованиям Керрола и Старкея (Carrol a. Starkey, 1960), Уайтхауза и Мак-Картера (1958), проведенным специально для этих целей. Керрол и Старкей применяли чисто химические методы и изучали в основном взаимодействие поглощенного комплекса глинистых минералов с катионами морской воды. Уайтхауз и Мак-Картер наряду с химическими исследованиями растворенной части проводили при помощи наиболее современных физических методов (рентгенография и электронная микроскопия) наблюдения за изменением кристаллической структуры глинистых минералов под влиянием электролитов морской воды.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ПРИРОДНОЙ МОРСКОЙ ВОДЫ

Объектами опытов Керрола и Старкея служили глинистые минералы, принятые за стандарты Американским нефтяным институтом. Монтмориллонит (A) был взят из Осейдж Вайоминг, № 25в, смешаннослоистый минерал (B) — из Хайбриджа, № KV-42, иллит (C) — из Фишн, Иллинойс, № 35, каолинит (D) — из Бат, № 5, галлуазит (E) — из Тинтик, Юта, № 13. Воздействие природной морской воды на глинистые минералы изучали двумя способами: обработкой определенным объемом воды природных минералов и титрованием водой навески водородной глины, из которой обменные катионы были удалены 3 н. HCl. Физико-химические условия опыта характеризовались следующими данными: начальный pH природной морской воды (из Флоридского пролива) равнялся 7,6; щелочность — 15,0; щелочность титра составляла 0,00164 экв/л; соленость 35,5‰; хлорность 21,5% и температура +25° С. Опыты продолжались 10 и 150 дней. Вытеснение катионов производилось 1 н. NH₄Cl. Содержание катионов Ca²⁺ и Mg²⁺ определялось версантным методом, а Na⁺ и K⁺ — пламенной фотометрией. Кроме того, морскую

воду, отделенную от осадка центрифугированием, анализировали еще на содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Десятидневный контакт суспензии с соотношением твердого компонента к жидкому 1 : 5 как в природной, так и в Н-форме показал для всех исследованных минералов заметное повышение величины рН. Особенно сильное увеличение рН отмечено для каолинита, галлуазита и смешаннослоистого минерала.

Скорость приспособления к условиям морской воды, судя по рН, такова (табл. 2): каолинит (D) = иллит (C) > галлуазит (E) > смешанно-слоистый минерал (B) > монтмориллонит (A). Это показывает, что для приспособления монтмориллонита к морской среде требуется больше

Таблица 2

Величина рН глинистых минералов при различных условиях эксперимента (отношение твердой фазы к жидкой 1 : 5)

Минерал	Естественные условия	После замачивания в 50 мл морской воды в течение 10 дней	Н-форма	Н-форма после замачивания в 50 мл морской воды в течение 10 дней
Монтмориллонит (A) . . .	8,70	9,22	2,90	5,88
Смешаннослоистый минерал (B)	4,50	9,18	3,25	6,87
Иллит (C)	8,50	9,18	6,80	9,00
Каолинит (D)	5,18	8,32	5,05	8,35
Галлуазит (E)	4,65	8,01	4,70	7,71

времени, чем для других минералов. Это противоречит мнению Пинзака (Pinsak, Murray, 1960) о более быстрой реакции монтмориллонита с морской водой в естественных условиях морского осадконакопления.

В экспериментах Керрола и Старкея были получены данные и о степени извлечения из глинистых минералов в раствор соединений SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 при обработке морской водой. Определение этих компонентов в фильтрах показало удаление из глинистых минералов небольших количеств Si_2O и Al_2O_3 , в целом менее 1%. Однако в исследованных образцах присутствовал свободный глинозем — в количестве, близком к найденному нами в фильтрах. Авторы, ссылаясь на Мукерджи (Mukherjee, Chatterjee, 1948) и Лоу (Low, 1955), считают в принципе возможное удаление таким путем Al_2O_3 и Fe_2O_3 , но полагают при этом, что поскольку Al^{3+} в решетке глинистых минералов не может быть замещен на Na^+ вследствие различия ионных радиусов ($\text{Al}^{3+} = 0,57\text{\AA}$; $\text{Na}^+ = 0,98\text{\AA}$), то он, будучи нерастворимым при рН 7,6, образует комплексы либо с органическими молекулами морской воды, либо с хлоридными ионами. Авторы не исключают и возможности того, что ионы Al^{3+} удалялись из октаэдрического слоя в обменные позиции, но не могли быть замещены ионами Ca^{2+} , Mg^{2+} или Na^+ . Количественно роль свободного глинозема даже при значительном времени накопления в морских осадках, вероятно, ничтожна. Иначе обстоит дело с кремнеземом. Некоторое количество последнего, по мнению авторов, удаляется из тетраэдрических слоев минералов, особенно из Н-монтмориллонита (A) и смешаннослоистого минерала (B) при обработке в течение 150 дней.

По степени извлечения SiO_2 и Al_2O_3 минералы располагаются в таком порядке: монтмориллонит (A) > смешаннослоистый (B) > иллит (C) > каолинит (D) > галлуазит (E). Наиболее стабильным минералом оказался в этих опытах Н-иллит. Очевидно, все легкорастворимые SiO_2 и Al_2O_3 были удалены из него еще кислотной обработкой при получении Н-формы. В природном иллите (C), наоборот, терялось больше Al_2O_3 , чем в каком-либо другом минерале. В этом отношении он ближе

к каолиниту. Обработка природных и водородных глин морской водой приводит к особенно заметным изменениям и в составе обменных катионов. Глинистые минералы реагируют с катионами морской воды по закону действующих масс (Garrels a. Christ, 1956) и посредством того же обменного механизма, который найден экспериментально для соединений типа КОН и NaOH. Перераспределение катионов в обменных позициях, как результат реакции в морской воде — полиэлектролите, происходит согласно правилу Ярусова (Jarusow, 1937). Катионы с более высокой энергией связи занимают обменные места, покидаемые катионами с более низкой энергией связи. Последние перемещаются, в свою очередь, в менее «привлекательные» места. Заместимость ионов H^+ в H-форме глинистых минералов следует в таком порядке: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ . Но Mg^{2+} обычно имеет более значительную пропорцию катионов в обменных позициях, чем Ca^{2+} вследствие большего содержания магния в морской воде, а также вследствие связи кальция в буферном механизме морской воды.

Сила замещения ионов Na^+ в морской воде понижается из-за присутствия ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , которые имеют более высокую энергию связи. Однако, кроме общих правил для обменных реакций, некоторые минералы имеют свою специфику. В монтмориллоните ионы Mg^{2+} и Na^+ входят в обменные позиции (табл. 3) и мало изменяют количество

Т а б л и ц а 3

Воздействие морской воды на обменные катионы глинистых минералов
(По Керролу и Старкею)

Минералы и продолжительность опыта	Обменные катионы, мг-экв/100 г				Емкость катионного обмена (определения)	Процент заполнения обменных позиций
	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сумма		
Монтмориллонит (А) природный	11	15	54	80	89	90
Морская вода, 10 дней ¹	7	34	16	57	93	61
Н-форма	8	14	—	22	66	33
Морская вода, 10 дней ²	7	27	21	55	91	60
Морская вода, 150 дней	8	32	21	61	76	80
Смешаннослойный природный минерал (В)	26	7	—	33	33	100
Морская вода, 10 дней ¹	3	12	2	17	31	55
Н-форма	3	1	—	4	34	11
Морская вода, 10 дней ²	9	8	2	19	21	90
Морская вода, 150 дней	5	7	5	17	28	61
Иллит (С) природный	17	3	—	20	20	100
Морская вода, 10 дней ¹	12	8	—	20	20	100
Н-форма	10	2	—	12	24	50
Морская вода, 10 дней ²	9	8	2	19	21	90
Морская вода, 150 дней	8	8	—	16	28	57
Каолинит (D) природный	0,5	0,4	—	0,9	5	18
Морская вода, 10 дней ¹	0,9	1,7	—	2,6	8	32
Н-форма	0,9	—	—	0,9	13	7
Морская вода, 10 дней ²	1,4	1,7	—	3,1	16	19
Галлуазит (Е) природный	1,8	1,7	0,6	4,1	11	37
Морская вода, 10 дней ¹	2,7	7,1	0,5	10,3	47	22
Н-форма	1,8	0,8	—	2,6	42	6
Морская вода, 10 дней ²	4,1	5,4	0,6	10,1	31	32

¹ Природный минерал, разбавленный 50 мл морской воды.

² Минерал в Н-форме, разбавленный 50 мл морской воды.

ионов Ca^{2+} , но, тем не менее, их адсорбция способствует транспортабельности монтмориллонита или, во всяком случае, не снижает ее после поступления частиц монтмориллонита в морской бассейн. В смешанно-слоистом минерале ионы Ca^{2+} еще остаются после кислотной обработки и вместе с Mg^{2+} и Na^+ входят в обменный комплекс после обработки морской водой. В иллите ионы Ca^{2+} удерживаются достаточно крепко, а ионы Mg^{2+} замещают ионы H^+ . Ионов Na^+ в обменных позициях природного иллита не обнаружено. Н-форма каолинита предпочтительно адсорбирует ионы Ca^{2+} , а не Mg^{2+} . Галлуазит ведет себя так же, как каолинит. Оба минерала имеют общую емкость катионного обмена и содержат трудно удалимые ионы Ca^{2+} . Поэтому авторы предполагают, что в морской воде каолинит будет сильнее связывать ионы Ca^{2+} , чем ионы Mg^{2+} . Но так как ион Ca^{2+} резко повышает агрегацию и слипаемость частиц (Mathieu-Siquaud et al., 1951), то преимущественная адсорбция Ca^{2+} минералами группы каолинита является очень важным фактором в распределении их в морских водоемах. Повышенная слипаемость и агрегация частиц приводят к быстрой коагуляции каолинита и галлуазита при встрече с морской водой еще в прибрежной обстановке осадконакопления.

Опытами Керрола и Старкея (1960) установлен интересный факт неполноты замещения емкости глинистых минералов. Выполненный авторами подсчет количества свободных оснований в объеме морской воды (50 мл), использованном для титрования, показал, что имеется достаточно катионов для заполнения: 90% обменных позиций в монтмориллоните (А), 80% — в смешанно-слоистом минерале (В), 84% — в иллите (С), 70% — в каолините (D) и свыше 100% — в галлуазите (Е). Однако возможно, что фактор времени, или гистерезис, препятствуют заполнению обменных позиций в монтмориллоните, поскольку, несмотря на обеспеченность катионами на 90%, его обменные позиции были заполнены только на 55%. Цифры для суммы катионов показывают, что имеются факторы, ограничивающие замещение катионов в монтмориллоните и смешанно-слоистом минерале. Неполнота замещения катионов в обменных позициях монтмориллонита и смешанно-слоистого минерала, вероятно, в природных условиях морского осадконакопления может в какой-то мере препятствовать их диагенетическим изменениям.

В природном галлуазите обменные позиции заполнены лишь на 37%. После обработки его морской водой емкость катионного обмена возрастает до 47 мг·экв/100 г. Такое повышение емкости объясняется удалением кремнезема из тетраэдрических и алюминия из октаэдрических слоев решетки галлуазита или переходом его из формы $2\text{H}_2\text{O}$ в $4\text{H}_2\text{O}$.

В природном каолините содержится обменный водород H^+ , и поэтому минерал недосыщен металлическими катионами в обменных позициях. Обработка морской водой понижает недосыщение с 82 до 68% в природной глине и с 93 до 81% в Н-каолините.

Керрол и Старкей не определяли содержания ионов K^+ в обменном комплексе, что не позволяет проверить их фиксацию на каких-либо минералах. Однако в прежних работах они уже отмечали незначительную роль калия в обменных реакциях глинистых минералов. В иллите, например, калий связан в силикатные слои и не является обменным. В данных опытах некоторая часть калия, возможно, закрепилась на иллите и смешанно-слоистом минерале. В обменных позициях K^+ присутствовал и после обработки морской водой, но трудность его определения была связана с весьма низкой концентрацией (2 мг·экв/100 г), т. е. более низкой, чем чувствительность применявшегося метода.

Итак, в опытах Керрола и Старкея с природной морской водой с соленостью 35,5‰, по существу, не показано каких-либо коренных изменений кристаллической структуры глинистых минералов, поскольку

отсутствовали структурные исследования твердой фазы, а изменения растворенной части целиком укладывались в рамки адсорбционных реакций катионного обмена. При помощи кривых титрования авторами были показаны три типа адсорбционных связей: 1) замещение иона H^+ металлическими катионами, 2) адсорбция на ребрах и гранях и 3) межслоевая адсорбция с замещением межслоевых позиций, с зарядом, обусловленным изоморфными замещениями в октаэдрическом или тетраэдрическом слое или в обоих сразу. Из этих данных, с нашей точки зрения, геологическое значение могут иметь следующие явления:

1. Преимущественная адсорбция из морской воды монтмориллонитом катионов Mg^{2+} и Na^+ , а каолинитом — Ca^{2+} , что в условиях природных морских водоемов может значительно усиливать механическую дифференциацию этих минералов при транспортировке. В мицеллах монтмориллонита с поглощением Na^+ будет усиливаться его диспергация и возрастать плавучесть, тогда как у каолинита, наоборот, адсорбция Ca^{2+} будет создавать повышенную слипаемость, агрегацию и быструю коагуляцию при встрече с морской водой, ведущую к высаживанию его в переходной зоне и в зоне контакта суши и моря, а частично и в самой прибрежной полосе моря.

2. Неполнота замещения обменной емкости и замедленность ее, особенно у монтмориллонита, что препятствует изменению монтмориллонита в седиментогенезе, а частью и в диагенезе.

3. Ничтожная роль K^+ в обменных реакциях, что не может способствовать его существенному участию в диагенетических новообразованиях.

4. Слабое выщелачивающее воздействие природной морской воды на SiO_2 и Al_2O_3 в глинистых минералах.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ИСКУССТВЕННОЙ МОРСКОЙ ВОДЫ, ЛИШЕННОЙ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Как было показано, работа Керрола и Старкея (1960) дает представление о взаимодействии в седиментогенезе катионов морской воды с ионно-обменным комплексом глинистых минералов. Исследование же Уайтхауза и Мак-Картера (1958), благодаря точному контролю твердой фазы, позволяют оценить стабильность кристаллической структуры одних минералов и склонность к некоторой модификации — других. При постановке своих экспериментов эти авторы исходили из совершенно правильных взглядов на диагенез, относя к последнему лишь заметные изменения в кристаллической структуре глинистых минералов, а не одни различия в их ионно-обменном комплексе.

В опытах использовались следующие минералы: каолинит из Бейс, Южная Каролина, и из Мекон, штат Джоргия, иллит из Иллинойса и Луизианы, монтмориллонит из Эптон, Вайоминг, Полквилл, Миссисипи, и Галлэт, Нью-Мексико. Кроме того, исследовались морские глины смешанного состава из пролива Атчафалая и залива Мексико. Искусственная морская вода имела хлорность 19,4‰, pH 7,5—8,5 и соленость до 41‰. По ионно-солевому комплексу она близка к природной морской воде, использовавшейся в опытах Лемана и Флеминга (Luman, Fleming, см. Whitehouse a. oth., 1958), но органическое вещество не оказывало на нее никакого биологического влияния. Температура варьировала от 22 до 28°. Продолжительность опытов составляла от 6 до 60 месяцев (5 лет). Отношение твердой фазы к жидкой характеризовалось содержанием 2 г глины на 1 л искусственной морской воды. Сосуды сообщались с атмосферой, но были закрыты от пыли пористой тканью. Испарение компенсировалось добавкой дистиллированной воды. Периодически пробы глинистых минералов извлекались из камер, отмывались 0,01 н.

Na_2CO_3 от воднорастворимых солей и подвергались тщательным минералогическим исследованиям, включающим химический анализ, рентгенографию, термографию, определение емкости катионного обмена и плотности, электронную микроскопию и электронографию. Все виды анализов были выполнены при помощи общепринятой методики, за исключением электронной микроскопии. В этом случае, во избежание агрегации глинистых частиц при высушивании суспензии на подложке, был применен метод Андерсона (Anderson, 1951). При этом использовалась смесь этилового спирта и амилацетата для перевода разбавителя в газовую фазу, минуя стадию жидкость — газ, путем нагревания до критической температуры под давлением.

Комплексные экспериментальные исследования не обнаружили изменений в каолининовых глинах. Их структура и химический состав остаются неизменными, если пренебречь реакциями катионов обменного комплекса (табл. 4). Эти изменения совершаются быстро, в основном

Таблица 4

Химический состав (в %) каолининовых глин Южной Каролины после обработки их искусственной морской водой

(По Уайтхаузу и Мак-Картеру, 1958)

Компоненты	В начале опыта	Через 6—8 мес.	Через 12—15 мес.	Через 18—24 мес.	Через 30—36 мес.	Через 40—48 мес.	Через 54—60 мес.
SiO_2	45,38	45,42	45,41	45,42	45,45	45,46	45,47
Al_2O_3	38,24	38,34	38,34	38,35	38,37	38,38	38,38
Fe_2O_3	0,19	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	0,16	0,57	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58
CaO	0,28	0,05	0,05	0,08	0,12	0,12	0,12
Na_2O	0,60	0,33	0,34	0,30	0,28	0,27	0,27
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
K_2O	0,42	0,22	0,22	0,21	0,25	0,27	0,27
TiO_2	0,76	0,77	0,76	0,77	0,77	0,78	0,77
Потери при прокаливании . . .	14,01	17,44	14,16	14,15	14,17	14,18	14,18
H_2O^+	13,18	13,28	13,30	13,31	13,33	13,33	13,34
e^*	3,3—3,6	3,4—3,8	3,4—3,8	3,4—3,8	3,4—3,6	3,4—3,6	3,4—3,6

* e — емкость катионного обмена в мг-экв/100 г сухого глинистого вещества.

за 6—8 месяцев, а 90% их происходит в течение первых суток воздействия морской воды. На изменения не оказывают влияния хлорность в пределах от 2 до 19‰ и плотность суспензии — от 2 до 20 г/л. В течение всей продолжительности опытов отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5$ остается фактически постоянным.

В опытах с иллитом отмечено повышение количества магния и уменьшение содержания кальция и натрия в его составе (табл. 5). Однако одновременно констатировано заметное увеличение количества калия (с 5,71 до 6,48%) и понижение содержания воды (H_2O^+ — с 7,94 до 7,85% и потери при прокаливании — с 8,79 до 7,92%). Особенно заметно усиливалась адсорбция калия при взбалтывании суспензий: с 5,71 до 6,12% в первые два месяца и с 5,71 до 5,87% в пробах, не подвергавшихся взмучиванию. Это подтверждает мнение авторов о том, что на флокуляцию влияют тип и скорость ионного обмена, который происходит при транспортировке глинистых минералов в соленой воде.

Химический состав (в %) иллитовых глин Иллинойса после обработки их искусственной морской водой

(По Уайтхаузу и Мак-Картеру, 1958)

Компоненты	Начало опыта	6—8 месяцев	12—15 месяцев	18—24 месяца	30—36 месяцев	40—48 месяцев	54—60 месяцев
SiO ₂	52,75	52,54	52,56	52,53	52,55	52,57	52,55
Al ₂ O ₃	24,83	24,73	24,73	24,74	24,73	24,73	24,73
Fe ₂ O ₃	4,12	4,11	4,10	4,10	4,12	4,10	4,10
FeO	0,26	0,25	0,25	0,26	0,25	0,25	0,25
MgO	2,29	3,14	3,16	3,15	3,16	3,17	3,16
CaO	0,32	0,12	0,12	0,10	0,11	0,10	0,10
Na ₂ O	0,35	0,24	0,22	0,20	0,20	0,20	0,21
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
K ₂ O	5,71	6,42	6,42	6,40	6,43	6,47	6,48
TiO ₂	0,62	0,60	0,60	0,61	0,61	0,61	0,61
Потери при прокаливании . .	8,79	7,96	8,01	7,98	7,95	8,05	7,92
H ₂ O ⁺	7,94	7,81	7,92	7,90	7,87	7,97	7,85
e*	23,36	20—28	20—28	20—28	20—28	18—26	19—25

* e — емкость катионного обмена в мг-экв/100 г сухого глинистого вещества.

Однако эти небольшие изменения авторы связывают еще с катионным обменом, поскольку ни рентгеноструктурные исследования межплоскостных расстояний решетки, ни электронная микроскопия не обнаружили никаких признаков диагенетических изменений иллитов.

В противоположность каолиниту и иллиту, в монтмориллоните обнаружались частичные изменения при обработке искусственной морской водой. Это сказалось прежде всего на валовом химическом составе всего глинистого осадка (фракция 0,002 мм), в увеличении содержания MgO (с 2,30 до 12,8%) и K₂O (с 0,55 до 3,9%) и в понижении содержания Na₂O, CaO и H₂O (табл. 6). При рентгенографическом исследовании выявилось, что межплоскостные расстояния рефлексов не свойственные исходным глинистым минералам. Затем гравитационным осаждением удалось выделить и отдельные новообразованные минеральные фазы — S₃ — хлорит и S₄ — иллит, а не смешаннослоистые структуры; хотя эти фазы и не отличались полной мономинеральностью, но их нельзя рассматривать как результат лишь обычных реакций катионного обмена на поверхности глинистых мицелл. В опытах Фолька (Volk, 1934), Алешина (1948), Кайера, Энена (Caillere, Henin, Meriaux, 1948), Баршада (Barchad, 1950) были получены лишь некоторые признаки новообразования хлоритоподобного и иллитоподобного минералов, но наблюдавшиеся количественные изменения еще не выходили за рамки обменных реакций при обратимости набухающей структуры монтмориллонита. Лишь Уайтхаузу и Мак-Картеру (1958) удалось выделить новообразованные фазы и идентифицировать их точными методами. Хлоритовый продукт сепарации S₃ имел рефлексы 14; 7,1; 3,5 и 1,54 кХ; содержал 31,39% MgO и лишь 14,42% Al₂O₃ (табл. 7). Изучение под электронным микроскопом показало, что он представлен или спутанно-волокнистыми агрегатами расплывчатых очертаний, или крупными, несколько удлинненными и более четкими пластинками. Гидрослюдистый продукт сепарации S₄, с рефлексами решетки, характерными для иллита, — 10; 5; 3,3; 1,52 кХ, начал появляться после 24—34 месяцев и возрастал со временем. Судя по изменению химического состава, хлорит начал

Химический состав (в %) монтмориллонитовых глин Вайоминга после обработки их искусственной морской водой

(По Уайтхаузу и Мак-Картеру, 1958)

Компоненты	В начале опыта	Через 6—8 мес.	Через 12—15 мес.	Через 18—24 мес.	Через 30—36 мес.	Через 40—48 мес.	Через 54—60 мес.
SiO ₂	58,56	59,34	59,74	58,26	53,4—59,3	50,6—59,3	50,8—59,3
Al ₂ O ₃	18,25	18,52	18,74	18,29	17,1—18,7	16,9—18,5	16,3—18,5
Fe ₂ O ₃	2,82	2,86	2,87	2,81	2,6—2,9	2,6—2,9	2,5—2,8
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	2,30	3,21	3,41	4,72	8,3—4,2	12,5—3,2	12,8—3,3
CaO	0,41	0,22	0,22	0,27	0,2—0,7	0,7—0,3	0,7—0,3
Na ₂ O	2,60	1,34	1,24	1,16	0,9—1,2	0,8—1,3	0,6—1,3
K ₂ O	0,55	0,77	0,78	1,02	2,5—0,6	3,4—0,6	3,9—0,6
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
TiO ₂	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08—0,09	0,07—0,09	0,08—0,09
Потери при прокаливании	14,45	13,60	13,08	13,42	13,5—13,3	13,5—13,8	12,3—13,6
H ₂ O+	7,53	7,35	7,27	8,21	8,2—8,4	9,9—7,3	8,8—7,3
e*	148—151	145—149	138—146	125—134	110—124	104—128	90—135

* e — емкость катионного обмена в мг-экв/100 г сухого глинистого вещества.

развиваться несколько раньше, в интервале 30—36 месяцев, иллит — в интервале 40—48 месяцев. Пластинки новообразованного иллита (S₄) под электронным микроскопом имели вид более крупных и изометричных по сравнению с волокнистыми, удлинёнными, нитеобразными частицами исходного монтмориллонита, толщиной лишь около 20 μ X. Полученный иллит содержал 6,15% K₂O и 21,52% Al₂O₃.

Процессы реагрегации и рекристаллизации настолько изменили химический состав монтмориллонита, что наблюдаемые изменения нельзя объяснить ни ионным обменом на поверхности глинистых мицелл, ни несовершенством решетки первичного монтмориллонита. Поэтому авторы считают, что в данном случае, вероятно, имеют место изменения или замещения как в октаэдрических, так и в тетраэдрических слоях. На частичные замещения в тетраэдрическом слое указывают вариации межплоскостного расстояния 1,5 μ X, что одновременно свидетельствует и о вхождении ионов Mg²⁺ в октаэдрический слой. Понижение отношений SiO₂ : R₂O₃ и SiO₂ : Al₂O₃ в сепарированных фракциях может указывать на замещение кремния тетраэдрического слоя на Al³⁺ и Fe³⁺ или на участие в нем обоих катионов, с чем согласуется и заметное понижение емкости катионного обмена выделенных фракций. Попытка авторов вызвать радикальные изменения структуры монтмориллонита ионными растворами менее сложного состава, чем морская вода, успеха не имела.

Весьма примечательно, что интенсивность изменений монтмориллонитовой глины зависит в большей степени не от общего уровня концентрации солей, а от отношения MgO : K₂O. Оптимальное отношение Mg : K₂O было порядка 9,4; хлорность морской воды — в интервале 7,2—19,4 г/л. При диаметре оседаемых частиц <0,5 μ к требовалось калия не меньше 0,005 моль. Монтмориллонит с диаметром оседаемых частиц <0,3 μ к имел оптимальное отношение MgO : K₂O=18,2 и предельную концентрацию калия 0,003 моль. При хлорности морской воды <7,2 г/л и концентрации калия <0,003 моль модификация

Таблица 7

Химический состав (в %) продуктов модификации монтмориллонитовых глин Вайоминга, выделенных методом осаждения

(По Уайтхаузу и Мак-Картеру, 1958)

Компоненты	От 18 до 24 мес.		От 30 до 36 мес.			От 40 до 48 мес.					От 54 до 60 мес.			
	S ₁ (82,2%)	S ₂ (17,8%)	S ₁ (79,1%)	S ₂ (16,7%)	S ₃ (4,1%)	S ₁ (77,4%)	S ₁ (10,3%)	S ₂ (7,9%)	S ₄ (2,6%)	S ₅ (1,8%)	S ₁ (77,6%)	S ₂ (10,4%)	S ₃ (8,6%)	S ₄ (3,4%)
SiO ₂	59,31	53,63	59,32	52,41	56,36	59,34	50,63	46,28	58,90	58,54	59,32	54,04	37,59	57,36
Al ₂ O ₃	18,50	17,48	18,54	16,10	18,73	18,56	16,87	16,07	19,39	19,73	18,54	17,91	14,42	21,52
Fe ₂ O ₃	2,84	2,70	2,84	2,50	2,89	2,86	2,61	2,48	2,95	3,06	2,86	2,76	2,23	3,32
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	3,54	10,05	3,25	12,53	6,49	3,21	14,08	26,12	3,91	2,46	3,22	9,15	31,39	3,31
CaO	0,20	0,60	0,20	0,27	0,75	0,21	0,78	0,17	0,22	0,19	0,21	0,75	0,14	0,15
Na ₂ O	1,21	0,84	1,32	1,16	0,52	1,28	0,65	0,61	1,01	0,87	1,34	0,76	0,12	0,17
K ₂ O	0,78	2,00	0,60	0,61	2,76	0,60	0,42	0,32	2,18	4,82	0,60	0,38	0,14	6,15
MnO	Нет	Нет	Н	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
TiO ₂	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,09	0,18	0,08	0,09	0,06	0,12
Потери при прокали- вании . . .	13,46	12,31	13,83	14,38	11,49	13,88	13,87	13,91	12,34	10,29	13,84	12,15	13,95	8,04
H ₂ O ⁺	7,26	6,95	7,46	8,12	7,29	7,28	9,92	11,15	7,38	7,36	7,45	8,23	13,62	7,22
e*	142—150	112—124	144—150	120—128	94—102	142—151	96—104	55—64	108—116	74—82	142—148	88—96	28—38	32—42

*e — емкость катионного обмена в мг-экв/100 г сухого глинистого вещества.

монтмориллонита не дает заметного прогресса. Общий объем новообразований хлоритового и иллитового компонентов ($S_2 + S_3 + S_4$) составляет 22,4%. Авторами установлено, что диагенетические изменения начинались с флокулирующего действия искусственной морской воды в ряду хлорности от 8—18 г/л, поскольку в опытах без флокуляции не наблюдалось и новообразований. Авторы полагают, что начальное направление диагенеза монтмориллонитовых глин под влиянием ионов морской воды — хлоритово-иллитовое, а не отдельно хлоритовое или иллитовое. Поскольку при уменьшении размеров частиц монтмориллонита возрастает значение отношения $MgO : K_2O$, авторы полагают, что Mg^{2+} , возможно, концентрируется больше между волокнами монтмориллонита, а, соответственно, влияние калия может быть более активным в межслоевых позициях. Интересна также зависимость направления характера диагенетических преобразований от механических воздействий, иными словами, от гидродинамики. Опыты со взбалтыванием суспензий показали большее развитие иллита и пониженное хлорита; в опытах без реагитации отмечалась повышенная генерация хлоритового компонента.

На основе результатов экспериментов по длительной обработке глинистых минералов искусственной морской водой Уайтхауз и Мак-Картер (1958) пришли к следующим выводам:

1. В минералах типа каолинита и иллита не обнаружено никаких существенных изменений кристаллической структуры.

2. Монтмориллонит в условиях опыта под влиянием неорганических катионов частично изменяется в хлорит или иллит.

3. Начальная диагенетическая модификация монтмориллонита происходит в стадию флокуляции и осаждения из морской воды одновременно хлорита и иллита. Независимое развитие отдельно иллитовой или отдельно хлоритовой фазы не было отмечено.

4. Степень модификации монтмориллонита зависит в большей степени от соотношения Mg и K в морской воде, чем от общей концентрации солей, а также от исходных размеров частиц и текстуры флокулятов.

5. Кристаллизация играет весьма существенную роль в трансформации глинистых минералов. Возмущение отложенного монтмориллонитового материала в морской воде благоприятствует образованию иллита и мешает развитию хлорита.

6. Органическое вещество в морской воде препятствует начальному диагенезу монтмориллонита в стадию флокуляции и осаждения глинистого материала.

Если бы мы попытались теперь перенести результаты опытов с искусственной морской водой непосредственно на природные морские бассейны и допустить диагенетические изменения в них монтмориллонита с той же скоростью в один — два года, т. е., в геологическом понимании времени, — мгновенно, то это полностью исключало бы возможность нахождения монтмориллонита (в том числе и вулканогенного — пеплового) в любом морском или океаническом бассейне, а также в любых морских илах или слабо уплотненных глинах, даже не затронутых эпигенезом. Фактически же монтмориллонит гораздо шире распространен в морских осадках, чем это кажется, особенно в умеренно влажной зоне, в аридных областях и водоемах с обилием вулканогенного материала. Важнейшей причиной, затрудняющей диагенетические изменения монтмориллонита в природных морских водоемах, является, по-видимому, предпочтительная адсорбция монтмориллонитом органического вещества, наличие которого практически сводит к нулю возможность его перерождения.

В более ранней работе Уайтхауза и Джеффри (Whitehouse a. Jeffry, 1955) показана предпочтительная, по сравнению с калием, адсорбция монтмориллонитом органических соединений типа рафинозы и фукои-

дина из искусственной морской воды. Более того, в опытах с искусственной морской водой в присутствии гидрокарбоната рафинозы или гидрокарбоната фукоидина не обнаружено никаких существенных изменений монтмориллонита. Авторы объясняют это замещением органическими катионами межслоевых позиций монтмориллонита, что препятствует межслоевой адсорбции катионов Mg^{2+} и K^{+} . Это объяснение, с нашей точки зрения, подкрепляется фактом нахождения органо-минеральных комплексов монтмориллонита в речных и лагунных осадках Миссисипи, установленных Мильном и Шоттом (Milne, Shott, 1958). Все это, видимо, и заставило Уайтхауза и Мак-Картера подчеркнуть, что распределение глинистых минералов в реальной морской обстановке не может быть объяснено одними диагенетическими процессами. Здесь должны быть еще учтены источники материала или области сноса, дифференциация при процессах флокуляции и возможное биологическое влияние организмов. Должен быть также лучше изучен фактор транспортировки глинистых минералов в морской воде. Нельзя не разделять мнения авторов о том, что возрастание концентрации одного глинистого минерала относительно концентрации другого в составе морских отложений не обязательно является отражением диагенетических процессов, вызванных водами различного химического состава и различной солености. При различных скоростях оседания и при взмучивании глинистых минералов одновременно с поступательной транспортировкой может возрастать относительное количество материала, имеющего большую скорость седиментации. Положение может осложняться дифференциальным горизонтальным переносом в турбулентных водах, а частично и трансформациями глинистого материала при биологическом влиянии организмов.

Глава III

ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ВОДОЕМОВ

Чтобы лучше оценить геологическое значение данных о глинистых минералах того или иного объекта, мы стремились по возможности отделить геологические интерпретации результатов от чисто диагностических вопросов. С этой целью в настоящей главе сконцентрирован максимум данных об идентификации глинистых минералов (особенно наиболее чистых разновидностей) всех изученных нами объектов. Характеристику же ассоциаций глинистых минералов в соответствующих разделах мы старались не перепружать вопросами диагностики, а подкреплять лишь самыми необходимыми данными.

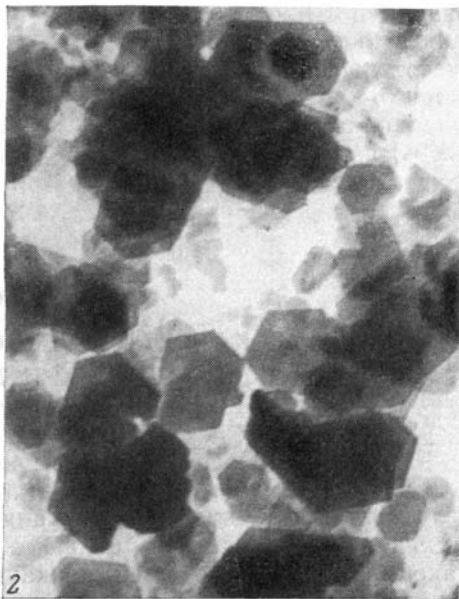
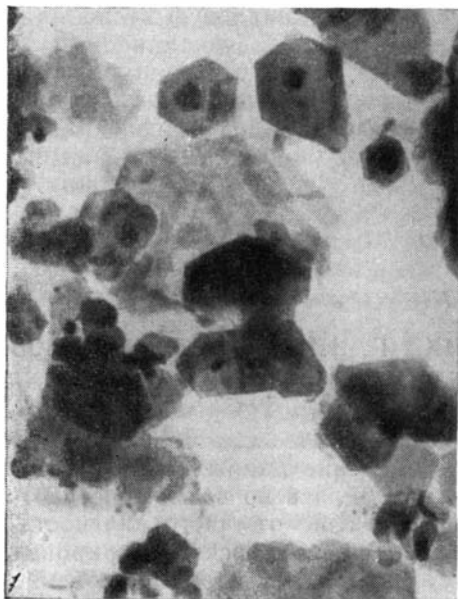
В геологических объектах в составе тонкопелитовой фракции, изученной нами комплексом методов, установлены следующие разновидности глинистых минералов. Две структурные разновидности каолинита; галлуазит; три морфологические разновидности гидрослюда; два типа хлорита — диоктаэдрический и триоктаэдрический (магнезиально-железистый); два генетических типа монтмориллонита — возникший по слоистым силикатам (слюдам) и по вулканогенному, пепловому материалу; магнезиальные силикаты типа сепиолита и палыгорскита.

КАОЛИНИТ

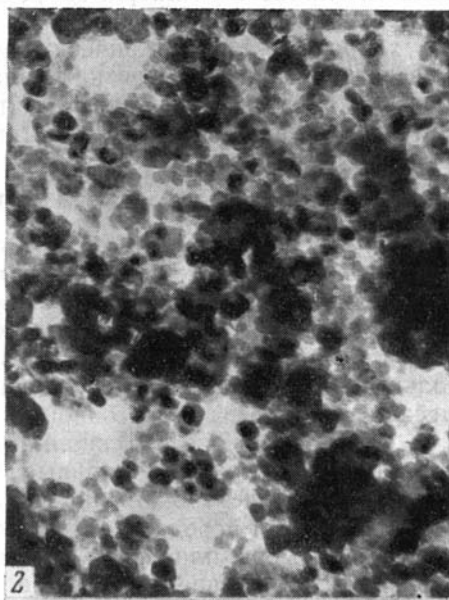
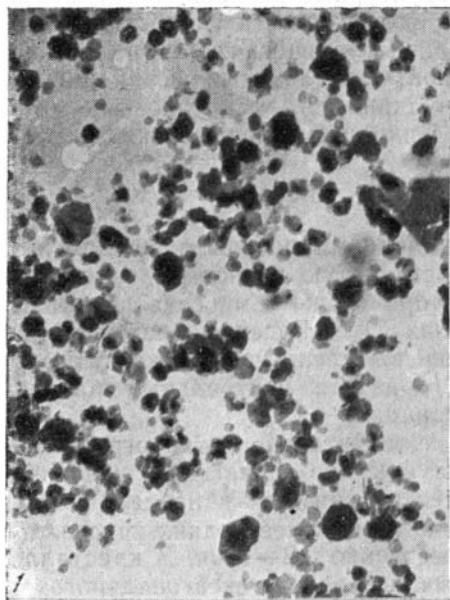
По морфологии частиц под электронным микроскопом можно различить два типа каолинита: крупнопластинчатую разновидность, распространенную в древней коре выветривания Воронежского массива (донижнещигровского возраста) и в отложениях D₂₋₃ Русской платформы, и мелкопластинчатую разновидность, развитую в угленосных нижнекаменноугольных отложениях бобриковского горизонта центральных районов Русской платформы и восточной ее окраины.

В крупнопластинчатом каолините исключительно четко ограничены базальные псевдогексагональные чешуйки, но пластинки настолько тонки, что на электронномикроскопических снимках в пределах более крупных пластин нередко проступают контуры более мелких кристаллов (фиг. 1). Размеры пластинок преимущественно 0,2—1 мк. В кристаллографических ограничениях, кроме обычного псевдогексагонального габитуса чешуек, иногда отмечаются комбинации граней призмы (110) и пинакоида (010), (100), (001).

В мелкопластинчатой разновидности каолинита, при менее значительных размерах частиц, толщина пластинок больше, а величина их более постоянна (фиг. 2). Структурные исследования обеих разновидностей каолинита, выполненные Б. Б. Звягиным методом электронографии,

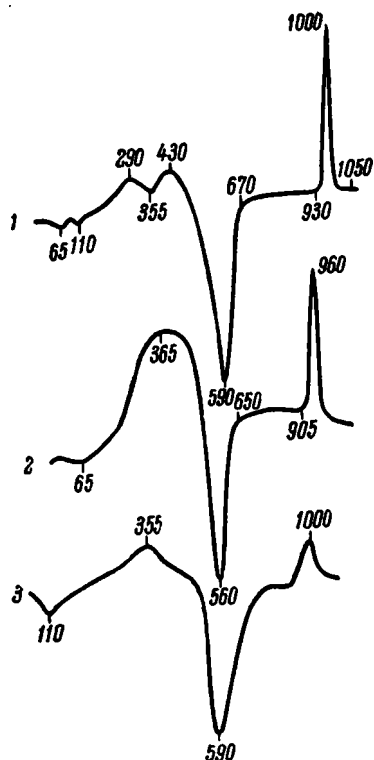


Фиг. 1. Электронномикроскопические снимки каолиновых глин из девонских отложений Русской платформы, фракция $<0,001$ мм, увел. 16 500
1 — Горький, обр. 183; 2 — Зарайск, обр. 9306



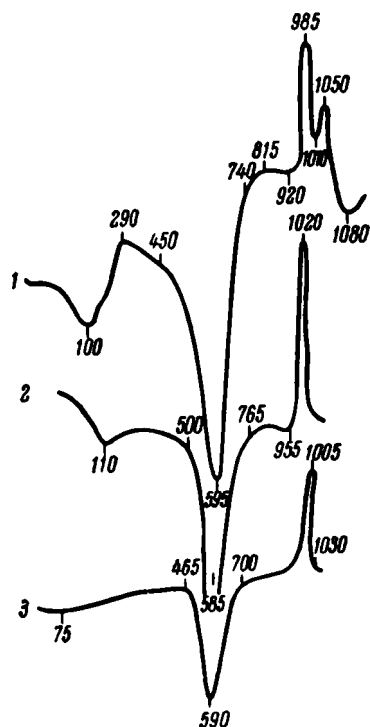
Фиг. 2. Электронномикроскопические снимки каолиновых глин из бобриковского горизонта Русской платформы, фракция $<0,001$ мм
1 — Ряжск, обр. 652, увел. 10 000; 2 — Ряжск, обр. 652, увел. 15 000

показали в большинстве случаев принадлежность тех и других к триклинной сингонии. Оба морфологических типа каолинита отличаются высокой кристалличностью, на что, кроме морфологии частиц, выявленной под электронным микроскопом, указывает резкость термических эффектов на кривых нагревания (фиг. 3, 4).



Фиг. 3. Термограмма каолининовых глин из девонских отложений Русской платформы

1 — Новоспасская, скв. 3, obr. 531, глубина 1684,4—1695,9 м, фракция <0,001 мм;
2 — Хворостань, скв. 59, obr. 59a, глубина 43,4—46,8 м, фракция <0,001 мм;
3 — Зарайск, скв. Р=1, obr. 930a, глубина 803,8—820,1 мм, исходная порода



Фиг. 4. Термограмма каолининовых глин (фракция <0,001 мм) из угленосных отложений бобриковского горизонта восточной окраины Русской платформы

1 — Радаевская, скв. 16, obr. 978, глубина 1327—1333 м;
2 — Ново-Ибрайкинская, скв. 42, obr. 765a, глубина 1020—1027 м;
3 — Ново-Ибрайкинская, скв. 42, obr. 772, глубина 1035—1041 м

Главный эндотермический пик, вызванный выделением кристаллизационной воды из решетки каолинита, наблюдается у обоих морфологических типов каолинита преимущественно в интервале температур 585—595° и отличается интенсивностью и остротой, которые также обусловлены высокой кристалличностью минерала. Резкость и интенсивность первого экзотермического пика, отмеченные у изученных нами образцов каолинитов в интервале 980—1020°, объясняются, согласно данным Холдриджа и Ваугана (Holdridge, Vaughan, 1957), как относительно большим количеством возникающих γ - Al_2O_3 и муллита, так и степенью упорядоченности слоев в кристаллической решетке каолинита и влиянием зародышевой кристаллизации муллита.

Триклинный каолинит (Т), к которому относится большинство наших образцов, при нагревании до 1000° дает сильные рефлексy γ - Al_2O_3 и слабые линии муллита, тогда как при нагревании моноклинного

каолинита (рМ) до 1000° возникает только $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$, а муллит обнаруживается лишь при нагревании до более высоких температур (Maskewitz, 1957).

Третий, слабый эндотермический пик в интервале 920—950°, наблюдающийся у нас лишь на некоторых кривых нагревания, согласно данным указанных авторов, вызван термодинамическими причинами, а добавочный экзотический эффект при 1050° — непосредственно скоростью нагревания. Низкотемпературные эндотермические пики в интервале 100—120° обусловлены примесями других минералов (главным образом

Т а б л и ц а 8

Рентгенографическая характеристика каолинитов (порошковые рентгенограммы)

Индексы	Каолинит по Бриндли, 1951		Каолинит из боксировского горизонта, Ражск. скв. 159, обр. 726а		Каолинит из пашинской свиты Башкирии, Болтаево, скв. 2, обр. 4563		Индексы	Каолинит по Бриндли, 1951		Каолинит из боксировского горизонта, Ражск. скв. 159, обр. 726а		Каолинит из пашинской свиты Башкирии, Болтаево, скв. 2, обр. 4563	
	d в kX	I	d в kX	I	d в kX	I		d в kX	I	d в kX	I	d в kX	I
001	7,15	10	7,19	10	7,11	8	203	1,985	7	1,99	8	1,98	10
	—	—	5,59	8	5,40	4	132						
	—	—	4,89	6	4,88	8	132	1,935	4	1,94	6	1,93	4
020	4,45	4	4,43	8	4,46	10	221						
110	4,35	6	—	—	—	—	133	1,892	2	1,88	2	1,89	6
111	4,17	6	4,17	6	4,19	4	042	1,865	1	—	—	1,85	2
111	4,12	3	—	—	4,02	2	133	1,835	4	1,82	6	1,82	4
021	3,837	4	3,92	8	3,88	4	114	1,805	1	—	—	—	—
021	3,734	2	—	—	3,77	2	004	1,778	5	1,78	6	1,76	6
	—	—	3,66	8	3,66	8	222	1,704	1	—	—	1,71	2
002	3,566	10	3,50	10	3,55	8	150	1,682	2	1,68	2	—	—
111	3,365	4	3,30	10	3,32	10	311						
112	3,138	2	—	—	—	—	240	1,659	8	1,66	8	1,66	10
112	3,091	2	3,06	4	3,07	2	204						
	—	—	—	—	2,83	8	133	1,616	6	1,62	6	—	—
022	2,748	2	2,73	2	—	—	133						
201	2,553	8	2,56	10	2,57	10	242	1,581	4	1,58	6	1,59	10
130							151						
130	2,521	4	—	—	—	—	152						
131							134						
112	2,486	9	2,49	8	2,47	4	134	1,539	5	1,54	6	1,54	4
131							203						
112	2,374	7	2,38	8	2,35	6	241	1,486	9	1,49	10	1,49	10
200							114						
003	2,331	10	2,32	6	2,34	8	060	1,464	2	—	—	1,46	8
202							331						
113	2,284	9	2,29	4	2,27	4	331	1,449	4	1,45	6	1,44	4
113							223						
131	2,243	1	—	—	—	—	061	1,426	4	1,43	6	1,43	4
132	2,182	3	2,20	4	—	—	332						
132	2,127	2	2,11	2	2,11	4	332	1,449	4	1,45	6	1,44	4
023	2,057	1	2,06	2	—	—	061						
022							153	1,426	4	1,43	6	1,43	4
							115						
							005						

гидрослюд). Рентгенограммы наших каолинитов имеют относительно четкие и многочисленные рефлексы [включая интенсивные базальные отражения (001)—7,19 kX и (002)—3,57 kX], что также связано с их высокой кристалличностью (табл. 8). Однако на них не наблюдается раздельности дублета рефлексов (111) при $d = 4,17 kX$ и $d = 4,12 kX$ между линиями (020) и (002), который, по Бриндли (1951), рассматривается как признак наличия хорошо окристаллизованного каолинита с упорядоченными слоями решетки. Большинство изученных нами каолинитов имело одинаковый рефлекс 4,17—4,18 kX , что согласуется с данными Г. А. Ковалева, указавшего на отсутствие второго дублетного рефлекса 4,12 kX у хорошо окристаллизованного заглинского каолинита (Викулова, см. Методическое руководство..., 1957).

Более крупные псевдогексагональные кристаллы каолинита нередко наблюдаются при исследованиях порошковых иммерсионных препаратов фракции 0,01—0,001 мм. Они обычно обнаруживают трещины спайности, содержат мелкие включения гематита буровато-красной окраски и линзовидные чешуйки зеленой слюды. Показатели преломления крупнопластинчатых девонских и мелкопластинчатых нижнекаменноугольных каолинитов бобриковского горизонта практически весьма постоянны и обычно характеризуются следующими величинами: $Ng' = 1,567$; $Np' = 1,561$; $Ng' - Np' = 0,006$, которые хорошо согласуются с нормативами, показанными И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951) и В. П. Петровым (1948) для этого минерала.

По химическому составу девонские и нижнекаменноугольные каолиниты бобриковского горизонта близки к эталонным каолинитам, описанным в сводке Американского нефтяного института (Kerr a. Hamilton, 1950). Для них характерно высокое содержание кристаллизационной воды, обычно более 10%, и глинозема — более 33% (табл. 9). Молекулярные отношения $SiO_2:Al_2O_3$ обычно колеблются в пределах 2,0—2,2, но для сухарных глин бобриковского горизонта Подмосковского бассейна они иногда снижаются до 1,8. Последнее И. Д. Зхус

Т а б л и ц а 9

Химический состав (в %) девонских и нижнекаменноугольных каолинитовых глин Русской платформы (фракция <0,001 мм)
(По Зхусу, 1958)

Компоненты	Девон		Нижний карбон (бобриковский горизонт)	
	Хворостань, обр. 59a ₁₀	Бабка, обр. 5c ₂₀	Спас-Деминская, скв. 11367, обр. 880	Сухиничи, скв. 14168, обр. 4482
SiO ₂	41,24	42,20	44,74	44,11
TiO ₂	0,54	2,38	0,80	0,98
Al ₂ O ₃	34,12	33,02	38,36	36,84
Fe ₂ O ₃	3,41	2,48	2,20	1,75
FeO	Не опред.	1,06	0,08	0,06
CaO	1,77	0,72	0,34	0,35
MgO	1,03	1,08	0,42	0,77
Na ₂ O	0,30	Нет	0,14	0,29
K ₂ O	0,68	1,94	0,18	1,47
H ₂ O ⁺	15,65	9,42	11,62	10,77
H ₂ O ⁻	1,80	3,10	1,50	2,30
CO ₂	Не опред.	0,22	Не опред.	Не опред.
C	Не опред.	1,48	Не опред.	Не опред.
С у м м а . . .	100,54	99,10	100,38	99,69

(1958) объяснил наличием в них свободного глинозема, а для одновозрастных сухарных глин Татарии это подтверждено Н. П. Бетелевым (1960), который рентгенографически обнаружил в них бёмит. По несколько повышенному содержанию K_2O , иногда достигающему 2%, изученные нами каолиниты стоят ближе к каолинитам английских и немецких месторождений и отличаются от каолинитов американских месторождений, у которых содержание K_2O значительно ниже.

ГАЛЛУАЗИТ

Керр, Кульп и Гамильтон (1951) различают гидратированную форму галлуазита — галлуазит ($4H_2O$) и дегидратированную форму — галлуазит ($2H_2O$). Частицы галлуазита ($4H_2O$), как известно, имеют под электронным микроскопом трубчатую форму.

Трубки галлуазита, по данным Конта (Konta, 1956), имеют длину до 2 мк, с внешним диаметром от 0,04 до 0,10 мк. Согласно представлениям Бейтса (Bates, 1959), гидратированный галлуазит ($4H_2O$) состоит из изогнутых двуслойных пакетов с прослоями воды. Эти пакеты изгибаются вследствие разницы в расстояниях между двумя атомами кислорода в кремнекислородном слое одного двуслойного пакета (8,93 Å) и между двумя гидроксильными группами в гиббситовом слое другого двуслойного пакета (8,62 Å).

В то время как в гидроксильной группе каолинита атомы кислорода тесно связаны, в галлуазите ($4H_2O$) двуслойные пакеты в достаточной мере удалены один от другого, в результате чего образуются последовательные двуслойные пакеты с радиусом кривизны, зависящим от разницы расстояний между кислородами и гидроокислами. Рост этих слоев по направлению (001) будет ограничиваться натяжением и вместо нарастающих пакетов будут получаться трубки, которые мы и наблюдаем под электронным микроскопом. В дегидратированном галлуазите ($2H_2O$), не имеющем водного прослоя, связи между пакетами усиливаются, создается продольное натяжение, вследствие чего галлуазит ($2H_2O$) под электронным микроскопом имеет вид расщепленных частиц или развернутых трубок, которые нам удавалось наблюдать экспериментально. Типичные трубочки гидратированного галлуазита ($4H_2O$) мы наблюдали под электронным микроскопом как небольшую примесь в каолинистых и гидрослюдистых глинах гумидной зоны Русской платформы. В ассоциации с каолинитом они обнаружены близ Воронежского кристаллического массива, в нижней части нижнешигровских слоев у с. Хворостань (скв. 59, глубина 55,5—60,8 м), с гидрослюдами и каолинитом — в глинах того же возраста у с. Смородино (скв. 4, глубина 608,3—622,9 м), в Юлово-Ишиме (скв. 5, глубина 1221,8—1228,0 м) и, наконец, в Зубовой Поляне (скв. 1, глубина 664,6—666,0 м).

Однако более детально комплексную характеристику галлуазита нам удалось получить только для аргиллитов старооскольского горизонта из Краснополянской скважины Р=1 (обр. 3615, глубина 2618—2623 м и обр. 3598, глубина 2602—2607 м), в которых этот минерал является одним из главных компонентов. По внешнему виду эти аргиллиты темно-серые, тонкослойные и сланцеватые, иногда слюдистые, с пиритом, с отпечатками растительных остатков и мелкими желваками того же глинистого вещества с $d=5-8$ мм. Под микроскопом в шлифах глинистое вещество в одних случаях изотропно, в других — обнаруживает слабое двупреломление и одновременное угасание всего поля зрения; это вещество цементирует большое количество полуокатанных зерен кварца и кремня и обогащено желтовато-бурым органическим веществом, содержание которого иногда достигает 8%.

Рентгенограмма тонкой фракции ($<0,001$ мм), выделенной из этих аргиллитов и просушенной при 105° , обнаружила интенсивный базаль-

Таблица 10

**Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности
рефлексов галлуазита; нагретого до 100°
(по порошковым рентгенограммам)**

Метагаллуазит Бриндли (1951)			Метагаллуазит с каолинитом из аргил- литов старооскольских слоев, Красная Поляна, скв. 1, глубина 2602—2607 м, обр. 3598	
Индексы	d	I	d	I
001	7,2—7,5	8	7,4	10 ш.
	—	—	7,14	
	—	—	7,08	
0211	4,42	10	4,41	10
002	3,57	8	3,62	10 ш.
	—	—	8,56	
	—	—	3,50	
1320	2,559	7	2,55	8
	(2,48)	2	(2,47)	6
003	2,403	2	2,40	4
	(2,33)	2	(2,33)	8 ш.
0422	2,218	1	2,20	2
004	1,800	1	1,79	2
1524	1,678	5	1,68	4
0633	1,481	8	1,48	10

ный рефлекс (001) 7,40—7,45 kX , наиболее характерный для дегидратированного галлуазита $2H_2O$ или метагаллуазита (Brindley, MacEwan, 1951), и все другие рефлексы этого минерала (табл. 10). Кривая нагревания природного аргиллита (обр. 3598) из Красной Поляны, не подвергавшегося предварительно нагреванию, дала типичные термические эффекты галлуазита: эндотермические остановки при 110° и 580° и экзотермический пик при 960°.

У наиболее полно гидратированных галлуазитов второй эндотермический эффект, по Холлриджу и Ваугану (см. Mackenzie, 1957), наблюдается при 570°. Близость к этой температуре второго эндотермического пика обр. 3598 указывает на довольно полную гидратацию нашего галлуазита, что подтверждается и высоким содержанием в нем кристаллизационной воды ($H_2O > 12\%$) (табл. 11). В этих же образцах под электронным микроскопом установлено максимальное количество трубок галлуазита.

ГИДРОСЛЮДА

Среди гидрослюд, установленных нами в изученных глинистых породах и современных осадках, под электронным микроскопом можно различить три морфологические разновидности: изометрично-мелкопластинчатую, изометрично-крупнопластинчатую и удли-

Таблица 11

**Химический состав (в %) верхнежигульских галлуазитовых аргиллитов
из скв. 1 Красной Поляны
(фракция < 0,001 мм)**

Компоненты	Обр. 3598	Обр. 3615
SiO ₂	35,76	43,48
TiO ₂	0,60	0,66
Al ₂ O ₃	32,64	33,26
Fe ₂ O ₃	1,88	1,76
FeO	Не опред.	1,06
CaO	0,32	0,60
MgO	0,12	0,26
Na ₂ O	1,37	1,23
K ₂ O	1,20	2,40
H ₂ O ⁺	12,20	9,55
H ₂ O ⁻	2,96	2,51
C	7,76	1,64
O + N	5,61	1,18
Сумма	101,32	99,59

ненно-пластинчатую. В структурном же отношении все они принадлежат к диоктаэдрическому типу, с некоторыми вариациями химического состава, термических свойств и совершенства кристаллической решетки.

В диоктаэдрических слюдах, как известно, катионы заполняют две трети позиций октаэдрического слоя, тогда как в триоктаэдрических слюдах заполнены все его позиции. Рентгенографически, по данным Нагельшмидта (Nagelschmidt, 1934) и Бриндли (1951), диоктаэдрические гидрослюды (за исключением глауконита) отличаются от триоктаэдрических положением рефлекса (060) и интенсивностью базального отражения второго порядка. Для диоктаэдрических гидрослюд, как известно, наиболее характерно отражение (060) с межплоскостным расстоянием 1,49—1,50 kX и интенсивное базальное отражение второго порядка (002). Для триоктаэдрических гидрослюд типично отражение (060) с межплоскостным расстоянием 1,53—1,55 kX и слабое базальное отражение второго порядка. Кроме того, чистый биотит, специально отобранный для структурных исследований, имел, по данным Т. Левкиной, рефлексы: 4,03; 3,03; 2,93; 2,72 и 2,65 kX .

Различия в положении рефлекса (060) устанавливаются вполне надежно, поскольку точность промеров и расчета рентгенограмм, выполненных нами по методике И. В. Иогансон (1952) в интервале 3,30—1,24 kX , близка к 0,001 kX . Однако следует иметь в виду, что рефлекс (060) с межплоскостным расстоянием 1,49 kX имеется и у других диоктаэдрических минералов — каолинита и монтмориллонита, но у первого он исчезает после прокаливании при 600°, а у второго может в достаточной степени проявиться при наличии монтмориллонита в качестве существенного компонента, который в этом случае легко диагностировать по рефлексу 12—15 kX , увеличивающемуся до 17 kX после насыщения этиленгликолем.

Рефлекс (060) — 1,54 kX может принадлежать и хлориту, но в таком случае должны иметься: рефлекс 14 kX , не изменяющий своего положения после насыщения этиленгликолем; отражения: (002) с $d=7,03$; (003) с $d=4,66$ —4,68 kX или другие линии хлорита.

Для диоктаэдрических гидрослюд девонских глинистых пород Русской платформы, а также современных морских и озерных осадков характерно наличие интенсивных базальных отражений (002) с $d=10$ и (004) с $d=4,9$ kX , которые в отдельных образцах варьируют: первый в пределах 9,98—10,1 kX , второй в пределах 4,93—4,97 kX . Рефлекс (060) у изученных нами диоктаэдрических гидрослюд обычно очень интенсивен и имеет преимущественно $d=1,50$ kX , реже 1,49 kX (табл. 12). Кроме того, отмечаются линии 4,38; 3,18, 2,57 kX . Все рефлексы наших рентгенограмм диоктаэдрических гидрослюд, за небольшим исключением, более диффузные, размытые и менее четкие, чем обычно наблюдающиеся у новообразовавшихся минералов (Иогансен, 1952), не затронутых выщелачиванием.

В соответствии с указаниями рентгенограмм о частичной выщелоченности диоктаэдрических гидрослюд свидетельствуют и довольно резкие колебания в содержании щелочных элементов, особенно K_2O , в пределах 3,25—7,95%, и Al_2O_3 — в пределах 23—33%, что не может быть приписано диагенезу, а говорит о различной степени выщелоченности первичного исходного слюдистого компонента (табл. 13). В аргиллитах нижнешигровского возраста даже во фракции 0,01—0,001 мм микроскопически отмечается обилие тех же мусковитовых диоктаэдрических гидрослюд, и не случайно, как увидим ниже, термограммы этой фракции для многих образцов совершенно аналогичны кривым нагревания фракции <0,001 мм (фиг. 6).

Гидрослюды данного типа, по-видимому, близки к так называемым деградированным иллита́м (Грим, 1953; Van der Marel, 1961), которые

Межплоскостные расстояния (в ÅX) и интенсивности рефлексов диоктаэдрических гидрослюд из глинистых отложений
девона Русской платформы (фракция <0,001 мм)

Т а б л и ц а 12

Индекс	Красная Поляна, скв. Р-1, обр. 3524								Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 313							
	Порошковый препарат		Ориентированный препарат		Ориентированный препарат, насыщенный глицерином		Ориентированный препарат, прокаленный при 600°		Порошковый препарат		Ориентированный препарат		Ориентированный препарат, насыщенный глицерином		Ориентированный препарат, прокаленный при 600°	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
002	8	10,25	10	10,16	8	10,42	10	10,16	8	10,0	7	10,04	8	10,02	10	10,02
001	—	—	4	7,14	—	—	—	—	7	7,09	8	7,11	8	7,31	—	—
004	4	4,98	7	4,99	4	5,08	4	4,99	2	4,97	—	—	4	5,02	7	5,01
020	8	4,50	2	4,48	10	4,52	6	4,50	10	4,52	—	—	10	4,47	—	—
002	—	—	—	—	2	3,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	4	3,55	2	3,54	—	—	4	3,55	8	3,57	6	3,60	4	3,52
006	2	3,49	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	8	3,33	10	3,35	8	3,33	10	3,33	5	3,35	8	3,31	8	3,34	10	3,34
	—	—	4	3,00	4	3,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	10	2,576	—	—	10	2,569	5	2,575	10	2,579	—	—	10	2,562	4	2,515
	—	—	—	—	2	2,446	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	4	2,398	5	2,383	—	—	4	2,390	—	—	—	—	—	—
	4	2,378	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2,379	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,345	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	2	2,261	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	2,254	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
010	2	2,126	2	2,139	4	2,131	—	—	2	2,145	—	—	4	2,125	6	2,107
	5	1,982	6	2,004	6	1,977	5	1,986	5	1,990	—	—	6	1,974	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,791	—	—
012	—	—	—	—	5	1,701	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	4	1,659	—	—	—	—	4	1,653	—	—	6	1,664	6	1,672
060	4	1,642	—	—	6	1,639	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,541	—	—	2	1,537	—	—
	10	1,499	—	—	10	1,496	—	—	8	1,503	—	—	10	1,499	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,489	—	—	6	1,482	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,434
	6	1,296	—	—	6	1,296	—	—	6	1,298	—	—	6	1,295	—	—
	2	1,244	—	—	6	1,247	—	—	2	1,25	—	—	—	—	—	—

Химический состав (в %) диоктаэдрических гидрослюд из нижнешигровских аргиллитов восточной окраины Русской платформы (фракция < 0,001 мм)

Компоненты	Красная Поляна, скв. Р-1			Сызрань, скв. 190, обр. 716	Тукмак, скв. 9, обр. 2574	Байтуган, скв. 24, обр. 1921
	обр. 3524	обр. 3531	обр. 3548			
SiO ₂	46,56	48,00	44,56	48,31	48,92	43,12
TiO ₂	0,86	1,12	0,01	0,86	0,43	1,42
Al ₂ O ₃	26,04	26,08	28,73	23,95	26,13	23,34
Fe ₂ O ₃	4,65	3,45	1,84	6,62	7,61	5,25
FeO	2,07	1,89	1,77	—	—	4,64
CaO	0,68	0,84	0,76	0,25	0,68	1,84
MgO	1,68	1,38	0,80	2,58	2,38	2,06
Na ₂ O	1,22	1,10	2,00	1,17	0,72	0,96
K ₂ O	6,18	6,08	7,95	6,81	6,75	4,32
H ₂ O ⁺	4,76	5,23	6,48	3,76	3,10	6,50
H ₂ O ⁻	3,44	3,77	3,38	4,24	3,82	1,83
CO ₂	0,47	—	—	—	—	1,60
C	0,49	0,40	0,27	—	—	1,63
O + N	0,35	0,29	0,19	—	—	1,18
Сумма	99,45	99,63	99,74	98,55	100,54	99,69

образуются в результате частичного удаления (выноса) калия из промежутка между слоями элементарного пакета. Грим указывает, что в деградированных иллитах, вносимых в море, определено содержатся различные количества K₂O вследствие разницы в условиях выветривания в различных областях материка. Большинство из них имеют повышенный процент Al₂O₃, что характерно для глиноземистых гидрослюд диоктаэдрического ряда типа гидромусковитов. Степень их гидратации варьирует; Mg²⁺, Fe²⁺ и Fe³⁺ связаны здесь не только с гидрослюдами, но и с хлоритами, небольшая примесь которых иногда отмечается по рефлексам рентгенограмм.

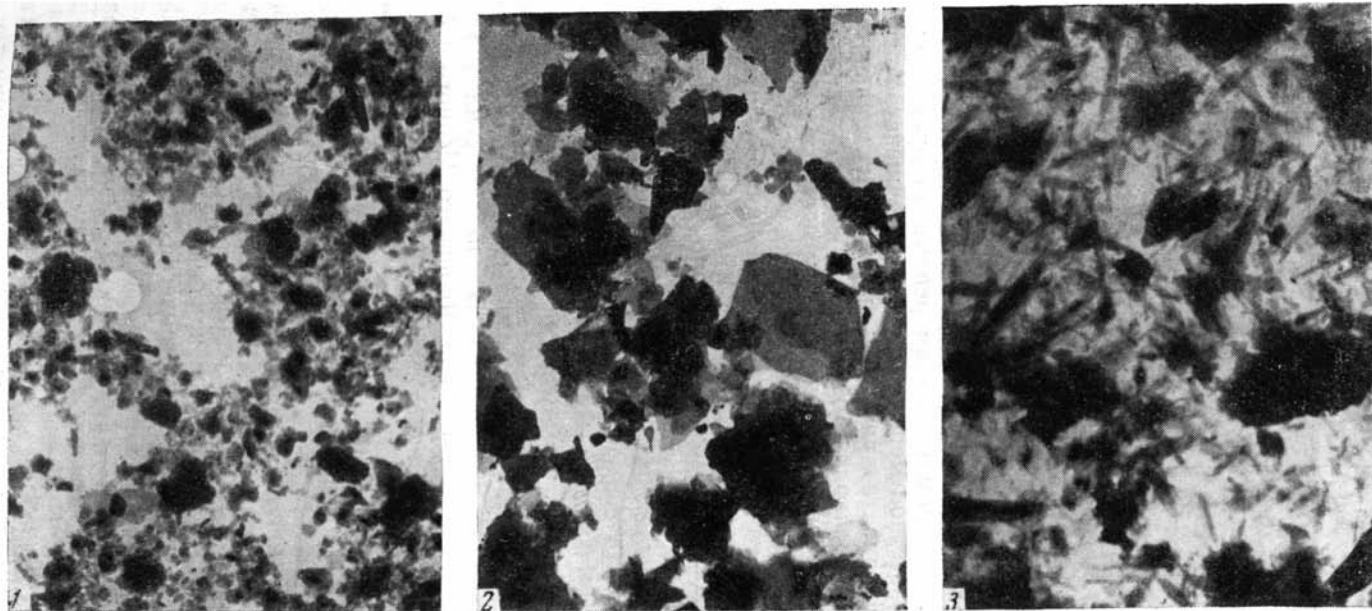
С неоднородностью химического состава диоктаэдрических гидрослюд сопряжены здесь резкие колебания оптических свойств, особенно величины Ng', что является одной из характерных черт гидромусковитов (Петров, 1948). Из данных табл. 14 и 15 видно, что величины светопреломления гидрослюд изменяются: Ng' — в пределах 1,570—1,597, Np' —

Таблица 14

Оптические свойства диоктаэдрических гидрослюд из глинистых отложений среднего и верхнего девона центральных районов Русской платформы (фракция < 0,001 мм)

Район	№ сква- жины	Глубина в м	Ng'	Np'	Ng' — Np'
Зубова Поляна . .	Р-1	653,8—660,6	1,584—1,597	1,567—1,570	0,027
» »	Р-1	750,0—756,0	1,591	1,565	0,026
Горький	Р-2	1195,0—1201,0	1,585—1,588	1,564—1,567	0,021
Юлово-Ишим . .	Р-5	1171,5—1178,1	1,582—1,588	1,552—1,555	0,030—0,033
» »	Р-5	1209,7—1215,8	1,582—1,591	1,558—1,564	0,030—0,033

* Мусковит по Винчелу (1953): Ng' = 1,588; Np' = 1,552; Ng' — Np' = 0,036.



Фиг. 5. Электронномикроскопические снимки морфологических разновидностей гидрослюд, фракция $<0,001$ мм, увел. 12 500
 1 — гидрослюда изометрично-пластинчатая, диоктаэдрическая из аргиллитов с антракзидами нижнепермского (кунгурского) возраста. Воркутский угленосный бассейн, Усинское месторождение, скв. УК-76, глубина 245 м; 2 — гидрослюда крупнопластинчатая, диоктаэдрическая, возникшая, по-видимому, за счет эпигенетической гидрослюдизации каолинита. Местами видны мелкие гексагональные пластинки каолинита. Донбасс, Должанский район, верхняя часть свиты S_2^5 , почва угольного пласта; 3 — гидрослюда удлинненно-пластинчатая диоктаэдрическая, аутигенная, в скорлуповатых стяжениях буровато-красной глины с корочками зеленого хлорита, Раковская, скв. 2, глубина 1018—1026,5 м, обр. 780

Оптические свойства диоктаэдрических гидрослюд из аргиллитов нижнефранского яруса восточной окраины Русской платформы (фракция $< 0,001$ мм)

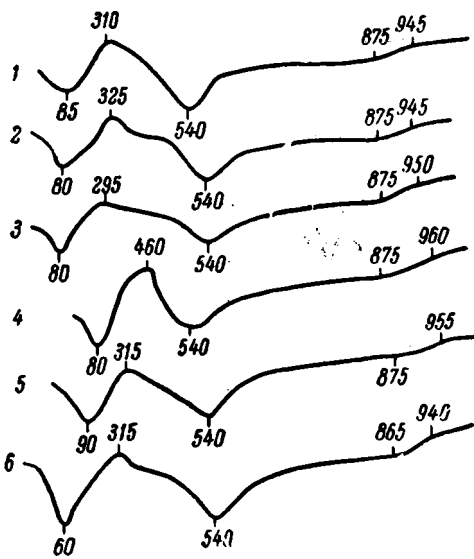
Район	№ сква- жины	№ образца	Глубина в м	Ng'	Np'	Ng' — Np'
Ерыклы	5	2486	1908,15—1913	1,585	1,570	0,015
»	5	2509	1865,63—1967,93	1,584	1,564	0,020
»	5	2469	1873,42—1880,45	1,584	1,563	0,021
»	5	2471	1880,45—1883,30	1,579	1,661	0,018
Тукмак	9	2574	1677—1684	1,584	1,570	0,014
Сызрань	190	716	1505—1512	1,577	1,561	0,016
Туймазы	138	3826	1765,4—1771,7	1,577	1,565	0,012
»	138	3854	1778,6—1783,6	1,575	1,563	0,022
Крым-Сарай . . .	3	3743	1766,5—1774,7	1,570	1,558	0,012

от 1,552 до 1,570, двупреломление $Ng' - Np'$ от 0,012 до 0,033. Величины светопреломления и двупреломления, замеренные на ориентированных агрегатах, зависят в известной мере от степени совершенства агрегатов и их ориентировки. Но диоктаэдрические гидрослюды девонских отложений в иммерсионных препаратах образуют крупные, удлиненные, хорошо ориентированные агрегаты с прямым погасанием и типичными для гидрослюд прямолинейными ограничениями длинных сторон, что

дает основание считать наши определения оптических свойств достаточно надежными. Хорошо ориентированные агрегаты гидрослюд типичны как для пород центральных районов Русской платформы, так и для восточной ее окраины.

Так называемые деградированные гидрослюды из современных глинистых илов оз. Байкал, Японского, Черного и Аральского морей отличаются повышенной гидратацией, заниженным содержанием Al_2O_3 и пониженным показателем преломления — $N_{cp} = 1,552 \pm 0,003$.

Под электронным микроскопом диоктаэдрические гидрослюды первой морфологической разновидности имеют облик изометрических пластинок, нередко с зазубренными контурами (фиг. 5, 1). Изометричная разновидность диоктаэдрических гидрослюд, судя по виду ее частиц и степени выщелоченности (табл. 7), вероятно, в большинстве случаев является обломочной. Она вносится в водоемы с материка или за счет перетотложения коренных слюдистых пород и мине-



Фиг. 6. Термограмма нижнедевонских аргиллитов восточной окраины Русской платформы 1 — Туймазы, скв. 138, обр. 3854, глубина 1778,6 — 1783,6 м, фракция $< 0,001$ мм; 2 — Туймазы, скв. 138, обр. 3854, глубина 1778,6 — 1783,6 м, фракция 0,01—0,001 мм; 3 — Туймазы, скв. 138, обр. 3826, глубина 1765,4—1771,7 м, фракция $< 0,001$ мм; 4 — Туймазы, скв. 138, обр. 3826, глубина 1765,4—1771,7 м, фракция 0,01—0,001 мм; 5 — Ерыклы, скв. 5, обр. 2469, глубина 1873,4—1880,4 м, фракция $< 0,001$ мм; 6 — Ерыклы, скв. 5, обр. 2469, глубина 1873,4—1880,4 м, фракция 0,01—0,001 мм

ралов, или за счет размыва гидрослюдистых минералов коры выветривания или почвенного покрова, являясь и в этом случае аллотигенной.

Кривые нагревания диоктаэдрических гидрослюдов отличаются слабо выраженными термическими эффектами (фиг. 6). Начальная эндотермическая остановка, вызванная потерей адсорбционной воды, наблюдается у них в интервале температур 60—90°. Вторая эндотермическая реакция, обусловленная потерей кристаллизационной или гидроксильной воды, имеет максимум при 540°. Третья эндотермическая остановка (в интервале 800—900°), соответствующая началу кристаллизации шпинели, у большинства наших образцов отсутствует или очень слабо выражена и отмечена как исключение у аргиллитов Красной Поляны, в которых обнаруживается примесь биотитового компонента.

Среди диоктаэдрических гидрослюдов мусковитового ряда из аргиллитов нижнефранского (пашийского) возраста районов восточной окраины Русской платформы (Серноводск, Боровка, Сызрань и др.) отмечены разновидности, по оптическим свойствам и химическому составу весьма близкие к каолиниту, но имеющие рентгенограмму мусковитового типа, с базальными рефlekсами 9,98—10 и 4,88—4,9 kX . Для них характерны еще более пологие кривые нагревания и слабые эндотермические эффекты: 50—90 и 525°. Эти так называемые каолинизированные гидрослюды мы рассматриваем как продукт стадийного изменения мусковита в каолинит, описанный В. П. Петровым (1948), который привел таблицу, показывающую изменение оптических свойств гидрослюдов в зависимости от содержания K_2O . Образование продуктов стадийного изменения мусковита происходило еще в условиях формирования элювия. Считать их гидрослюдизированными каолинитами, возникшими в стратиграфическом интервале D_{2-3} Русской платформы, в диагенезе или эпигенезе, невозможно потому, что при иммерсионных исследованиях, особенно фракции 0,01—0,001 мм, встречаются не только так называемые каолинизированные гидрослюды, но и гексагоны нормального каолинита. Это несовместимо с диагенетическим изменением каолинита в гидрослуду. Кроме того, мусковитизация каолинита в разрезе палеозоя Русской платформы, по данным В. Д. Шутова (1960, 1962а, б), начинается значительно глубже, в зоне глубинного эпигенеза, и исключительно в породах полимиктового состава.

Другая морфологическая разновидность диоктаэдрических гидрослюдов, обнаруженная под электронным микроскопом (фиг. 5, б), — крупнопластинчатая, встреченная в самых крепких аргиллитах из краевых прогибов, в продуктивных толщах антрацитовых районов Донбасса и в угленосной толще Воркутского угольного бассейна, частично подвергшихся эпигенетическим изменениям. Эта же разновидность гидрослюдов, иногда в виде отдельных пластинок, встречается и в неизмененных глинистых породах. Крупнопластинчатая гидрослюда образует сравнительно крупные угловатые пластинки с зазубренными краями, имеющими оскольчатую форму, а иногда и трещины, идущие от внешнего края во внутреннюю часть пластинки. Можно полагать, что оскольчатая форма и трещины возникают в крупных пластинках при дроблении, которое в некоторых случаях приходится применять при дезагрегации твердых аргиллитов.

При рентгенографическом изучении гидрослюдов крупнопластинчатой разновидности обнаружилась принадлежность их к диоктаэдрическому ряду с несколько заниженным базальным межплоскостным расстоянием — 9,9 kX , что было отмечено ранее С. И. Берхин и З. В. Тимофеевой. Электронографические исследования наших образцов, проведенные Б. Б. Звягиным и Р. А. Шаховой, выявили структуру крупнопластинчатой гидрослюды с периодом с в два слоя. При этом в образцах из почвы угольных пластов, имеющих наиболее ярко выраженную под электронным

микроскопом морфологию крупных пластинок (обр. 1183/83), наблюдается раздвоение рефлексов, указывающее на искажение структуры решетки, причем параметры a_2 и b_2 в этом случае близки к каолиновым.

Термический анализ этих образцов, выполненный А. И. Цветковым, показал отсутствие в них сколько-нибудь заметной примеси мусковита или других слюд. Это же подтверждается и данными химического анализа, показавшего в образце с наиболее яркой морфологией крупных пластинок всего 1,78% K_2O .

Эти факты заставляют нас объяснять обнаруженные рентгенографически и электронографически признаки изменения структуры решетки крупнопластинчатой гидрослюды лишь перекристаллизацией глинистого вещества гидрослюдистого состава, а в почвах угольного пласта — частично и гидрослюдизацией каолинита, а не развитием в аргиллитах антрацитовых районов Донбасса эпигенетического мусковита, как полагал Н. В. Логвиненко (1956). Описание этой разновидности гидрослюда мы даем здесь только потому, что она иногда встречается в неизмененных зонах.

Удлиненно-пластинчатая разновидность гидрослюды диоктаэдрического типа была обнаружена нами в породах морских фаций верейского горизонта восточной окраины Русской платформы.

Удлиненно-пластинчатая гидрослюда встречается в глинистых стяжениях и желваках скорлуповатого строения, где она, так же как и хлорит, является аутигенной. На электронномикроскопических снимках большинство частиц гидрослюды имеет форму удлиненных пластинок с четкими контурами (фиг. 5, в). Ширина и длина их заметно варьируют, но длинные стороны пластинок обычно близки к параллельным, а у более широких пластинок иногда наблюдаются плохо выраженные пирамидальные ограничения удлиненных концов, указывающие на их аутигенную кристаллизацию.

Аутигенный характер удлиненно-пластинчатой гидрослюды из верейского горизонта подтверждается как микроскопическими наблюдениями в шлифах, где отмечаются оторочки ее вокруг обломочных зерен и образование чешуйчатых агрегатов, цементирующих обломочный материал, так и данными электронографии, которые, по Б. Б. Звягину, указывают на полную кристалличность этой разновидности гидрослюды (Раковка, скв. 3, обр. 780) и отсутствие в ней аморфной фазы. Это, по мне-

Т а б л и ц а 16

Межплоскостные расстояния (в $\text{\AA}$) и интенсивности рефлексов удлиненно-пластинчатой аутигенной гидрослюды (фракция $< 0,001 \text{ м.м}$)

Индексы	Раковка, скв. 2, обр. 780		Индексы	Раковка, скв. 2, обр. 780	
	d	I		d	I
002	9,87	6 ш.	0010	2,39	3
	6,88	1 ш. р.		2,27	1
004	4,98	5		2,20	1
	4,53	9		2,16	1
006	3,70	2		1,98	1 р.
	3,53	1		1,82	1 ш. р.
	3,37	5	060	1,71	2
	3,00	1		1,66	3
	2,85	4		1,51	8
	2,71	1		1,46	1
	2,58	8		1,44	1
	2,46	1 р.		1,38	1
				1,30	4

Химический состав (в %) удлиненно-пластинчатой аутигенной гидрослюда глауконитового структурного типа (фракция $< 0,001$ мм)

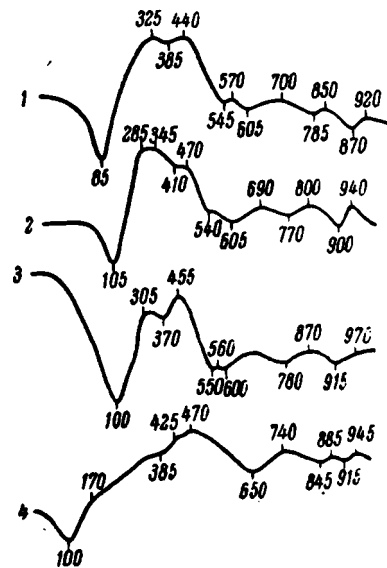
Компоненты	Боровка, обр. 728	Раковка, обр. 780	Компоненты	Боровка, обр. 728	Раковка, обр. 780
SiO ₂	51,50	49,84	MgO	2,93	2,82
Fe ₂ O ₃	6,50	8,56	Na ₂ O	0,68	0,35
Al ₂ O ₃	19,55	20,96	K ₂ O	8,60	8,15
TiO ₂	0,77	0,74	H ₂ O ⁺	4,66	4,92
CaO	0,31	0,29			

нию Б. Б. Звягина, может быть вызвано лишь стабильными условиями генезиса, без выщелачивания элементов и без нарушений в кристаллической решетке минерала.

По данным Б. Б. Звягина, удлиненно-пластинчатая гидрослюда, обнаруженная нами в глинах верейского горизонта, принадлежит к глауконитоподобному структурному типу.

Удлиненно-пластинчатая гидрослюда (обр. 780) рентгенографически была изучена С. И. Берхин, которая отметила очень малую степень ее гидратации, на что указывает, по ее мнению, несколько пониженное значение межплоскостного расстояния базального рефлекса второго порядка (002) с $d = 9,87$ кХ (табл. 16). В обр. 780, который является наиболее чистой аутигенной гидрослюдой, по данным С. И. Берхин, совершенно отсутствует монтмориллонит. В химическом составе этой гидрослюды отмечено пониженное содержание Al₂O₃ (19—21%) и H₂O⁺ (4—5%) и резко повышенное содержание K₂O — более 8% (табл. 17).

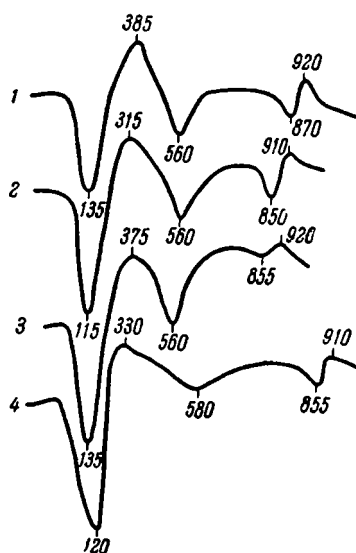
Кривые нагревания удлиненно-пластинчатой гидрослюды имеют довольно своеобразный вид (фиг. 7). Начальная низкотемпературная эндотермическая остановка — в интервале 85—105°. Средняя, наиболее заметная эндотермическая остановка наблюдается при 600—605° и осложняется обычно небольшим добавочным эффектом при 540—550°. Кроме этих эффектов, имеются еще две менее развитые эндотермические остановки — при 770—780 и 870—900° и небольшой экзотермический пик при 920—945°. Общий характер термограмм более близок к кривым нагревания глауконитов и селадонитов, в том виде, как они приведены в монографии Макензи (1957). Реакции с органическими красителями и спектральные кривые адсорбции метиленового голубого удлиненно-пластинчатой разновидности гидрослюды не имеют заметных отклонений от типичных для гидрослюды.



Фиг. 7. Термограмма аутигенной удлиненно-пластинчатой диоктаэдрической гидрослюды глауконитоподобного структурного типа из верейского горизонта Русской платформы, фракция $< 0,001$ мм

1 — Ульяновск, скв. 1, обр. 632; 2 — Боровка, скв. 8, обр. 728; 3 — Раковка, скв. 2, обр. 773; 4 — Раковка, скв. 2, обр. 774

Рентгенографически, по Бриндли (1951), для монтмориллонов характерны два типа рефлексов с индексами $(00l)$ и (hk) . Базальные рефлексы $(00l)$ отражают изменение расстояния между слоями в зависимости от состояния минерала (наличия обменных катионов и их характера, от содержания воды или от природы жидкости, с которой минерал находился в контакте). Рефлексы (hk) не зависят от способа обработки



Фиг. 8. Термограмма монтмориллоновых глин из палеогеновых отложений Ферганы, фракция $<0,001$ мм

1 — обр. 121/12а, сузакский ярус, морская фация, красная бескарбонатная глина; 2 — обр. 104/36, ристанский ярус, морская, относительно глубоководная фация, зеленовато-серая тонкая бескарбонатная глина; 3 — обр. 121/11, сузакский ярус, морская фация, красная бескарбонатная глина; 4 — обр. 135/14а, туркестанский ярус, морская опресненная фация, зеленовато-серая доломитовая глина с единичными пеллециподами

образца и характеризуют индивидуальные особенности структуры минерала. В связи с этими особенностями кристаллохимической структуры данной группы минералов рентгенографическая идентификация монтмориллонов основана главным образом на изменении положений базальных рефлексов $(00l)$ в результате набухания после насыщения этиленгликолем или глицерином. При этом особое значение имеет резкое изменение положения интенсивного рефлекса $(00l)$ первого порядка, с 12—15 kX у воздушно-сухого образца до 17,0—17,7 kX соответственно у насыщенного этиленгликолем или глицерином. Отличить монтмориллоны от набухающих хлоритов можно после нагрева исходного препарата до 500°, после чего хлориты сохраняют первый базальный рефлекс 14 kX , а монтмориллоны снижают его до 10 kX (Stephen, MacEwan, 1949).

По своим структурным особенностям монтмориллоны делятся, так же как и описанные выше группы глинистых минералов, на диоктаэдрические и триоктаэдрические, что нашло отражение и в новейших кристаллохимических классификациях В. А. Франк-Каменецкого (1961), Брауна (Brown, 1955), а также в рентгенометрическом определителе минералов В. И. Михеева (1957). В дополнениях Н. И. Горбунова (1961) к классификации В. А. Франк-Каменецкого выделяется еще промежуточный тип монтморилло-

нитов с наличием в октаэдрическом слое трех- и двухвалентных катионов, у которых, по В. И. Михееву, значение d_{060} варьирует в пределах — 1,495—1,550 kX в зависимости от их количественного соотношения.

Среди изученных нами глинистых пород установлены лишь диоктаэдрические разности монтмориллонов и, возможно, монтмориллоны промежуточного типа, хотя последние устанавливаются здесь не однозначно ввиду наличия в этих же образцах хлоритовых минералов, которые имеют близкие значения d_{060} . Среди наших объектов монтмориллоны наиболее развиты в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы, в морской терригенно-карбонатной аридной формации верейского горизонта Русской платформы и, наконец, в современных донных осадках Японского, Черного и Аральского морей, а частью и оз. Байкал.

Рентгенограммы монтмориллоновых глин глубоководной, тиховодной фации палеогена Ферганы и морских глин верейского горизонта Рус-

ской платформы характеризуются интенсивным диффузным базальным рефлексом (001) в пределах 13,5—15 *kX*, сдвигающимся к 17,7 *kX* после насыщения глицерином. Диоктаэдрический тип этих монтмориллонитов фиксируется рефлексом (060) с *d* = 1,48—1,49 *kX*.

Кривые нагревания монтмориллонитовых глин из палеогеновых отложений Ферганы (фиг. 8) указывают на максимальное развитие низкотемпературного эндотермического пика в интервале температур 115—135°, вызванного удалением межслоевой, или межпакетной воды, содержание которой в них варьирует в пределах 10,4—12,6% (табл. 18).

Т а б л и ц а 18

Химический состав (в %) монтмориллонитовых глин из отложений палеогена Ферганы и верейского горизонта Русской платформы (фракция < 0,001 мм)

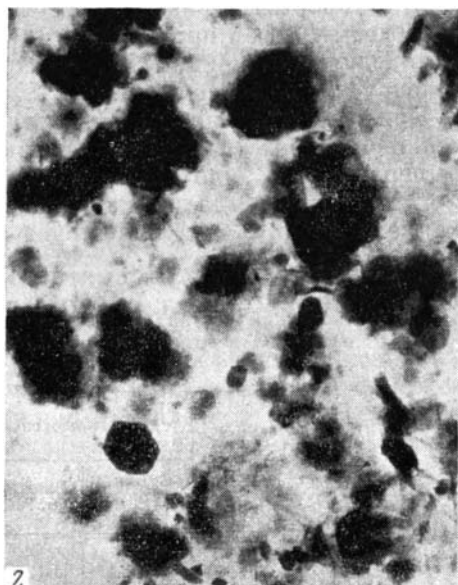
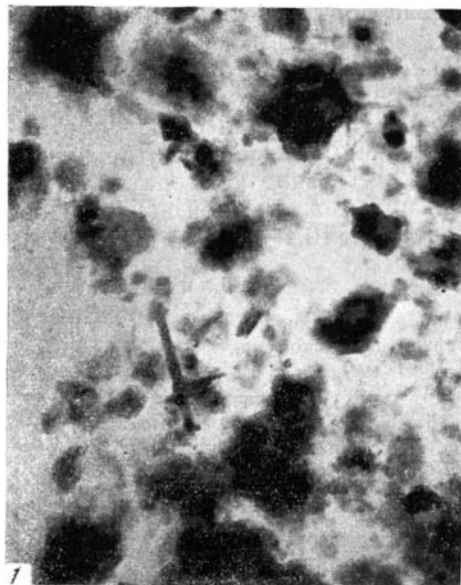
Компоненты	Палеоген Ферганы			Верейский горизонт Русской платформы	
	Сурхи, обр. 121/12а	Риштан, обр. 104/36	Исфара, обр. 8/2	Ржев, скв. 18, обр. 61	Зубова Поляна, скв. 1, обр. 406
SiO ₂	49,95	51,08	46,12	48,64	50,24
Al ₂ O ₃	19,37	19,03	16,51	20,88	19,74
TiO ₂	0,64	0,71	0,52	0,93	0,87
Fe ₂ O ₃	5,20	5,02	6,02	5,57	7,43
FeO	0,49	0,57	0,14	0,20	0,34
CaO	0,68	0,72	2,16	1,08	0,66
MgO	3,28	3,48	4,82	3,41	3,69
Na ₂ O	0,20	Нет	0,16	0,39	0,84
K ₂ O	2,18	2,59	2,22	3,01	3,64
H ₂ O ⁺	5,79	5,24	6,97	6,42	5,50
H ₂ O ⁻	11,23	10,36	12,63	8,89	7,32
CO ₂	0,20	0,08	0,34	Нет	0,36
C	0,58	0,51	0,51	0,29	0,01
O + N	0,41	0,36	0,37	—	—
С у м м а	100,20	99,75	99,49	99,71	100,64

По сравнению со второй эндотермической остановкой низкотемпературный эндотермический пик у монтмориллонитов более развит и после предварительной просушки при температуре 70°, что отличает их от гидрослюд.

У монтмориллонитовых глин верейского горизонта первый эндотермический пик наблюдается при 110°. Характер и величина данного пика зависят не только от количества межслоевой воды и от типа поглощенных катионов, но и от замещений катионов в октаэдрическом слое (Mackenzie, 1957).

Вторая эндотермическая реакция, вызванная разложением структурных гидроксильных групп и возникновением безводной модификации, наблюдается у монтмориллонитовых глин Ферганы в интервале 560—580°, а у верейских монтмориллонитовых глин — при 530—560°, что обусловлено наличием в последних более заметной примеси гидрослюды.

Третий эндотермический пик соответствует, по Гриму (1953), разрушению «безводной модификации» монтмориллонита и появлению новых фаз шпинели и кристобалита из аморфной фазы, кристаллизация которых возрастает с увеличением температур от 910 до 1100°. Некоторые исследователи связывают третий эндотермический пик монтмориллонитов еще с адсорбцией теплоты при изменении безводной, структурно



Фиг. 9. Электронномикроскопические снимки монтмориллонитовых илов Аральского моря, фракция $<0,001$ мм, увел. 12 500

1 — Арал, станция 130, обр. 965; 2 — Арал, станция 130, обр. 962

упорядоченной формы монтмориллонита в аморфный материал, структурно не упорядоченный, из которого кристаллизуются шпинель и кристобалит (Mackenzie, 1957).

По Керру, Кульпу и Гамильтону (1951), третий эндотермический пик характерен для минералов группы монтмориллонита. Он обусловлен окончательным разрушением решетки монтмориллонита и зависит от замещения катионов в октаэдрических или тетраэдрических слоях. Конечный экзотермический пик, по данным тех же авторов, вызван образованием шпинели и в значительной степени определяется химическим строением октаэдрического слоя.

Морфология частиц монтмориллонита под электронным микроскопом, как показывают работы Матье-Сико, Меринга и Перрен-Боннета (Mathieu-Siquaud, Mering, Perrin-Bonnet, 1951), в очень сильной степени зависит от характера поглощенных катионов. Так, преобладание в поглощенных катионах Na^+ способствует образованию глобулярных агрегатов, а преобладание катионов Ca^{2+} приводит к упорядоченной агрегации по гексагональному мотиву с появлением у агрегатов четко выраженных углов в 120° .

Частицы монтмориллонитов с поглощенным комплексом, замещенным гидроксонием H_3O^+ , имеют более расплывчатые очертания. Электронномикроскопическое исследование показало также, что монтмориллонит значительно более дисперсен, чем каолинит или другие глинистые минералы. Тончайшие пластинки или неправильные листочки монтмориллонита, по данным Конта (1956), имеют размеры от 0,01 до 0,3 мк.

Частицы монтмориллонитов из осадков Аральского моря и палеогеновых отложений Ферганы под электронным микроскопом обычно имеют в препаратах, полученных из суспензий, очень расплывчатые, облаковидные очертания, и даже контуры многих крупных агрегатов также обладают такими очертаниями (фиг. 9).

В донных осадках современных водоемов во фракции $<0,001$ мм, просушенной при 100° , монтмориллонит устанавливается по весьма ин-

тенсивному широкому и часто диффузному рефлексу (001), равному 14,2; 14,8—15,2 kX , смещающемуся к 17,7 kX после насыщения глицерином. В иммерсионных препаратах монтмориллонит обнаруживается в форме агрегатно-поляризующих комочков, зеленовато-серых в проходящем свете и синевато-серой интерференционной окраски в поляризованном свете. Показатель преломления, замеренный в порошковых препаратах, для илов Японского моря составляет N_{cp} от 1,518 до 1,522, а для осадков оз. Байкал — от 1,534 до 1,543.

ХЛОРИТ

Новейшие исследования структуры и химической природы хлоритов, выполненные Д. П. Сердюченко (19486, 1953), Бриндли (1951) и В. И. Михеевым (1957), дают основу для единой кристаллохимической классификации, охватывающей всех представителей этой группы минералов. В отличие от других слоистых силикатов решетка хлоритов построена из разнотипных слоев: трехэтажных слюдо-талькоподобных и положительно заряженных одноэтажных брусито-гидрагиллитоподобных.

В последнее время в работах Бриндли (1951) и Д. П. Сердюченко (19486, 1953) намечены структурные связи некоторых полиморфных модификаций хлорита с каолинитом. Рентгеновские исследования шамозита из Айршира, выполненные Бриндли, обнаружили каолинитовый тип структуры, что согласуется с наблюдавшейся у него эндотермической реакцией при 450—550°, аналогичной каолинитовой.

Д. П. Сердюченко (1953) показал близость порошковых рентгенограмм некоторых осадочных хлоритов р. Малки к каолинитовым или идентичность их. В изученных нами глинистых породах установлены два типа хлоритов: диоктаэдрические железистые (шамозиты) с решеткой каолинитового типа и триоктаэдрические магнезиально-железистые.

Т а б л и ц а 19
Химический состав (в %) шамозитовых глин с решеткой
каолинитового типа (фракция < 0,001 мм)

Компоненты	Арчеда, скв. 1, обр. 95/39	Поваровка, скв. 1, обр. 39/23	Печорская Пиж- ма, обн. 264, обр. 398
SiO ₂	37,07	36,80	35,37
TiO ₂	0,36	2,10	1,97
Al ₂ O ₃	34,65	25,71	21,05
Fe ₂ O ₃	11,00	11,03	14,31
FeO	Не опред.	1,06	9,72
CaO	0,47	1,00	0,44
MgO	1,35	1,62	2,41
Na ₂ O	0,33	1,58	0,10
K ₂ O	0,97	3,56	1,30
H ₂ O ⁺	11,23	8,81	9,26
H ₂ O ⁻	2,40	3,67	4,14
CO ₂	—	0,39	Нет
C	—	1,69	0,55
С у м м а	99,83	99,02	100,62

Для диоктаэдрических железистых хлоритов характерен показатель преломления $N_{cp} = 1,621—1,624$ (Арчеда, скв. 19, обр. 95/39, глубина 2810—2813 м), очень низкое двухпреломление: $Ng' - Np' = 0,001—0,002$, содержание Fe₂O₃ 11—14% и FeO 1,0—9,7% (табл. 19). При наличии

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов шамозитов с решеткой каолинитового типа (фракция $< 0,001$ мм)

Девон, нижнешигровские слои, р. Печорская Пижма										
Обр. 393, порошковый препарат		Обр. 388, порошковый препарат		Обр. 398						Ориентированный препарат, прокаленный при 600°
				Порошковый препарат		Ориентированный препарат		Препарат, насыщенный глицерином		
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	
7,08	5	7,0297	8	7,22	8	7,11	8	7,15	7	Рефлексы отсутствуют, вещество стало рентгеноморфным
—	—	4,73	2	—	—	—	—	—	—	
4,52	2	4,50	2	4,53	6	—	—	4,54	2	
—	—	—	—	4,17	2	—	—	—	—	
3,91	2	3,80	4	—	—	—	—	—	—	
—	—	3,72	2	—	—	3,51	8	—	—	
3,55	6	3,51	8	3,53	8	3,54	4	3,52	8	
3,34	2	3,34	6	3,33	7	—	—	3,33	7	
2,82	4	—	—	—	—	—	—	—	—	
2,66	2	2,66	2	—	—	—	—	—	—	
2,57	2	2,56	2	2,54	2	—	—	—	—	
2,51	2	2,50	4	—	—	—	—	—	—	
—	—	2,45	2	2,42	8	—	—	2,40	6	
—	—	2,37	2	—	—	—	—	—	—	
—	—	2,23	2	—	—	—	—	—	—	
—	—	2,18	2	—	—	—	—	—	—	
2,13	2	2,12	4	—	—	—	—	—	—	
—	—	1,98	4	—	—	—	—	—	—	
1,89	2	1,87	4	—	—	—	—	—	—	
—	—	1,81	2	—	—	—	—	—	—	
1,70	2	1,70	5	1,69	4	—	—	—	—	
1,67	2	1,66	5	—	—	—	—	—	—	
1,53	5	1,54	8	1,53	6	—	—	1,55	6	
1,51	2	1,51	2	—	—	—	—	—	—	
—	—	1,48	2	1,487	6	—	—	1,499	4	
1,41—1,42	2	1,40	5	—	—	—	—	—	—	
—	—	1,37	2	—	—	—	—	—	—	
1,29	2	—	—	—	—	—	—	—	—	

такого комплекса свойств рентгенограммы хлоритов данного типа близки к каолинитовым, но имеют несколько пониженные значения базальных рефлексов. Диоктаэдрические хлориты с решеткой каолинитового типа отличаются от каолинита весьма пологими кривыми нагревания, отсутствием типичного каолинитового экзотермического эффекта в интервале 960—1000° и соответствующими рефлексами рентгенограмм (табл. 20).

Триоктаэдрические магнезиально-железистые хлориты распространены в современных осадках (Баренцево и Карское моря), частью в девонских отложениях и в глинах верейского горизонта Русской платформы (Ратеев, 1948, 19576). Минералы этой группы в изученных нами глинистых породах рентгенографически диагностируются по рефлексу 14,0—14,2 kX , не изменяющему положения после насыщения глицерином, по четким базальным рефлексам от первого (001) до пятого (005) порядка (Brindley, 1951), сохраняющимся после прокаливания при 600°, а также по положению рефлекса (060) с $d = 1,53—1,54$ kX (табл. 21). Все ба-

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов хлоритов из девонских глинистых отложений восточной окраины Русской платформы (фракция $< 0,001$ мм)

Индексы	Ерыклы, скв. 5				Индексы	Ерыклы, скв. 5			
	Обр. 2509		Обр. 2533			Обр. 2509		Обр. 2533	
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>		<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
001	2	14,6	6	14,3	005	10	2,57	4	2,60
	6	10,27	—	—		—	—	6	2,45
002	6	7,09	10	6,97	—	4	2,379	2	2,36
	2	4,94	2	4,90		—	—	4	2,28
003	—	—	6	4,68	—	—	—	2	2,19
	10	4,49	2	4,49		—	—	4	2,14
—	—	—	6	4,25	6	1,982	10	1,98	
	—	—	6	3,88	—	—	2	1,87	
—	—	—	8	3,67	6	1,643	10	1,62	
	6	3,50	10	3,52	4	1,549	8	1,53	
004	6	3,31	10	3,34	8	1,50	2	1,51	
	—	—	8	3,23	6	1,290	2	1,28	
005	6	2,83	8	2,82	4	1,241	2	1,24	

зальные рефлексы триоктаэдрических хлоритов сохраняются после прокаливании при 600° , но исчезают после обработки HCl , а рефлекс первого порядка (001) не изменяет положения от насыщения глицерином.

СЕПИОЛИТ

Химические анализы природных сепиолитов показали, что они являются гидросиликатами магния с незначительным процентом алюминия; в противоположность этому, палыгорскит, как правило, всегда содержит существенное количество алюминия.

Исходя из этого, Лаппаран (Lapparent, 1936) и Кайер (см. Brindley, 1951), учитывая фактически установленные отношения $SiO_2 : MgO$, близкие к 1,5, и особенности изменения структуры минерала при нагревании, предложили следующую формулу сепиолита: $6SiO_2 \cdot 4MgO \cdot 2H_2O$.

Идеальная структурная формула сепиолита, предложенная Наги и Брэдли (Nagy, Bradley, 1955), на основе поясной структуры имеет вид: $H_4Mg_9Si_{12}O_{30}(OH)_{10} \cdot 6H_2O$. Реальная формула этого минерала, рассчитанная авторами по данным химического анализа, может быть изображена так: $H_6Mg_8Si_{12}O_{30}(OH)_{10} \cdot 6H_2O$. Поясная, или цепочная, структура сепиолита, как указывает Б. Б. Звягин, так же как и палыгорскита, не считается окончательно доказанной (Методическое руководство..., 1957).

По новейшим структурным данным Преизингера (Preisinger, 1959) и Бриндли (1959), сепиолит определяется на базе орторомбической ячейки индексами hkl и параметрами: a — от 13,4 до 13,5 kX , b — от 26,80 до 26,97 kX , c — от 5,25 до 5,26 kX .

Увеличение параметра b в полтора раза, до 27 kX , в сепиолите обусловлено, по мнению Наги и Брэдли (1955), сочленением в его элементарной ячейке трех пироксеноподобных цепочек, а не двух, как у амфиболов.

Для различных образцов сепиолитов отмечается заметная разница в степени кристалличности. Параметры b и c показывают, что пластинчатые кристаллы сепиолитов развиваются в плоскости (100), но пластинки

не всегда хорошо развиты и там, где пластинок или волокон мало (месторождение Эски Чехир, Малая Азия), дифракционная решетка отражает слабую кристалличность. Бриндли (1959) показал, что индивидуальные кристаллы сепиолита развиваются первоначально вдоль оси c (ось волокон), а затем — в плоскости слюдоподобных слоев, слагающих структурные блоки. Пластинки сепиолита имеют минимальную толщину по оси a и тенденцию к росту по оси b .

Сепиолит, как указывает Каейр (см. Brindley, 1951), еще недостаточно хорошо изучен в отношении как его минералогии, кристаллической структуры, так и геологических условий залегания, но находки его в осадочных породах и среди продуктов выветривания основных изверженных пород возрастают. Вместе с тем расширяются поиски его вследствие ценных адсорбционных свойств для ряда отраслей промышленности (Чеймберс, 1962). Кроме того, интересен генезис этого минерала и его соотношения с другими минералами и вмещающими породами, детального описания которых, как указывают Мумптон и Рой (Mumpton and Roy, 1958), пока не имеется в литературе. Небольшие пропластки глины сепиолитового состава и наличие скорлуповатых образований этого минерала в доломитах алексинского горизонта Краснополянской опорной скважины впервые было установлено нами в 1950 г., а соответствующие данные о нем опубликованы в 1954 г. (Ратеев, 1954б). Встреченный здесь α -сепиолит имеет очень своеобразный облик. Он находится в прослоях коричневато-бурых зернистых доломитов и образует крупные (до 5 см) агрегаты слюдоподобного, пластинчатого или чешуйчатого облика. Пластины и чешуйки имеют весьма совершенную спайность по (100). В тонких спайных листочках цвет желтый, в более крупных пластинках — золотисто-коричневый, на плоскостях спайности — перламутровый блеск. По внешнему виду чешуйки этого минерала сходны с чешуйками слюды, особенно флогопита. Однако в отличие от последних они не гибки, не упруги и легко разламываются при сгибании. Поверхность чешуйчатых агрегатов часто волнисто изогнута, особенно вблизи небольших желваков (d до 8 мм), сложенных тем же α -сепиолитом. Крупнопластинчатые агрегаты его в тесной ассоциации с доломитом образуют отдельные прослои в карбонатных породах, мощностью до 10 см, либо α -сепиолит целиком слагает небольшие прослои тонкослоистых глин сепиолитового состава. В одном из прослоев мергеля, мощностью 40 см, химический состав тонкой фракции ($<0,001$ мм) целиком соответствовал составу α -сепиолита. Иногда его пластинки разобщены и не имеют резких границ с вмещающей их карбонатной породой, доломитом или, реже, с известняком.

Позднее наши находки сепиолитов и других Mg-силикатов (типа палыгорскита) среди осадочных пород значительно расширились (Ратеев, Котельников, 1956; Ратеев, Осипова, 1958; Ратеев, 1958, 1963б), в связи с чем создалась необходимость охарактеризовать их более подробно, по всем имеющимся у нас материалам.

Рентгенографически все изученные нами сепиолиты характеризуются интенсивным, очень широким рефлексом (110) с $d = 12$ кХ, который, по Лоншамбону (Longchambon, 1937), В. И. Михееву (1957) и Бриндли (1959), считается наиболее надежным и характерным признаком хорошо окристаллизованных сепиолитов (табл. 22). В некоторых наших сепиолитах установлен также интенсивный рефлекс 11,3 кХ, который отмечался ранее французскими исследователями.

Значения рефлекса (130) для наших образцов несколько понижено по сравнению с аналогичными рефлексами, установленными Бриндли (1959) для ряда месторождений.

По химическому составу наиболее чистые разности сепиолитов (Красная Поляна, образцы 2425, 2469; Мелекесс, образцы 643, 644) отличаются

ся очень низким содержанием глинозема (табл. 23). Минимальное его содержание колеблется в пределах 1,58—3,44%, а почти чистый безглиноземистый сепиолит, представляющий собой гидросиликат магния, установлен в Лысково (скв. 147, обр. 2186); в нем Al_2O_3 составляет всего 0,2%. При этом в них содержится много (19—26%) силикатного магния. Это одна из типичных особенностей сепиолитов, поскольку у палыгорскита содержание Al_2O_3 обычно не ниже 9%, а MgO не более 12% (Гинзбург и Рукавишникова, 1951; Mumpton, Roy, 1958; Kerr a. oth., 1959), чаще же варьирует в пределах 6—9% (Caillère et Henin, 1957).

По нашим данным, повышение содержания Al_2O_3 в сепиолитах осадочных пород вызвано наличием ощутимых примесей других глинистых минералов — монтмориллонита, гидрослюда и т. п. Эти данные как будто согласуются с выводами Мумптона и Роя (1958) о том, что химические анализы сепиолитов и палыгорскитов пока не дают каких-либо доказательств существования непрерывных переходов в виде твердого раствора между двумя этими минералами, что можно было бы ожидать исходя из сходства их структур. Анализ наиболее чистого сепиолита (обр. 2469), заключенного в доломитовой породе, после исключения расчетным путем по CO_2 некоторого количества MgO на доломит показал наличие в нем около 20% MgO , связанного с SiO_2 , при содержании Al_2O_3 менее 2% (табл. 23). Молекулярные отношения $\text{SiO}_2 : \text{RO}$ для обр. 2469, при $\text{RO} = \text{MgO} + \text{CaO}$, точно соответствуют их теоретическому отношению в сепиолите — 1,50, вычисленному Мижоном (Migeon, 1936).

Повышенное содержание CaO и Na_2O в сепиолитах, вероятно, обусловлено механическими примесями, на что указывает А. Г. Бетехтин (1950). Однако Мумптон и Рой (1958) считают более вероятным, что CaO является существенным компонентом самих сепиолитов и палыгорскитов. Содержание H_2O^+ несколько понижено, по-видимому, вследствие уплотненности и расслаиванности наших сепиолитовых глин, но оно все же выше минимальных значений, указываемых И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951). Дифференциальные кривые нагревания сепиолитов, по нашим данным, резко отличны от термограмм палыгорскитов, что согласуется с данными Керра (1951), Кайер и Энена (Brindley, 1959).

Начальная низкотемпературная эндотермическая реакция, отвечающая потере гигроскопической воды в наших сепиолитах, менее развита, чем в сепиолитах, изученных Кайер и Эненом (1957) (фиг. 10), что объясняется большей уплотненностью наших образцов. Те же авторы отмечают небольшие эндотермические эффекты при 340 и 540°, соответствующие небольшим потерям веса по кривым обезвоживания, разные в образцах из различных месторождений, что, возможно, зависит от примесей. В обр. 2186 из Лысково отмечены небольшие эндотермические эффекты при 570 и 690°, а в обр. 2469 из Красной Поляны — при 240°. По Мижону (1936) и Лоншамбону (1937), в сепиолитах при температуре ниже 350°, кроме гигроскопической, выделяется еще цеолитовая вода, находящаяся предположительно в структурных каналах, в отличие от гигроскопической, адсорбированной на поверхности частиц. Грим (1953), основываясь на данных Мижона и Лоншамбона, указывает, что при нагревании до 350° после потери цеолитной воды не наблюдается изменений в структуре сепиолита. При нагревании выше этой температуры потеря воды сопровождается изменением боковых измерений волокон при неизменной длине их. Параметры a увеличиваются, а параметры b уменьшаются. Эта модификация минерала, утратившая половину содержащейся воды, получила, по Мижону и Лоншамбону, название сепиолит II. Однако новейшие эксперименты Мумптона и Роя (1958) не обнаружили никаких следов существования сепиолита II, образующегося предположительно, по данным французских авторов (Migeon,

**Межплоскостные расстояния и интенсивности рефлексов сепиолитов из карбонатных пород
Краснополянской опорной скважины**

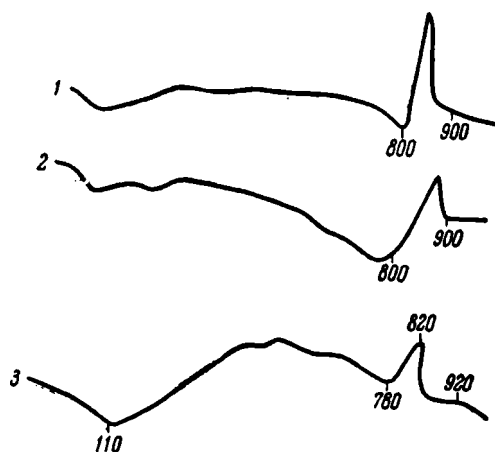
Индексы	Данные Бриндли (1951)					Обр. 2469, исходный		Обр. 2312, фракция <0,001 мм		Обр. 2425, фракция <0,001 мм	
	d в А, вычислен- ные	d в А, измеренные; в скобках интенсивно- сти рефлексов по 100-балльной шкале				d в kX	I	d в kX	I	d в kX	I
		Литтл Коттон- Вуд, Юта	Валлекас, Испания	Кения	Эски Че- хир, Ма- лая Азия						
020	13,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
110	12,07	12,05(100)	12,1(100)	12,1(100)	12,3(60)	12,9	10	—	—	12,0	10 д.
	—	—	—	—	—	11,3	10	11,3	10ш.	—	—
130	7,482	7,47(10)	7,5(7)	7,7(5B)	7,6(5)	7,33	6	7,21	4	—	—
200	6,750	6,73(5)	6,7(4B)	6,6(5B)	—	6,40	6	6,42	4	—	—
040	6,742	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
220	6,036	—	—	—	—	6,03	2	—	—	—	—
001	5,255	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
150	5,008	5,01(7)	5,04(3B)	5,0(5B)	4,9(6B)	4,95	6	—	—	4,93	4
021	4,896	—	—	—	—	—	—	4,84	6	—	—
111	4,818	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
240	4,780	—	—	—	—	4,72	6—4	—	—	—	—
060	4,495	4,498(25)	4,49(25)	4,47(18)	4,5	4,45	8—6	4,44	10 д.	4,46	8 д.
310	4,438	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
131	4,301	4,306(40)	4,29(35)	4,31(25)	4,3	4,25	10 д.	4,20	10 д.	4,18	6
201	4,146	—	—	4,17(5)	—	—	—	—	—	—	—
041	4,145	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
330	4,023	4,022(7)	4,02(7)	—	—	4,04	2	—	—	4,04	4
221	3,963	—	—	—	—	3,86	2	3,88	2	—	—
260	3,741	3,750(30)	3,738(25)	3,738(20)	3,746(20B)	—	—	—	—	3,77	6
170	3,705	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
151	3,626	—	—	—	—	3,67	10 д.	3,65	8—6 д.	—	—
241	3,532	3,533(12)	3,506(5)	—	3,49(5)	—	—	—	—	3,56	4
350	3,455	—	—	—	—	3,47	6	3,47	6	3,44	2
061	3,416	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
311	3,391	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
400	3,375	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
080	3,370	3,366(30)	3,339(45)	3,339(35)	3,34	—	—	—	—	—	—
420	3,274	—	—	—	—	3,27	10	3,26	10	3,26	8
331	3,195	3,196(35)	3,181(15B)	3,187(12)	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	3,10	8	3,12	8	3,11	4
261	3,048	3,050(12)	—	3,048(5)	—	—	—	—	—	—	—
171	3,028	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
440	3,018	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
280	3,016	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
370	2,928	2,932(4)	2,950(5)	—	2,98	2,97	8	2,97	10	2,97	10
190	2,925	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
351	2,887	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
401	2,840	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
081	2,837	2,825(7)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
421	3,778	2,771(4)	—	2,79(4)	—	2,79	6	2,77	6	2,78	2
460	2,699	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0100	2,697	2,691(20)	2,66(8)	2,675(8)	2,67	2,64	4—6	—	—	2,69	2
510	2,687	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 22 (окончание)

Индекс	Данные Бриндли (1951)					Обр. 2469, исходный		Обр. 2312, фракция <0,001 мм		Обр. 2425, фракция <0,001 мм	
	d в А, вычисленные	d в А, измеренные; в скобках интенсивности рефлексов по 100-балльной шкале				d в kX	J	d в kX	J	d в kX	J
		Литтл Коттон-Вуд, Юта	Валлекас, Испания	Кения	Эски Чехир, Малая Азия						
002	2,627	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
441	2,618	2,617(30)	2,59	2,59	—	—	—	—	—	—	—
281	2,617	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
530	2,586	2,586	2,59	2,59	2,67	—	—	—	—	—	—
022	2,580	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
112	2,567	—	—	—	—	2,55	10 д.	2,57	8	2,56	6 д.
371	2,557	2,560(55)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
191	2,556	—	2,56	2,59	—	—	—	—	—	—	—
2100	2,505	—	—	—	—	—	—	2,51	10 д.	—	—
390	2,495	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
132	2,479	2,479(5)	—	—	2,49	2,48	4	2,46	4	2,45	8
202	2,448	2,449(25)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,42	2,448	—	2,43	2,44	2,43	—	—	—	—	—	—
050	2,414	—	—	—	—	2,42	6 д.	2,41	4—6	—	—
1100	2,412	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
222	2,409	2,406(15)	2,395	2,39	2,36	2,36	4 д.	2,36	2	2,36	4
461	2,401	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
062	2,268	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
312	2,261	2,263(30)	2,256(20)	2,259(18B)	—	—	—	—	—	—	—
2101	2,260	—	—	—	—	2,24	10 д.	2,24	10 д.	2,24	4
620	2,220	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
570	2,211	2,206(3)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
332	2,200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
640	2,134	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2120	2,130	2,125(7)	2,117(4B)	2,117(5)	—	—	—	—	—	—	—
410	2,107	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
402	2,073	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
082	2,072	2,069(20)	2,060(10)	2,071(7B)	2,08(6B)	2,07	6 д.	2,09	2	2,06	4 д.
601	2,069	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
571	2,038	2,033(4)	—	—	—	2,03	6 д.	2,03	4—6	—	—
—	—	1,957(4)	—	—	—	1,97	2	—	—	—	—
—	—	1,921(2)	—	—	—	1,94	2	—	—	—	—
—	—	1,881(7)	1,873(4)	—	—	1,88	8—6 д.	1,88	8—6	1,88	8
—	—	—	—	—	—	1,84	8	1,84	8—6	1,84	8
—	—	1,818(2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1,760(6)	—	—	—	1,79	2	1,79	4	—	—
—	—	1,700(10)	1,716(7)	1,722(5)	—	—	—	1,71	2	—	—
—	—	—	1,691(10)	1,692(8)	1,69(5B)	1,68	6	1,67	4	1,69	4
—	—	1,637(3)	—	—	—	1,65	4	1,65	4	1,64	4
—	—	1,592(10)	1,598(4)	1,583(9B)	1,58(7)	1,59	8 ш.	1,61	2	1,60	4
—	—	1,550(15)	1,578(7)	1,548(10)	1,551(10)	1,57	8	1,58	4	1,58	6
—	—	—	1,540(8)	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1,518(15)	1,517(15)	1,517(15)	1,517(24)	1,53	8	1,53	2	—	—
—	—	1,502(8)	—	—	—	1,50	8	1,50	8—6	1,50	10 ш.
—	—	1,468(4)	1,465(3)	—	—	1,45	4—6	1,45	2	—	—
—	—	1,416(9)	1,406(4)	1,412(4B)	—	1,43	6—4	1,42	2	1,43	4

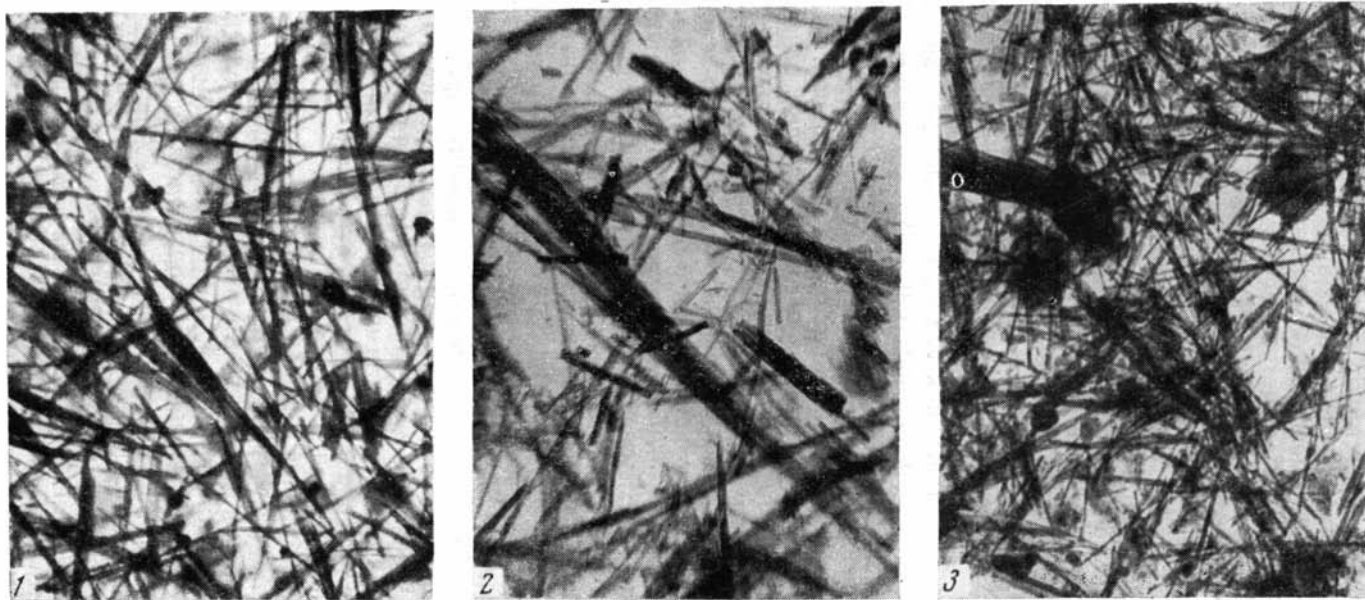
Химический состав (в %) сепиолитов и палыгорскитов из отложений Русской платформы

Компоненты	Аридная зона								На границе с аридной зоной		
	Каширский горизонт C_2^k							Гжельский ярус C_3	Алексинский горизонт	Тарусский горизонт	
	Палыгорскиты				Сепиолиты						
	Ржев		Кораблино, обр. 237	Зубова Поляна, обр. 398	Мелекес		Шарья, обр. 494	Лысково, обр. 2186	Красная Поляна		
	обр. 21	обр. 138			обр. 644	обр. 643			обр. 2469	обр. 2425	обр. 2312
TiO ₂	0,70	0,43	0,42	0,45	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
SiO ₂	56,32	61,73	55,27	58,22	53,03	48,53	51,71	55,97	52,61	53,52	51,79
Al ₂ O ₃	13,10	11,01	12,58	10,71	3,34	3,44	4,25	0,20	1,58	1,64	6,10
Fe ₂ O ₃	6,00	3,08	3,29	3,02	1,29	2,78	2,46	0,20	0,71	0,34	0,58
FeO	0,88	0,33	0,74	0,33	0,38	0,43	0,72	Следы	0,36	0,44	0,47
CaO	—	0,50	0,94	1,03	0,89	—	6,91	—	4,82	8,47	2,55
MgO	5,85	7,08	8,14	8,79	23,48	26,03	15,96	24,81	19,95	19,46	19,64
Na ₂ O	0,03	0,03	0,17	0,40	1,44	1,61	1,74	—	1,02	2,50	1,38
K ₂ O	1,61	2,40	2,23	1,53	—	—	0,87	—	0,27	0,43	0,82
H ₂ O ⁺	7,78	7,30	9,15	8,56	7,01	6,94	6,00	8,35	6,72	4,31	5,98
H ₂ O ⁻	7,73	6,11	7,07	6,96	9,14	10,24	9,38	10,47	11,96	8,89	10,69
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Фиг. 10. Термограмма сепиолитов из отложений C_1 и C_3 Русской платформы

1 — Лысково, скв. 47, обр. 2186, гжельский ярус; 2 — Красная Поляна, скв. Р = 1, обр. 2469, алексинский горизонт; 3 — Бетон-Наунти, США

1936; Longchambon, 1937), при температуре 400°, с почти полной трансформацией минерала в другую кристаллическую модификацию. Сухое статическое нагревание сепиолита в закрытых трубках в течение 24 часов, с последующим детальным рентгеноструктурным анализом, показало, что после прокалывания при 400° осталось лишь несколько слабых дифракционных линий, а после 700° фиксировалась рентгеноаморфная фаза. Наиболее четким отличием сепиолита от палыгорскита по кривым нагревания является эндотермическая остановка при 780—800°, которая отвечает окончательной потере воды и переходит немедленно в резкий экзотермический пик при 820—850°, связанный, по Кайеру и Энену (1957), с появлением энстатита и, частично, кристобалита. Благодаря применению Кульбицким (Kulbicki, 1959) более совершенной методики высокотемпературные фазы сепиолита в настоящее время изучены значительно точнее. Кульбицкий показал, что при 800° исчезает дифракционная картина минерала. Одновременно на рентгенограммах отмечаются две широкие линии 3,20 и 2,90 Å. Эти линии медленно растут в интервале 1100—1350°, причем с одновременным ростом и обостре-



Фиг. 11. Электронномикроскопические снимки сепиолитов, фракция $<0,001$ мм, увел. 10 000
 1 — Кораблино, скв. 33663, обр. 285; 2 — Красная Поляна, скв. Р = 1, обр 2469; 3 — Шарья, скв. Р = 1, обр. 495

нием этих линий появляются другие рефлексы, связанные с окончательным комплектованием решетки энстатита. При 1550° образуется некоторое количество β -кристобалита. Когда нагревание приостанавливается при 1500° , происходит шлакование образца (а не плавление), а энстатит и β -кристобалит еще присутствуют.

При температуре ниже 1400° два главных рефлекса энстатита, с индексами (610) и (420), имеют приблизительно одинаковую интенсивность. Между 1400 и 1500° решетка энстатита становится нормальной, а отражение (420) — вдвое интенсивнее рефлекса (610).

Под электронным микроскопом установлено, что α -сепиолит является волокнистым минералом с пластинчатоподобной морфологией частиц (Brindley, 1959). Однако пластинки не одинаково хорошо развиты во всех образцах. В большинстве случаев они имеют более значительную ширину, чем волокна палыгорскита, и являются, по-видимому, агрегатом из нескольких волокон. Более широкие пластинки отмечены нами почти во всех изученных образцах α -сепиолитов из карбона восточной окраины Русской платформы и палеогена Ферганы (фиг. 11). Длина волокон α -сепиолита может быть в 10—100 раз большей, чем их поперечное сечение.

Удлиненные стенки пластинок сепиолита более неровные, чем у волокон палыгорскита. В ультрафиолетовых лучах образцы наших сепиолитов дают яркое белое свечение, указывающее на волокнистую их структуру (Веденеева, 1950).

По реакциям с органическими красителями в водной среде при рН, близком к нейтральному, α -сепиолит не окрашивается с бензидином, что, по Н. Е. Веденеевой, также характерно для волокнистых Mg-силикатов. Метиловым голубым α -сепиолиты из Красной Поляны (образцы 2469, 2425) и Лысково (обр. 2186) окрашиваются в травяно-зеленый цвет и дают спектральную кривую поглощения с одним основным максимумом адсорбции в области 656—670 мкм, что, по Н. Е. Веденеевой, характерно для чисто ионной связи катиона красителя с кристаллической поверхностью глинистого минерала.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах сепиолиты из алексинского горизонта Красной Поляны (образцы 2469, 2478, 2479) представлены удлиненными чешуйками серовато-белой окраски с зеленоватым оттенком в проходящем свете и синевато-серой интерференционной окраской. Наряду с удлиненными чешуйками α -сепиолита присутствуют многочисленные, хорошо образованные ромбоэдри доломита. Примеси каких-либо других минералов в этих образцах не обнаруживаются. Показатели преломления α -сепиолита, замеренные на удлиненных чешуйках, имеют следующие значения: Ng' — от 1,504 до 1,513; Np' — от 1,480 до 1,486; Ng' — Np' от 0,024 до 0,027.

Показатели преломления у сепиолитов из михайловского и тарусского горизонтов находятся в тех же пределах. Полученные показатели преломления близки к минимальным значениям для сепиолитов по И. И. Гинзбургу и И. А. Рукавишниковой (1951), двупреломление же соответствует максимальным значениям, которые указываются этими авторами.

ПАЛЫГОРСКИТ

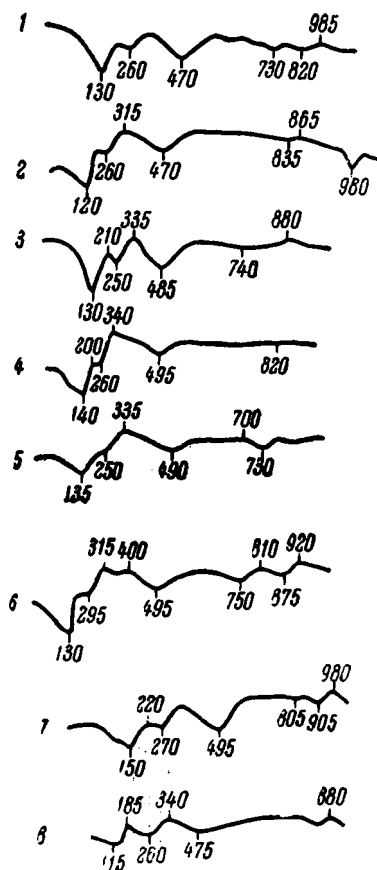
Исследованиями строения палыгорскитов химическими методами в свое время занимался А. Е. Ферсман (1908, 1913).

Кристаллохимическая структура палыгорскита, предложенная Брэдли еще в 1940 г. (Bradley, 1959), соответствует химической формуле $Mg_5Si_8O_{20}(OH)_4 \cdot 4H_2O$. Этот минерал содержит большое количество воды, приблизительно до 20% его веса. Однако полагают, что этот хими-

ческий состав далеко не постоянен и частично Si^{4+} и Mg^{2+} могут быть замещены на Al^{3+} , Fe^{3+} или другие ионы.

В структурной формуле предполагаются три формы воды: одна, имеющая цеолитный характер, и две другие, соответствующие гидроксильным группам $(\text{OH})_2$, расположенным вдоль амфиболовых цепей или связанных с октаэдрическими ионами внутри них. Однако эти формы воды, как указывают Кайер и Энен (Brindley, MacEwan, 1951), пока не отражаются на кривых термобаланса.

Кривые нагревания палыгорскита достаточно специфичны и резко отличны от термограмм сепиолитов. Низкотемпературная эндотермическая остановка варьирует у палыгорскитов из каширского горизонта Русской платформы (фиг. 12) в пределах 120—140, а иногда и 150°. Для них очень характерна вторая эндотермическая реакция в интервале 250—290°, которая обычно отсутствует или очень слаба у сепиолитов. У более чистых разностей этот эндотермический эффект имеет вид пика, у других он может быть выражен лишь перегибом кривой. Вопреки указаниям Кайер и Энен на то, что перегиб при 250° проявляется лишь у некоторых образцов, в частности у образцов из Таодени, этот эндотермический пик при 250—290° установлен нами у всех изученных палыгорскитов каширского горизонта Русской платформы, И. Д. Зхусом (1956) обнаружен у палыгорскитов из мергелей стешевского горизонта, а Н. И. Горбуновым (Горбунов и др., 1952) — у палыгорскитов из отложений Средней Азии. Эндотермический пик при 260—290° при дальнейшем нагревании переходит в экзотермический пик с точкой перегиба при 340—350°. Третий эндотермический пик у палыгорскитов наблюдается в интервале 470—495°, т. е. примерно на 70—100° ниже, чем у других глинистых минералов, вследствие чего этот эффект в сочетании с эндотермической остановкой при 240—290° является наиболее специфичным и особенно ценным для идентификации палыгорскитов. Очень часто палыгорскиты сопровождаются монтмориллонитом, и когда последний присутствует в значительном количестве, бывает трудно решить, какие эффекты принадлежат самому палыгорскиту и какие вызваны примесями. При более высоких температурах у палыгорскитов отмечаются небольшие эндотермические пики при 730 и 875—900° и слабый экзотермический эффект при 920—980°. Рентгенографически, как подчеркивают Мумптон и Рой (1958), палыгорскит также легко отличается от сепиолита. Вместо весьма широкого инсенсивного рефлекса (110) с $d = 12 \text{ kX}$, который наблюдается у типичных сепиоли-



Фиг. 12. Термограмма палыгорскитовых глин из отложений каширского горизонта Русской платформы, фракция $<0,001 \text{ мм}$

1 — Зубова Поляна, скв. Р = 1, обр. 396; 2 — Зубова Поляна, скв. Р = 1, обр. 398; 3 — Кораблино, скв. 33668, обр. 237; 4 — Кораблино, скв. 33668, обр. 243; 5 — Ульяновск, скв. Р = 1, обр. 622; 6 — Кораблино, скв. 33668, обр. 247 (исходная порода); 7 — Средняя Азия (по Н. И. Горбунову); 8 — Воротынский, обр. 1779 (по И. Д. Зхусу)

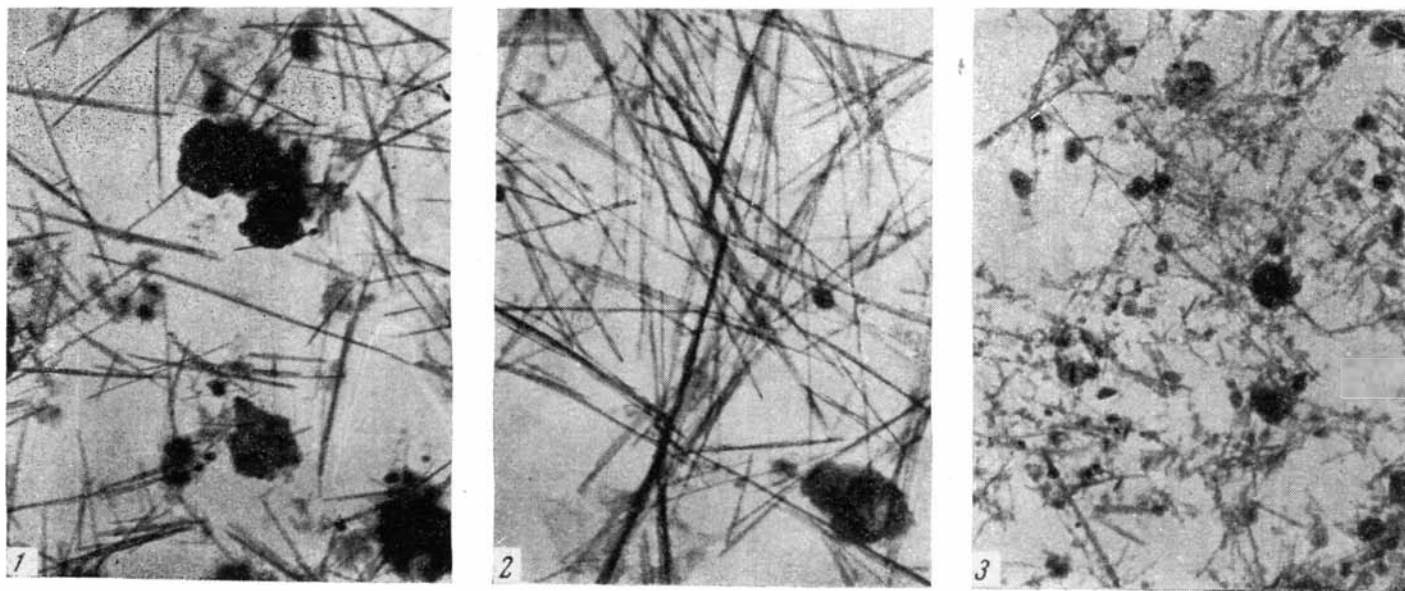
тов, палыгорскиты имеют межплоскостное расстояние данного отражения (110) в 10,5 kX , более интенсивное и широкое, чем базальный рефлекс гидрослюд 10 kX . Кроме того, для палыгорскитов более характерен интенсивный рефлекс (200) с $d = 6,44$ kX , отражение (130) с $d = 5,3$ kX и очень интенсивные рефлексы (310) — 4,3 kX и (400) — 3,25 kX (табл. 24).

Т а б л и ц а 24

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов палыгорскита

Индекс	Данные Брэдли (1940)				Каширский горизонт	
	вычисленные		экспериментальные		Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 398, фракция <0,001 мм	
	d	I	d	I	d	I
110	10,48	330	10,50	10	10,52	10
200	6,45	17	6,44	6	6,43	8
130	5,44	12	5,42	5	5,37	8
220	5,24	1	—	—	—	—
	—	—	—	—	4,87	8
040	4,50	66	4,49	8	—	10
310	4,18	13	4,18	3	—	—
	—	—	—	—	4,07	8
240	3,69	18	3,69	5	—	—
330	3,49	12	3,50	3	3,56	8
150	3,47	2	—	—	3,41	8
400	3,23	120	3,23	10	3,27	10
420	3,04	3	3,03	1	3,06	8
	—	—	—	—	2,90	8
350	2,76	2	—	—	—	—
440	2,62	43	2,61	8	2,65	4
510	2,56	8	2,55	3	2,55	10
	—	—	—	—	2,49	10
530	2,38	5	2,38	3	2,37	8
080	2,25	1	—	—	2,25	8
600	2,15	15	2,15	5	2,15	8
550	2,10	1	—	—	2,11	8
	—	—	—	—	2,02	2
	—	—	—	—	1,95	2
	—	—	—	—	1,88	4
480	1,845	1	—	—	—	—
390	1,815	3	1,82	1	1,80	4
660	1,75	—	—	—	1,76	4
	—	—	—	—	1,71	6
	—	—	—	—	1,67	8
800	1,615	3	1,62	1	1,59	4
680	1,555	17	1,56	3	1,54	8
0120	1,50	40	1,50	5	1,49	10
	—	—	—	—	1,46	8
	—	—	—	—	1,43	10
	—	—	—	—	1,37	4

Межплоскостные расстояния палыгорскита из каширского горизонта зубово-полянской скважины и их сопоставление с индифицированными рентгенограммами палыгорскитов, изученных Лаппараном (см. Brindley, 1951), приведены в табл. 24.



Фиг. 13. Электронномикроскопические снимки палыгорскитовых глин каширского горизонта Русской платформы, фракция $<0,001$ мм, увел. 10 000

1 — Ржев, скв. 70, обр. 21; 2 — скв. 39, обр. 139; 3 — скв. 44, обр. 176

Химический состав палыгорскитов, как уже отмечалось, отличается повышенным по сравнению с сепиолитами содержанием Al_2O_3 , обычно варьирующим в пределах 10—13%, и сравнительно низким процентом MgO , чаще 8—12%, а иногда понижающимся до 5—6%.

Под электронным микроскопом палыгорскит обычно отличают по волокнам, более тонким (фиг. 13), чем широкие пластинки сепиолита. Однако наши исследования под электронным микроскопом морфологии частиц магнезиальных силикатов на более широком материале указывают на ненадежность этого признака и необходимость обязательного контроля рентгенографией, термографией и химическим анализом.

ОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМАХ

ЦЕЛИ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Современные осадки морских и озерных водоемов являются весьма привлекательным объектом для изучения генезиса глинистых минералов вследствие того, что здесь заведомо известна обстановка осадконакопления. Поэтому не случайно, что в минералогии глин им посвящено столь значительное число работ. Однако при обзоре этих работ вскрывается основной недостаток — они обычно строились на единичных образцах и почти не охватывали бассейна в целом. И хотя в ходе этих исследований выявились некоторые различия в комплексе глинистых минералов тех или иных фациальных типов осадков, но при этом всегда оставалась альтернатива — зависят ли они целиком от гидрохимии или физико-химии водоема, или от условий транспортировки, под влиянием ли гидродинамики, или областей сноса. Этим объясняется, что мы не даем в начале данной главы литературного обзора работ по современным осадкам.

Наши исследования глинистых минералов современных водоемов совпали с новым подходом к процессам осадконакопления, который осуществляется Н. М. Страховым начиная с 1946 г. Он учитывает прежде всего питание водоемов осадочным материалом и закономерности распределения его по водоему в целом. Минералогия глинистой фракции была включена в качестве одного из звеньев комплексных литологических исследований, поставленных Н. М. Страховым на оз. Байкал, а также в бассейнах Японского, Черного и Аральского морей. При этом с самого начала исследования глинистых минералов строились здесь таким образом, чтобы в результате иметь возможность рассмотреть распределение этих минералов по площади водоема в целом и сопоставить его с планом размещения литолого-фациальных типов осадков и терригенных минералов, со схемой течений, с выносом взвешенного глинистого материала реками, с особенностями геологического строения побережий, с рельефом дна и т. п. Такой подход давал возможность не только оценить при изучении генезиса глинистых минералов одну сторону проблемы — роль физико-химической среды (которая, как показал Н. М. Страхов для стадии седиментогенеза, уже в то время была вообще сильно преувеличена), но и учесть влияние физико-географической среды: климата и рельефа водосборного бассейна, выноса речных взвесей, рельефа морского дна, течений, унаследования геологического субстрата, слагающего ложе бассейна, и т. п., т. е. тех факторов, которые долгое время не учитывались в литологии вообще и которые до сих пор не учитываются многими исследователями в минералогии глин в частности.

Глава IV

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМАХ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ ГЕНЕЗИС В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮЖНОГО БАЙКАЛА

Донные осадки озерных водоемов наиболее тесно связаны с продуктами речного выноса и другими физико-химическими факторами осадко-накопления (климат, почвенный покров, рельеф и т. п.). Из озерных водоемов гумидных зон крупнейшим и своеобразным является оз. Байкал, глинистые минералы тонкопелитовой фракции осадков которого нам представилось возможным исследовать. Сравнительно-литологические комплексные исследования осадков Южного Байкала проводили Л. М. Князева и Н. М. Страхов (Страхов и др., 1954). Нами была изучена глинистая фракция в 30 пробах донных осадков. Осадочный материал поступает в оз. Байкал, кроме абразии берегов, и за счет речного стока. По Г. Ю. Верещагину (1936, 1949), сток р. Селенги составляет до 50% общей массы воды, вносимой в оз. Байкал. Общее количество взвешенного материала, оседающего в Байкале в течение года, за вычетом выносимого р. Ангарой, по расчетам Н. М. Страхова и Л. М. Князевой (Страхов и др., 1954) превышает 1,1 млн. т. Примерно половина осадочного материала поступает в форме взвеси и половина — в виде раствора. По типу осадков в Южном Байкале, по данным Л. М. Князевой, преобладают диатомовые глинистые и мелкоалевритовые илы. Окраска глинистых илов серая, а в зоне окисления — буроватая и коричневая. Л. М. Князева отмечает хорошую сохранность малоустойчивых минералов: обыкновенной и щелочной роговой обманки, актинолита, минералов группы эпидота, биотита, хлорита и пироксенов. Из более устойчивых минералов присутствуют турмалин, гранат, рутил, титанит, единичные зерна дистена, силлиманита, брукита, тремолита, шпинели и апатита. В легкой фракции найдены кварц, полевые шпаты, желтовато-зеленая слюда, мусковит, опал и глинистые агрегаты. Эти минералы на площади Южного Байкала обособляются, по Л. М. Князевой, в три главные минералогические провинции. Северо-восточная провинция отличается присутствием минералов метаморфической группы — дистена, андалузита, ставролита, силлиманита и повышенным содержанием полевых шпатов в легкой фракции. Для провинции, охватывающей среднюю часть Южного Байкала, характерно высокое содержание обыкновенной роговой обманки и наличие пироксенов. В провинции, занимающей самую южную часть Южного Байкала, отмечено сочетание актинолита с обыкновенной роговой обманкой, обилие слюд биотита, мусковита и хлорита. При этом мусковит наиболее обилен вблизи юго-восточного берега, т. е.

ближе к выходам третичных озерных осадков, обнажающихся в этой части побережья.

Для Южного Байкала отмечается необычное распределение пелитовой и алевритовой фракций, из которых первая тяготеет к северо-восточной части озера, близкой к дельте р. Селенги, тогда как более крупные алевритовые фракции концентрируются на площади юго-западной части, где одновременно, по Л. М. Князевой, наблюдается и обилие песчаных прослоев. Эти особенности осадконакопления Южного Байкала Л. М. Князева объясняет размывом рыхлых третичных озерных отложений, обнажающихся на юго-западном побережье (примерно около Танхоя). Такая черта седиментации найдет отражение, как увидим дальше, и в характере распределения глинистых минералов. Илистые осадки оз. Байкал, в большинстве своем обогащенные биогенным кремнеземом, представляют весьма трудный объект для исследования глинистых минералов. Хотя диатомовые водоросли по размерам тяготеют преимущественно к фракции 0,01—0,001 мм, но наиболее мелкие их экземпляры (меньше 1 мк) частично слагают и фракцию <0,001 мм, затрудняя диагностику глинистых частиц.

Первые результаты исследований глинистой фракции осадков Южного Байкала частично уже публиковались нами (Ратеев, Веденеева, 1950; Ратеев, 1952б, 1954б). Однако в настоящее время уточнены характер распределения глинистых минералов по водоему, генетическая природа гидрослюда и монтмориллонита (при помощи рентгенографии), их химический состав и морфология частиц (под электронным микроскопом), что вновь привлекло наше внимание.

По данным исследований комплексом методов, в тонкопелитовой фракции осадков Южного Байкала установлены следующие минералы: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, галлуазит, хлорит, мало измененные мусковит и биотит, опал, иногда полевой шпат и карбонат (кальцит).

Гидрослюды представлены здесь тремя типами. Первый тип — гидрослюда — слабо деградированная слюда с начальной степенью гидратации и $N_{\text{ср}} = 1,580$. Второй тип — деградированная гидрослюда, отличающаяся малым и сильно варьирующим содержанием K_2O , пониженным светопреломлением — $N_{\text{ср}} = 1,552 \pm 0,003$ (табл. 25), повышенным

Т а б л и ц а 25

Оптические свойства монтмориллонита и гидрослюды из верхнего слоя донных осадков Южного Байкала по иммерсионным исследованиям порошковых препаратов (фракция <0,001 мм)

Номер станции	Минералы и их особенности	Показатель преломления $N_{\text{ср}}$
195/554	Монтмориллонит по слоистым силикатам	1,534—1,543
185/258	То же	1,534—1,543
195/554	Гидрослюда слабо деградированная . .	1,580±0,003
185/258	Гидрослюда деградированная	1,552±0,003
87/49	То же	1,552±0,003
40/149	»	1,552±0,003
90/51	»	1,552±0,003
52/15	»	1,546—1,549
183/65	»	1,546±0,003
106/194	Гидрослюда каолинизированная . . .	1,564—1,567
Обр. 40*	То же	1,564—1,567

* Третичная глина из обнажений у Танхоя. Коллекция В. В. Ламакина.

Межплоскостные расстояния (в λX) и интенсивности рефлексов деградированных гидрослюдов из верхнего слоя донных осадков Южного Байкала (фракция $<0,001$ мм)

Гидрослюда слабо деградированная				Гидрослюда деградированная									
Станция 229				Станция 522		Станция 75/206		Станция 500		Станция 90/51			
Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3 д.	14,2
—	—	—	—	2 д.	12,3	4 д.	12,9	—	—	—	—	—	—
6	10,2	6	10,2	6	10,6	6	10,1	3	10,5	5	10,6	2	10,6
4	7,11	—	—	—	—	4	7,09	10	7,20	2	7,3	2	7,04
—	—	1	6,28	—	—	—	—	4	6,20	—	—	—	—
4	5,73	—	—	—	—	2	5,90	—	—	—	—	—	—
4	4,91	2	4,91	2	4,97	6	4,92	4	4,84	4	4,84	4	4,84
—	—	—	—	4	4,76	—	—	—	—	—	—	—	—
6	4,43	3	4,47	—	—	10	4,46	—	—	8	4,44	8	4,44
—	—	—	—	6	4,36	—	—	10	4,39	—	—	—	—
—	—	5	4,28	—	—	—	—	—	—	2	4,25	4	4,25
4	4,19	—	—	4	4,15	4	4,19	—	—	4	4,17	4	4,16
4	4,02	6	4,03	4	3,93	2	4,00	—	—	2	4,06	4	4,06
—	—	3	3,78	—	—	2	3,78	—	—	2	3,84	2	3,84
8	3,63	3	3,66	—	—	8	3,66	—	—	2	3,69	4	3,69
—	—	—	—	8	3,54	—	—	—	—	4	3,50	4	3,50
4	3,44	4	3,48	4	3,44	6	3,49	4	3,46	2	3,49	4	3,49
—	—	9	3,35	—	—	10	3,32	—	—	10	3,31	10 ш.	3,31
10	3,29	—	—	10	3,28	—	—	6	3,26	—	—	—	—
10	3,16	9	3,19	—	—	6	3,18	—	—	8	3,19	8	3,19
2	2,96	—	—	10	3,09	2	2,97	—	—	6	2,99	6 д.	2,99
2	2,88	—	—	2	2,89	2	2,88	—	—	6	2,84	4	2,84
2	2,81	—	—	10	2,74	2	2,80	6	2,78	—	—	—	—
2	2,68	—	—	—	—	4	2,68	—	—	2	2,67	4	2,67
6	2,62	—	—	—	—	10	2,61	—	—	—	—	—	—
4	2,57	—	—	6	2,53	10	2,56	10 д.	2,55	8	2,56	8	2,56
2	2,51	—	—	4	2,54	4	2,53	—	—	—	—	2	2,55
4	2,43	—	—	4	2,41	4	2,43	—	—	2	2,42	4	2,42
4	2,37	—	—	2	2,32	2	2,37	4	2,31	4	2,35	4	2,35
2	2,15	—	—	2	2,21	2	2,18	4	2,16	2	2,18	2	2,18
2	2,09	—	—	6	2,07	4	2,11	—	—	2	2,11	2	2,10
2	1,96	5	1,98	6	1,95	6	1,97	4	1,95	6	1,97	5	1,98
2	1,80	—	—	6	1,79	4	1,80	4	1,78	2	1,80	2	1,80
—	—	—	—	2	1,72	2	1,68	8	1,67	2	1,69	4	1,69
—	—	—	—	4	1,63	4	1,64	6	1,63	4	1,65	5	1,65
—	—	—	—	2	1,52	3	1,53	—	—	2	1,53	2	1,53
—	—	—	—	4	1,48	6	1,49	10	1,48	8	1,50	7	1,50
—	—	—	—	2	1,43	2	1,45	—	—	2	1,44	2	1,44
—	—	—	—	6	1,35	2	1,37	—	—	2	1,37	4	1,37

содержанием низкотемпературной воды, выделяющейся при 100—150°, зеленой окраской суспензии от воздействия метиленового голубого без добавки KCl (максимум адсорбции МГ 656—670 мкм), сильным фоном на порошковой рентгенограмме в области малых углов и базальным рефлексом от 10 до 10,6 кХ, который иногда после насыщения глицерином увеличивается до 14,2 кХ (табл. 26).

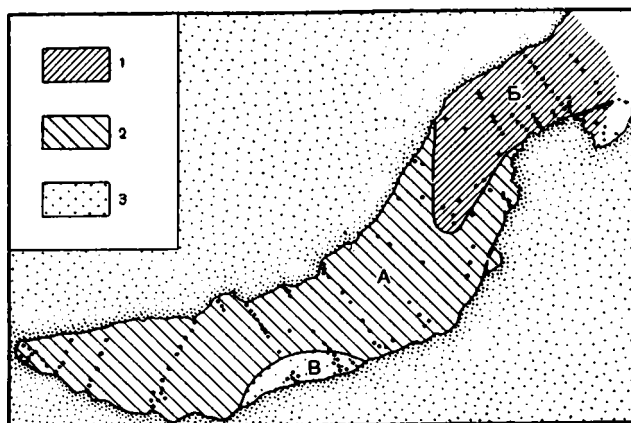
Деградированные гидрослюда из современных морских осадков вначале были описаны Гримом (Grim a. oth., 1949, 1953), а в последнее время такие же гидрослюды установлены Ван дер Марелом (Van der Marel, 1961) и в глинистой фракции почв. Ван дер Марел по набуханию от глицерина различает две стадии деградации гидрослюды. Гидрослюды первой стадии деградации набухают до 14,2 кХ. Продукты второй стадии деградации дают набухание до 17,8 кХ и являются, по существу, монтмориллонитами по слоистым силикатам мусковитового ряда, или, по терминологии Уивера (1958), почвенными монтмориллонитами. Для почвенных монтмориллонитов из осадков Японского моря и оз. Байкал обычно характерен сильный фон в области малых брэгговских углов и диффузный рефлекс 12,5 кХ, который после насыщения глицерином смещается к 17,8 кХ; после обработки КОН эти минералы сохраняют способность к сжатию решетки до 10 кХ.

Гидрослюды первой стадии деградации первоначально назывались нами бейделлитизированными гидрослюдами. Они, видимо, идентичны бейделлитам в понимании Н. И. Горбунова (1956а, б) и близки к монтмориллонитизированным гидрослюдам, описанным Г. И. Носовым (1962). Между этими двумя разновидностями деградированных гидрослюды существуют непрерывные переходы, что затрудняет разделение их по всем другим признакам, кроме способности давать отражения 17,8 кХ после насыщения глицерином. Два типа частиц гидрослюды: крупные, но тонкие, с резкими контурами (слабо деградированные слюды с минимальной гидратацией), и мелкие, более расплывчатых очертаний (деградированные гидрослюды) наблюдаются и под электронным микроскопом (фиг. 14). Третий тип — каолинизированная гидрослюда, имеющая показатель преломления и реакции окрашивания с МГ, близкие к каолинитам, но сохраняющая кристаллическую решетку гидромусковита. Эта гидрослюда имеет в осадках Южного Байкала ограниченное распространение и, как увидим ниже, является продуктом размыва озерных осадков третичного возраста.

Монтмориллонит Южного Байкала устанавливается: по возрастанию на рентгенограммах первого базального рефлекса после насыщения глицерином с 14 до 17,8 кХ (табл. 27); по реакциям с органическими красителями (сдвиг максимума адсорбции МГ с 580 к 656—670 мкм после добавки KCl); по показателю преломления $n_{ср} = 1,534—1,543$ (табл. 25), который несколько выше величины светопреломления пепловых монтмориллонитов. Однако эта их особенность имеет генетическое значение, поскольку рентгеновские исследования байкальского монтмориллонита после обработки 1 н. КОН по методике Уивера (1958в) обнаружили сжатие его решетки — сокращение первого базального рефлекса до 10 кХ. Это характерно для монтмориллонитов, возникших по слоистым силикатам диоктаэдрического ряда, и не свойственно монтмориллонитам, развивающимся по вулканогенным пепловым продуктам (Weaver, 1958в).

Каолинит обнаруживается спорадически, в виде единичных псевдогексагональных пластинок под электронным микроскопом, иногда в порошковых иммерсионных препаратах фракции 0,01—0,001 мм и еще реже — рентгенографически, в качестве незначительной примеси. Галлуазит в виде единичных трубочек отмечен лишь под электронным микроскопом.

согласно данным Грима (1953), Конта (1956) и Кана (1959), из всех глинистых минералов он имеет самые малые размеры частиц, а потому и концентрируется максимально в тонкопелитовой фракции $<0,001$ мм. Поэтому не удивительно, что зона *Б* лежит целиком в пределах области



Фиг. 15. Схема распределения глинистых минералов в донных осадках Южного Байкала, фракция $<0,001$ мм
1 — деградированные гидрослюды (А); 2 — деградированные гидрослюды с монтмориллонитом (Б); 3 — каолинизированные гидрослюды в смеси с частично деградированными (В). Точками показано местоположение станций

с максимальным содержанием фракции $<0,001$ мм. Следует также отметить и хорошее ее совпадение со второй минералогической провинцией, выделенной Л. М. Князевой по обилию обыкновенной роговой обманки и наличию пироксенов в тяжелой фракции, а также кварца и полевых шпатов в легкой. Наконец, не менее характерно и расположение зоны *В*, отличающейся наличием каолинизированных гидрослюдов по мусковиту. Она

Т а б л и ц а 28

Химический состав (в %) верхнего слоя донных осадков Южного Байкала (фракция $<0,001$ мм)

Компоненты	Станция 193/250	Станция 229
SiO ₂	53,33	48,67
Al ₂ O ₃	14,96	20,86
TiO ₂	0,86	0,83
Fe ₂ O ₃	11,83	10,62
CaO	3,15	1,97
MgO	2,80	3,36
K ₂ O	2,56	3,90
Na ₂ O	1,83	2,43
Потери при прокаливании	8,68	7,36
Сумма	100,00	100,00
H ₂ O ⁺	5,00	3,12
SiO ₂ аморфная	38,05	4,08
SiO ₂ кварца	Не опред.	3,00

расположена близ выходов рыхлых озерных гидрослюдистых каолинизированных осадков третичного возраста (в районе Танхоя, по В. В. Ламакину) и входит полностью в пределы четвертой минералогической провинции, установленной Л. М. Князевой, с высоким содержанием бесцветной роговой обманки и минералов группы слюд (особенно мусковита),

Т а б л и ц а 29

Содержание (в %) K_2O в верхнем слое донных осадков Южного Байкала (фракция $<0,001$ м.м)

Номер станции	K_2O	Номер станции	K_2O
554	3,15	161	1,62
554a	2,84	455/136	1,20
266/154	2,40	183	1,57
49	2,10	266	1,99
51	2,10	206	2,70
229	2,89	500	2,54
177	1,98		

формирующихся за счет размыва терригенного комплекса третичных отложений. Размыв этих рыхлых осадков, по Н. М. Страхову и Л. М. Князевой (1954), влияет на весь характер седиментации в этой части озера (увеличение среднего диаметра зерен, обилие песчаных прослоев, вскрытых по колонкам даже на самых больших глубинах, и др.). Меньшая площадь зоны В на схеме (фиг. 15) по сравнению с четвертой терригенно-минералогической провинцией Л. М. Князевой объясняется трудностью диагностики малой примеси каолинизированной гидрослюды среди других глинистых минералов и локальным размывом третичных отложений.

В итоге всего сказанного мы можем отметить наличие в осадках оз. Байкал монтмориллонита, казалось бы, не свойственного пресноводной физико-химической среде водоема, и локализацию этого минерала в дельтовой зоне р. Селенги, что указывает на связь его с водосборным бассейном. Таким образом, все особенности глинистых минералов в осадках оз. Байкал (обилие деградированных гидрослюд, связь монтмориллонита с водосбором, поступление каолинизированной гидрослюды за счет размыва и переотложения третичных глин) говорят в данном случае об аллотигенном их генезисе.

Несмотря на обилие подвижной SiO_2 , отсутствие растворенных в воде бассейна или в его иловых водах заметных количеств свободного Al_2O_3 , K_2O и MgO воспрепятствовало синтезу здесь каких-либо аутигенных глинистых минералов.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ДРУГИХ ПРЕСНОВОДНЫХ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ

Глинистые минералы в донных осадках сравнительно большой группы озер восточного склона Южного Урала были изучены в свое время С. Д. Муравейским (1947). Он исследовал рентгенографически единичные пробы донных осадков из 15 озер, преимущественно пресноводных, расположенных в бассейне верхнего течения р. Урал. Минералогический состав глинистой фракции донных осадков, изученных С. Д. Муравейским, довольно разнообразен (табл. 30). Чаше других встречаются монтмориллонит, бейделлит и керолит; в двух озерах (Лебяжье и Окунево) обнаружен каолинит. Поскольку ассоциации глинистых минералов, най-

Ассоциации глинистых минералов в озерных осадках восточного склона Южного Урала
(По С. Д. Муравейскому)

Озеро	Площадь, км ²	Макси- мальная глубина, м	Характер почвенного покрова	Глинистые минералы
Аккуль	0,6	1,0	Выщелоченные черноземы	Бейделлит, иллит
Суптюкуль	0,4	3,6	Подзолистые почвы	Монтмориллонит
Карагайское	1,6	2,4	Выщелоченные черноземы, слабоподзолистые поч- вы	Керолит
Лебяжье	1,7	1,6	Выщелоченные черноземы	Каолинит, мусковит
Ачкуль	0,9	1,4	Глинистые черноземы	Бейделлит, иллит
Большой Багадак	6,3	5,0	Тучные черноземы	Монтмориллонит
Малый Багадак	3,9	6,5	То же	Монтмориллонит
Большое Улянды	2,9	1,7	Солонцеватые черноземы, солонцы	Глауконит, серицит
Суртанды	6,9	4,0	Тучные черноземы, ске- летные почвы	Серицит
Қаракляс	0,1	1,0	Тучные выщелоченные черноземы	Бейделлит, серицит
Окунево	0,3	0,8	То же	Каолинит
Атауды	4,5	2,3	Солонцеватые черноземы, лугово-болотные солон- чаковые почвы	Нонтронит, иллит
Корсунча	—	0,8	Грубоскелетные почвы, вы- щелоченные черноземы	Керолит
Султанкуль	—	0,8	Тучные черноземы, грубо- скелетные почвы	Серицит
аатубан	4,5	1,9	Обыкновенные (средние) черноземы	Иллит, глауконит

денные в озерах, не согласуются в полной мере ни с химическим составом озерных вод (каолинит в щелочных водах озер Лебяжье и Окунево), ни с почвенным покровом (оз. Суптюкуль — подзол с монтмориллонитом, оз. Окунево — чернозем с каолинитом), автор пришел к выводу, что коллоидно-дисперсные минералы, возникающие в почвенном покрове и сносимые в озера, подвергаются дальнейшим изменениям под действием водной среды водоема. Однако такой вывод нельзя считать достоверным по той простой причине, что глинистые минералы при переработке в водоеме уже должны были отражать гидрохимические особенности водоема, чего здесь не наблюдается. Скорее всего, несоответствие ассоциаций глинистых минералов донных осадков озер и их гидрохимического режима, так же как в Байкале, Балхаше (Сапожников, 1951; Залманзон, 1951) и других водоемах, объясняется разнообразием не только почвенного покрова, но и рыхлых отложений, слагающих берега и ложе данных бассейнов, в результате перемыва которых в эти озера и вносится более разнообразный глинистый материал. Это тем более вероятно, что озера, как правило, наиболее близко и тесно связаны с областями сноса.

Глава V

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ ВОДОЕМАХ ГУМИДНОЙ УМЕРЕННОЙ ЗОНЫ

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ РЕЧНЫХ ВЗВЕСЕЙ, ВНОСИМЫХ В ЧЕРНОМОРСКИЙ БАССЕЙН

Глинистую фракцию речных взвесей мы исследовали в реках Чорохи, Риони и Кубань. Взвеси отбирались в мае 1959 г. при помощи специальной установки, состоящей из вакуумного насоса ВН-461 и пористых свечей-фильтров ФТ-1а, изготовленных Ленинградским керамическим институтом. Оказалось, что максимальное количество взвеси получено из самой быстрой горной реки Чорохи у г. Батуми (3,88 г/л), а минимальное — из р. Риони у Цхакая (0,22 г/л), дренирующей в значительной части Колхидскую низменность (табл. 31). Не менее характерны отличия

Т а б л и ц а 31

**Количество взвесей в паводковых речных водах Черноморского водосборного бассейна
и их гранулометрический состав**

Пункт сбора речной взвеси	Объем пробы воды, л	Вес сухого остатка, г	Количество сухого вещества взвеси, г/л	Содержание фракций в %			
				0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,001 мм	<0,001 мм
Чорохи, гидропост							
Батуми	351	1363,6	3,88	33,51	11,59	39,01	15,89
Риони, гидропост							
Цхакая	468	102,8	0,22	14,11	30,90	39,66	15,33
Кубань, ТЭЦ у Краснодара	381	372,6	1,02	15,30	13,00	47,10	24,60

и в гранулометрическом составе взвесей, полученном нами впервые, прямыми методами анализа. Горная река Чорохи несет максимальное количество крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм) — 33,5%, в то время как во взвесах Кубани она составляет всего 15,3%. Содержание во взвеси фракции мелкого пелита (<0,001 мм), наоборот, понижено у р. Чорохи — 15,89% и максимально у Кубани — 24,6%. Фракция крупного пелита (0,01—0,001 мм) преобладает в составе всех изученных взвесей, варьируя в пределах 39,01—47,1%. Количество фракции мелкого алеврита (0,05—0,01 мм) почти одинаково во всех взвесах — от 11,6 до 13% (табл. 31). По химическому составу (табл. 32) максимальной карбонатностью отличается глинистая фракция взвеси р. Чорохи (CaCO_3 — 12,01%), а минимальной — взвеси Риони (CaCO_3 — 1,02%) и Кубани

Т а б л и ц а 32

Химический состав (в %) речных взвесей гумидной зоны
Черноморского водосборного бассейна (фракция $<0,001 \text{ мм}$)

Компоненты	Чорохи, гидро- пост у Батумя	Риони, гидро- пост у Цхакая	Кубань, ТЭЦ у Краснодара
SiO ₂	43,32	41,92	41,69
TiO ₂	0,89	0,60	0,82
Al ₂ O ₃	20,77	18,60	24,01
Fe ₂ O ₃	7,95	8,08	7,98
FeO	2,69	0,30	1,87
CaO	1,07	3,03	0,27
MgO	5,04	4,71	2,69
K ₂ O	2,86	2,49	3,29
Na ₂ O	0,98	1,03	0,42
H ₂ O+	7,56	6,71	8,57
H ₂ O-	6,71	5,46	6,61
C _{орг}	0,16	2,06	1,78
Cl ⁻	Нет	0,75	Нет
MnO	Не опред.	4,26	Не опред.
С у м м а	100,00	100,00	100,00
SiO ₂ аморф.	3,08	2,21	3,06
SiO ₂ кварца	4,16	3,40	2,70
CaCO ₃	12,01	1,02	1,73

(CaCO₃ — 1,73%). Повышенный процент MgO (5,04%) во взвеси р. Чорохи частично обусловлен присутствием доломита, частично, как увидим ниже, — глинистых минералов группы монтмориллонита.

Ассоциации глинистых минералов, вносимых реками в Черное море в составе тонкопелитовой фракции взвесей, были детально изучены рентгенографически Т. Далматовой и В. Александровой, не только по порошковым, но и по ориентированным исходным препаратам, а также по насыщенным глицерином и прокаленным при 600°. Кроме того, речные взвеси исследовались под электронным микроскопом и посредством химических анализов. Комплексные исследования показали, что речные взвеси гумидной зоны содержат в общем довольно однообразную ассоциацию глинистых минералов тонкопелитовой фракции включающую гидрослюда, монтмориллонит, примеси каолинита и хлорита. Гидрослюда является главным породообразующим минералом тонкопелитовой фракции взвесей. Она принадлежит к диоктаэдрическому структурному типу и определяется базальными рефlekсами: (001) — 10,04 кХ, (002) — 5,02 кХ и рефlekсом (060) — 1,49—1,51 кХ. Вторым существенным компонентом этой фракции взвесей является монтмориллонит, имеющий интенсивный базальный рефлекс (001) — 14,60—15,05 кХ, который возрастает после насыщения глицерином до 17,29 кХ (табл. 33). Хлорит имеет здесь довольно слабые рефlekсы (001) — 14 кХ и (003) — 4,70—4,78 кХ, свидетельствующие о незначительных его количествах в исследуемой фракции. Ряд слабых рефlekсов — 7,12; 3,54 кХ и т. п. принадлежат каолиниту, который в виде обломков мелких гексагональных кристаллов заметен и под электронным микроскопом (фиг. 16). Единичные тонкие волокна, очень похожие на волокна палыгорскита, отмечены под электронным микроскопом во взвеси р. Чорохи. Таким образом, комплексные исследова-

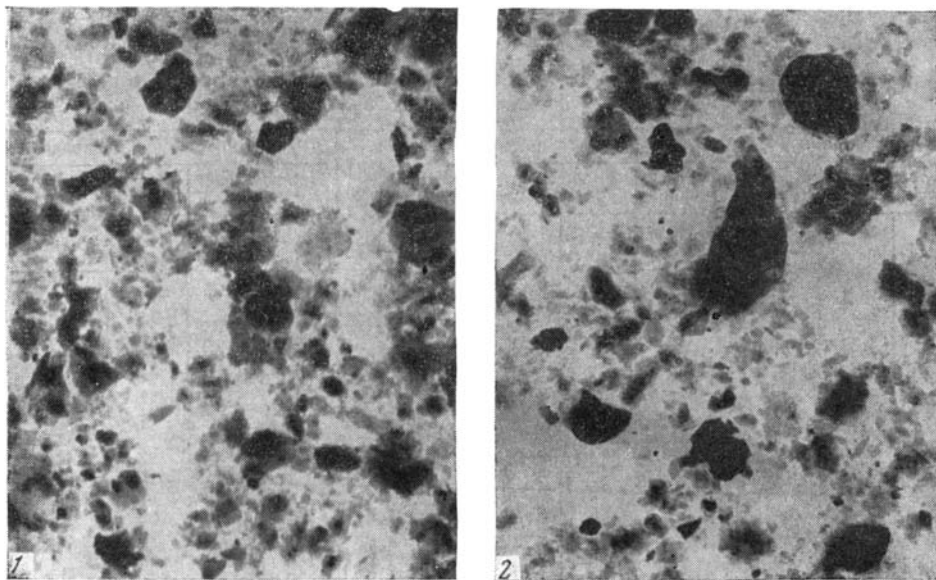
**Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов речных взвесей
черноморского водосборного бассейна (фракция $<0,001$ мм)**

Река Чорохи у Батуми				Река Рион у Цхакая				Река Кубань у Краснодара			
Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
—	—	6	17,06	—	—	7	17,29	—	—	7	17,29
5	14,90	4	13,98	6	15,05	—	—	3ф	14,80	6	14,02
7	10,60	7	10,04	7	9,93	10	10,04	6ф	10,39	8	10,12
7	7,12	7	7,22	3	7,02	4	7,33	7	7,22	9	7,26
—	—	2	6,11	—	—	—	—	—	—	—	—
4р.	5,03	4	5,09	4	4,95	5	5,11	2	4,98	4	4,93
—	—	3	4,78	—	—	—	—	3	4,70	3	4,64
8	4,48	6	4,53	8	4,51	8	4,51	6	4,53	2	4,59
4	4,26	7	4,30	5	4,22	5	4,22	2	4,28	3	4,21
2	4,05	5	4,10	2	4,04	2	4,04	—	—	—	—
3р.	3,74	3	3,80	3	3,70	3	3,70	—	—	—	—
3р.	3,54	7	3,58	2	3,48	2	3,48	6	3,58	9	3,56
9	3,34	10	3,38	10	3,34	10	3,34	10	3,38	10	3,34
6	3,21	7	3,26	4	3,19	4	3,19	2	3,22	1	3,21
1	2,98	1	2,98	2	2,99	2	2,99	1	2,99	2	2,97
1	2,71	1	2,71	2	2,77	2	2,77	1	2,73	2	2,87
7	2,56	7	2,56	9	2,55	9	2,55	8	2,58	5	2,57
3	2,47	3	2,47	5	2,45	5	2,45	4	2,48	1	2,44
2	2,40	2	2,40	5	2,35	5	2,35	4	2,40	1	2,38
1	2,26	1	2,26	2	2,26	2	2,26	1	2,26	—	—
4	2,14	4	2,14	4	2,12	4	2,12	3	2,16	3	2,13
4	2,00	4	2,00	4	1,94	4	1,94	3	2,00	7	2,00
4	1,82	4	1,82	5	1,81	5	1,81	3	1,82	4	1,82
1	1,79	1	1,79	—	—	—	—	3	1,72	—	—
3	1,67	3	1,67	4р.	1,66	4	1,66	3	1,67	5	1,67
4	1,548	4	1,548	5	1,537	5	1,537	3	1,550	3	1,556
6	1,504	6	1,504	7	1,490	7	1,490	8	1,508	4	1,511
1	1,459	1	1,459	1	1,450	1	1,450	2	1,469	1	1,466
3	1,382	3	1,382	5	1,370	5	1,370	4	1,380	—	—
1	1,351	1	1,351	—	—	—	—	—	—	—	—

ния глинистой фракции речных взвесей дают нам возможность довольно точно учесть, какие глинистые минералы и примерно в каких соотношениях вносятся реками в Черное море в фазу седиментогенеза. При этом можно отметить, что взвеси гумидной зоны в данном случае не различаются существенно по составу ассоциаций глинистых минералов или по их количественному соотношению.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Черноморский бассейн, имеющий донные осадки с четко выраженным стратиграфическим расчленением на современные, древнечерноморские и новоевксинские, стал как бы эталонным водоемом для исследования природных процессов осадконакопления во внутриконтинентальных морских бассейнах. Метод абсолютных масс, выдвинутый впервые в литологии



Фиг. 16. Электронномикроскопические снимки глинистых минералов взвесей р. Кубани, фракция $<0,001$ мм, увел. 10 000

1 — обр. 940/1; 2 — обр. 941/1

Н. М. Страховым и примененный к анализу процессов седиментации в Черном море, позволил установить истинную картину накопления абсолютных масс различных компонентов в осадке, развенчать ошибочную теорию консервации органического вещества в осадках сероводородной зоны — прообразе нефтепроизводящих свит, дать реальную оценку роли бактериального процесса в карбонатообразовании и, наконец, учесть должным образом громадное значение взвешенных веществ, вносимых реками, не только для терригенной седиментации, но и для карбонатакопления. Кроме того, под руководством Н. М. Страхова были проведены исследования геохимии малых элементов в донных осадках Черного моря и взвесах питающих его рек, с выяснением распределения этих элементов по площади всего водоема (Глаголева, 1959). Тем интереснее дать для столь детально изученного морского водоема схему распределения глинистых минералов, дополнив этим общую картину протекающего в нем процесса осадконакопления.

Перед описанием ассоциаций глинистых минералов и их распределения в осадках Черного моря необходимо очень кратко охарактеризовать обстановку седиментации, типичную для этого водоема, и воздействие на нее физико-географических условий, которые могут существенно влиять на генезис глинистых минералов. Этот краткий обзор седиментации в Черноморском бассейне основан на работах А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), а также на последующих работах Н. М. Страхова (1947б, 1954).

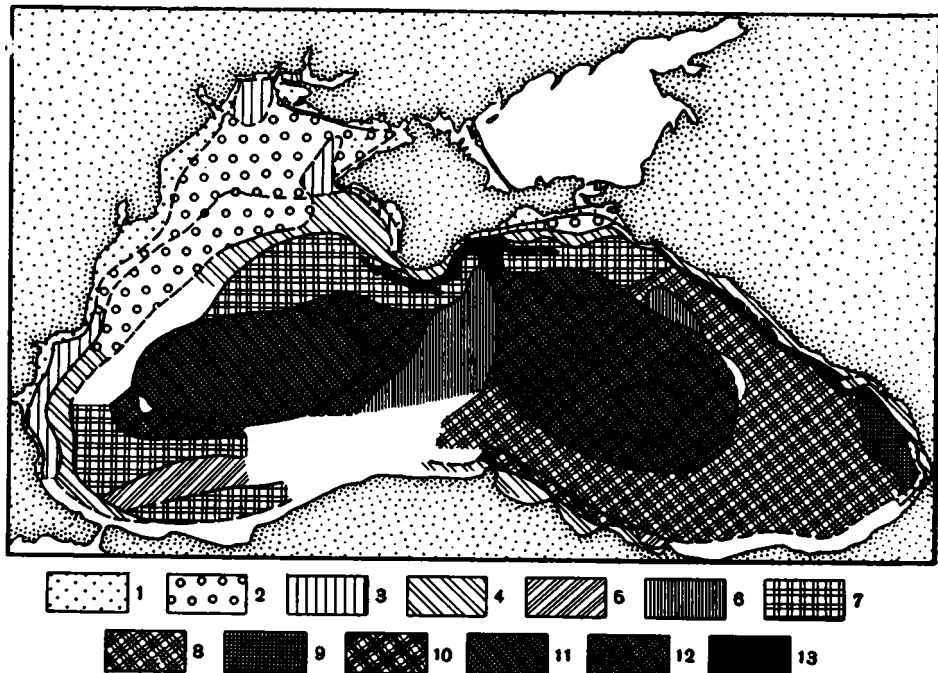
Площадь Черного моря составляет 500 тыс. км², а площадь его водосборного бассейна — 1864 тыс. км². Отношение площади водосбора (b) к площади самого бассейна (l) — b/l , дающее, как известно, представление об интенсивности питания водоема осадочным материалом, равно в данном случае 3,7, в то время как в океанических бассейнах эта величина обычно составляет не более единицы. Высокая интенсивность питания обломочным материалом является главной причиной большой скорости (48,4 мг/м² в год) осадконакопления в Черном море по сравнению,

например, с Атлантическим океаном ($1,47 \text{ мг/м}^2$ в год). Северная часть водосборного бассейна Черного моря расположена на Русской платформе и имеет пологий рельеф, с высотами от нескольких десятков метров до 200—300 м. При разветвленности речной сети и медленном течении реки выносятся в море с этого участка преимущественно растворенный материал. Вся остальная площадь водосбора находится в области горных сооружений с более резким рельефом и высотами от 200—500 до 3000—4500 м, с более интенсивной денудацией, производимой малыми, но быстрыми реками, вносящими в Черное море преимущественно взвешенный глинистый и мелкоалевритовый материал, играющий, как показал Н. М. Страхов, главную роль в питании водоема. Еще более сложно положение Черноморского бассейна в отношении климатических зон. Большая часть его водосбора и самого водоема попадает в область влажного климата (северная часть Русской платформы и возвышенности горных цепей Кавказа, Балкан и Малой Азии). Меньшая часть водосбора (степная часть Украины и Крым) и северная треть самого водоема лежат в зоне аридного климата.

В рельефе дна Черного моря отчетливо выделяются три элемента: 1) континентальная терраса с глубинами до 100—200, редко до 400 м; 2) континентальный склон между изобатами 200—2000 м и 3) дно котловины с глубинами 2000—2300 м. Ширина шельфа наиболее значительна в северо-западной части моря, тогда как на других участках она очень мала, вследствие чего наибольшие глубины начинаются вблизи берега. Дно котловины довольно ровное. Н. М. Страхов указывает, что течения в Черном море имеют кольцевой характер, причем образуют несколько халистатических участков. Самая крупная халистаза располагается в западной половине бассейна, к западу от меридиана Южного Крыма. В восточной части моря две халистатические области разделены течением, идущим примерно в направлении от Синопа к району Новороссийск — Туапсе. В самой восточной части моря, в Батумском районе, имеется еще одно круговое вращение вод, но в противоположность предыдущим трем халистатическим областям, оно здесь имеет антициклонический характер.

По составу солей воды Черного моря близки к водам мирового океана, отличаясь главным образом обогащением солевой массы карбонатами кальция, содержание же MgCO_3 ничтожно — $<1\%$. Неодинаковая соленость верхних (18%) и нижних ($22,6\%$) слоев воды вызывает ослабление вертикальной циркуляции в связи с зимним охлаждением. Следствием этого является четкое расчленение толщи черноморской воды на подвижный верхний окислительный слой (до 200 м), обогащенный свободным кислородом, с рН 8,2—8,3 и щелочным резервом $3,2 \text{ мг} \cdot \text{экв}$ (мало отличающимся от океанических вод), и малоподвижный нижний восстановительный слой, лишенный кислорода, с накоплением H_2S до $6,6 \text{ см}^3/\text{л}$ за счет редукции сульфатов, с рН, понижающимся до 7,5—7,6, и повышенным щелочным резервом до $4,2 \text{ мг} \cdot \text{экв}$.

В верхнем слое современных отложений Черного моря Н. М. Страхов различает следующие типы осадков: 1) гравийно-галечные отложения, 2) пески известковые, раковинные, глинистые, 3) ракушники, 4) алевритовые илы с мидиевым биоценозом, 5) слабоизвестковые глинистые илы с фазеолиновым биоценозом, 6) слабоизвестковистый ил, 7) глинисто-известковистый ил и 8) известково-глинистый ил. Распределение типов осадков на площади Черного моря показано на карте Н. М. Страхова (фиг. 17). Из глубоководных осадков наибольшее распространение имеют слабоизвестковистые глинистые илы трех разновидностей: неслоистый ил, микрослоистый ил α и микрослоистый ил β . Неслоистый ил, или глубоководная серая глина, приурочен к удаленным от берегов частям дна глубоководной области моря и встречается здесь как на поверхности



Фиг. 17. Схема распределения современных осадков в Черном море (по Н. М. Страхову)

1 — пески; 2 — ракушники; 3 — мидиевый ил; 4 — фазеолиновый ил; 5 — серая глубоководная глина; 6 — серая глина с прослоями известкового ила; 7 — переходный ил; 8 — переходный ил с прослоями серой глины (к южному побережью число их возрастает); 9 — переходный ил с прослоями серой глины и песка; 10 — переходный ил с частыми прослоями серой глины; 11 — известковый ил; 12 — известковый ил с прослоями серой глины; 13 — области, где современные осадки отсутствуют

дна, так и в более глубоких частях осадков, переслаиваясь с известковыми и глинисто-известковыми илами. Именно к глубоководным глинам, как увидим ниже, преимущественно приурочены максимальные концентрации монтмориллонита. Микростойистый известковистый глинистый ил встречается значительно реже, его распространение ограничивается Кавказским побережьем. Осадки халистатических зон представлены наиболее пелагическим типом глубоководных осадков Черного моря — известковисто-глинистым илом.

Применением метода абсолютных масс Н. М. Страхову удалось на примере Черного моря вскрыть истинные черты накопления обломочного материала, CaCO_3 и других компонентов осадков. Оказалось, что максимальные абсолютные концентрации обломочного материала приходятся на прибрежную зону континентальной террасы и шельфа, а минимальные — на центральную часть моря. Кроме того, как отмечает Н. М. Страхов (1954), восточная половина моря отличается заметно большим накоплением обломочного материала сравнительно с западной. Эту особенность он объясняет взаимодействием трех факторов: рельефа побережий, окружающих море, течений и рельефа Черноморской впадины. Н. М. Страхов указывает далее, что восточная часть моря со всех сторон окружена горами, разрушение которых дает много обломочного материала; западная же половина его примыкает на значительной части к равнинным участкам Русской платформы и Нижнедунайской низменности, которые, конечно, денудируются гораздо слабее. Кроме того, оказывает влияние различный характер рек: с медленным течением и лиманами на северо-западном побережье, улавливающими чуть ли не весь реч-

ной материал, и с быстрым течением на востоке, где горные реки вносят непосредственно в море громадные массы взвешенного материала. Эта особенность седиментации не могла не сказаться и на глинистых минералах.

Комплекс терригенных минералов черноморских осадков и его лиманов характеризуется полимиктовым составом легкой фракции. В составе тяжелой фракции наряду со стабильными содержатся и неустойчивые минералы типа эпидота, роговой обманки и др. Биотит в осадках Черного моря редок или содержится в незначительном количестве.

Глинистые минералы в осадках Черного моря исследовались нами вначале в тех же образцах, которые в свое время изучал Н. М. Страхов по сборам Е. Ф. Скворцова, В. А. Снежинского и Ю. М. Шокальского (более 30 образцов). Затем этот материал был пополнен сборами экспедиционного судна «Витязь» в 1950 г. (около 30 образцов) и в 1960 г. (15 проб верхнего слоя и 15 из вертикальных колонок), переданными нам Институтом океанологии АН СССР.

Первые результаты изучения минералогии глинистой фракции Черного моря уже сообщались нами (Ратеев, 1952б; Страхов и др., 1954). После сборов проб больших количеств речных взвесей в 1959 г. и получения геологических материалов 32-го черноморского рейса «Витязь» в августе 1960 г. они были детально исследованы с применением рентгенографии и электронной микроскопии. В результате этих исследований удалось дополнить и уточнить картину генезиса глинистых минералов в черноморских осадках и характер их распространения по площади бассейна.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ЧЕРНОМОРСКИХ ОСАДКОВ

В данном разделе мы ограничимся рассмотрением схемы размещения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков по горизонтали и сопоставлением их комплекса с соответствующей ассоциацией речных взвесей.

Основное, что бросается в глаза при изучении комплекса глинистых минералов верхнего слоя донных осадков Черного моря, это полная идентичность с глинистой фракцией речных взвесей. В нем обнаруживается совершенно тот же перечень минералов тонкопелитовой фракции: гидрослюда, монтмориллонит, малые примеси каолинита, хлорита, реже — кварца и полевого шпата. Гидрослюда принадлежит, как и во взвесах, к тому же диоктаэдрическому структурному типу, так же сильно гидратирована и несет совершенно те же признаки деградированных гидрослюдов. Признаком деградации или выщелоченности гидрослюда является пониженное содержание в них K_2O , с резкими вариациями его количества в пределах 2,19—3,51% (табл. 34 и 35). Деградация сказывается здесь и на оптических свойствах гидрослюдов, среди которых, совершенно так же как в Японском море и оз. Байкал, различаются сильно деградированные гидрослюды, с $N_{ср} = 1,552 \pm 0,003$, и слабо деградированные с $N_{ср} = 1,581$ (табл. 36). Полный комплекс дифракционных линий порошковых рентгенограмм гидрослюдов и препаратов, насыщенных глицерином, дан в табл. 37.

Изменения химического состава фракции $< 0,001$ мм по вертикальной колонке даны в табл. 38. Монтмориллонит из верхнего слоя илов обнаруживает на рентгенограммах набухание от глицерина — возрастание первого рефлекса до 17,7 кХ, а после обработки КОН по методу Уивера — исчезновение этого рефлекса и усиление интенсивности отражения 10 кХ (табл. 39). Это указывает, что монтмориллонит из верхнего слоя осадков Черного моря и из взвесей, вносимых в него реками, имеет

Т а б л и ц а 34
Содержание (в %) K_2O и Na_2O в верхнем слое донных осадков
Черного моря (фракция $<0,001$ мм)
(Данные пламенной фотометрии)

Сборы проб	Номер станции	K_2O	Na_2O
Н. М. Страхова, З. В. Тимофеевой и М. А. Ратеева	4740	2,95	0,35
То же	4744	2,85	0,60
» »	4745	2,46	0,62
» »	4751	2,66	0,35
» »	4752	2,89	0,59
В. А. Снежинского	51	3,27	0,29
То же	134	2,98	0,24
Е. Ф. Скворцова	62	2,76	0,40
То же	88	3,08	0,24
» »	156	3,40	0,33
» »	158	2,19	0,33
Ю. М. Шокальского	88/89	2,80	0,30
То же	92	3,50	0,13

Т а б л и ц а 35

Химический состав (в %) донных осадков верхнего слоя Черного моря (фракция $<0,001$ мм)

Компоненты	Прибрежная зона, глинистая фракция гидрослюдистого состава					Более глубоководная зона, глинистая фракция гидрослюдистого состава с примесью монтмориллонита	
	Сборы В. А. Снежинского		Сборы Е. Ф. Скворцова			Сборы Ю. М. Шокальского	
	станция 134	станция 51	станция 62	станция 156/158	станция 88	станция 92	станция 88/89
SiO_2	46,78	47,92	44,94	44,80	45,38	47,50	50,24
TiO_2	0,71	1,06	0,99	0,91	0,93	0,95	0,73
Al_2O_3	21,94	25,52	22,71	25,64	20,90	23,22	23,53
Fe_2O_3	4,44	3,10	1,44	4,33	5,49	4,61	2,32
FeO	0,74	0,96	2,71	1,39	2,13	1,77	1,41
CaO	0,11	0,57	0,48	0,24	0,28	0,18	0,47
MgO	1,47	1,42	1,09	1,45	4,29	2,20	1,52
K_2O	3,51	3,63	3,06	2,46	3,32	3,64	3,16
Na_2O	0,99	0,32	0,44	0,37	0,26	0,19	0,34
H_2O^-	5,65	5,93	5,36	6,36	6,39	5,65	6,03
H_2O^+	7,99	3,61	9,48	5,94	7,74	7,87	6,46
Потери при прок.	5,67	5,96	7,30	6,11	2,89	2,22	3,79
С у м м а	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

одинаковый генезис — он образовался по слоистым силикатам, т. е., точнее, по гидрослюдам, поскольку речь идет о минералах тонкопелитовой фракции. Эта идентичность всей ассоциации и свойств отдельных минералов речных взвесей и верхнего слоя донных осадков Черного моря не случайна, она совершенно однозначно указывает на источник глинистых минералов данного водоема, а именно — на эрозию почвенно-

Оптические свойства глинистых минералов верхнего слоя донных осадков Черного моря

Сборы проб	Номер станции	Морфологические особенности минералов	Показатель преломления — N_{cp}
Ю. М. Шокальского . .	88	Мелкие чешуйки и агрегаты монтмориллонита	от 1,480 до 1,515
То же	89	То же	от 1,485 до 1,514
» »	92	» »	от 1,486 до 1,50
»	92	Крупные пластинки слабо деградированной гидрослюды	$1,590 \pm 0,003$
» »	88/89	То же	$1,581 \pm 0,003$
» »	88/89	Мелкие чешуйки и агрегаты деградированной гидрослюды	$1,552 \pm 0,003$
	92	То же	$1,552 \pm 0,003$
В. А. Снежинского . .	51	Мелкие чешуйки и агрегаты деградированной гидрослюды	$1,552 \pm 0,003$
Е. Ф. Скворцова . . .	88	Мелкие удлиненные чешуйки и более крупные пластинки гидрослюды . .	от 1,556 до 1,559
Ю. М. Шокальского . .	88/89	Чешуйки и агрегаты хлорита	1,61

го покрова водосборного бассейна. Если для других бассейнов мы судили об этом по множеству косвенных признаков, то в Черном море, благодаря исследованию самих речных взвесей, поступающих с водосборного бассейна, мы могли убедиться в этом с полной очевидностью. Одновременно следует отметить отсутствие здесь каких-либо структурно-минералогических признаков регенерации деградированной гидрослюды и монтмориллонита по слоистым силикатам при солености вод до 22,6‰.

В химическом составе тонкопелитовой фракции речных взвесей и донных осадков верхнего слоя (табл. 32 и 35) наблюдается прежде всего изменчивость содержания Al_2O_3 , K_2O и MgO , которая при активной регенерации гидрослюды на разных этапах деградации должна была бы снижаться, если не полностью, то в значительной мере. Однако этого не наблюдается. Достаточно резкие вариации в содержании K_2O и Na_2O во фракции $>0,001$ мм верхнего слоя осадка выявляются и данными пламенной фотометрии (табл. 34). Эти вариации нельзя объяснить примесью полевых шпатов, по показаниям рентгенографии — слишком незначительной. Содержание аутигенного кремнезема в осадках варьирует от 2,5 до 14%, а кварца — от 1,8 до 7,8% (табл. 40).

Малые отличия по химическому составу гидрослюдистых илов от осадков, в которых наряду с гидрослюдой улавливается примесь монтмориллонита, указывает на то, что эта примесь незначительна. Убедившись, таким образом, в аллотигенности всех глинистых минералов верхнего слоя донных осадков Черного моря, перейдем к рассмотрению особенностей их распределения на площади данного бассейна.

Составленная нами схема распределения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков (фиг. 18) показывает, что прибрежная зона юго-восточной части Черного моря сложена исключительно гидрослюдистыми минералами и лишена монтмориллонита. То же самое можно сказать и о северо-западной, наиболее отмелой зоне, расположенной против устья Дуная, Одесского побережья и юго-западной части Крыма. В наиболее глубоководных, удаленных от берега застойных халистатических зонах, как восточной, так и западной, а также в застойной зоне в центральной части бассейна, находящейся между этими двумя

Межплоскостные расстояния (в *kX*) и интенсивности рефлексов диоктаэдрических гидрослюд верхнего слоя донных осадков Черного моря
(фракция $<0,001 \text{ м.м.}$)

Э/с «Витязь», станция 4740				Э/с «Витязь», станция 4744				Э/с «Витязь», станция 4751				Сборы В. А. Снежинского				Сборы Ю. М. Шокальского				Сборы Е. Ф. Скворцова			
Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		станция 134		станция 51		станция 134		станция 110		станция 156/158		Порошковый препарат	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
8	10,0	8p.	10,0 ⁰	6	10,2	8	10,0	6	10,0	8	10,1	—	—	—	—	—	—	2	9,7	4	10,6	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	9,64	4	9,56	4	9,56	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3	7,18	2	7,14	3	7,18	3	7,18	4	7,55	4	7,50	4	7,50	—	—	4	7,55	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5,75	—	—	4	5,83	2	5,61	—	—	—	—
3	5,05	3p.	5,05 ⁵	3	5,05	—	—	4	5,07	4	5,07	—	—	4	5,30	2	5,40	—	—	—	—	—	—
10	4,47	10	4,48	10	4,50	9	4,47	10	4,47	10	4,47	2	4,93	6	4,85	6	4,88	4	4,82	4	4,83	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4,40	6	4,33	6	4,40	8	4,32	6	4,39	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4,13	2	4,11	2	4,17	4	4,18	2	4,11	—	—
—	—	—	—	2	3,57	2	3,52	—	—	—	—	—	—	2	3,38	4	3,83	—	—	2	3,81	—	—
—	—	—	—	9	3,35	10	3,35	—	—	—	—	2	3,59	6	3,59	6	3,64	—	—	4	3,56	—	—
3	3,28	3	3,28 ⁸	3	3,21	4	3,19	4	3,29	10	3,29	10	3,22	10	3,20	10	3,28	10	3,25	10	3,24	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	3,14	6	3,14	6	3,16	4	3,14	4	3,09	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,95	2	2,92	4	2,92	—	—	—	—
8	2,57	8	2,57 ⁷	8	2,58	9	2,58	5	2,58	9	2,58	2	2,75	4	2,80	—	—	4	2,80	4	2,80	—	—
—	—	—	—	5	2,43	4	2,46	9	2,41	5	2,41	6	2,57	6	2,55	10	2,58	6	2,58	6	2,58	—	—
4 p.	2,37	4p.	2,38 ⁸	—	—	4	2,37	—	—	—	—	4	2,40	4	2,41	2	2,44	—	—	2	2,41	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,35	4	2,35	4	2,36	—	—	4	2,33	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,17	4	2,17	—	—	4	2,18	—	—
4	1,97	4	1,98	4	2,15	5	2,14	3	2,14	3	2,136	4	2,09	4	2,10	4	2,11	—	—	4	2,11	—	—
5	1,81	5	1,81	5	1,99	4 p.	1,90	5	1,99	5	1,994	2	1,98	8	1,97	3	1,96	4	1,96	6	1,96	—	—
—	—	—	—	6 p.	1,82	4 p.	1,83	—	—	—	—	2	1,79	8	1,78	2	1,83	4	1,79	6	1,80	—	—
—	—	—	—	—	1,67	5 p.	1,68	6 p.	1,67	6 p.	1,672	2	1,65	4	1,71	6 p.	1,66	—	—	6	1,64	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1,68	—	—	4	1,68	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,62	4	1,59	—	—	2	1,60	—	—
—	—	—	—	3	1,54	7	1,54	—	—	—	—	2	1,53	4	1,52	2	1,53	4	1,53	4	1,53	—	—
9	1,49	9	1,49 ⁹	8	1,50	9	1,49	9	1,50	9	1,496	6p.	1,49	6	1,48	6	1,49	6	1,49	6	1,49	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,41	—	—	2	1,41	—	—	4	1,41	—	—
—	—	—	—	4	1,37	5	1,38	—	—	—	—	4	1,36	8	1,36	4	1,36	2	1,36	6	1,36	—	—

Изменение химического состава фракции $< 0,001$ мм осадков Черного моря по вертикальной колонке (ст. 4745, 32-й рейс э/с „Витязь“, 1960)

Горизонты в см	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ₊	H ₂ O ₋	Сорт	Сумма
0—10	48,64	0,91	21,04	3,75	0,32	0,85	2,66	0,98	2,67	13,33	4,85	He опр.	100,0
620—650	44,98	0,68	22,50	3,97	1,35	0,88	0,76	0,58	2,98	12,09	7,58	1,65	100,0
1171—1192	47,02	0,89	21,66	6,09	0,49	0,69	0,93	0,50	2,72	10,17	7,61	1,23	100,0

Таблица 39

Межплоскостные расстояния (в ÅX) и интенсивности рефлексов верхнего слоя донных осадков Черного моря, монтмориллонитово-гидрослюдистого состава (фракция $< 0,001$ мм)

Э/с «Витязь», станция 4745						Э/с «Витязь», станция 4752					
Порошковый препарат		Насыщенный глице- рином препарат		Обработанный 1 н. КОН и насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат			
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	7 ш.	17,7	—	—	—	—	7 р.	17,7	—	—
7 р.	10,0	4	10,0	5	10,0	7 р.	10,3	6	10,1	—	—
—	—	3	7,13	4	7,03	2	7,27	2	7,13	—	—
3 р.	5,00	3	5,00	1	5,01	10	4,50	10	4,49	—	—
10	4,44	9	4,50	4	4,45	2	3,61	4	3,54	—	—
—	—	2	3,54	5	3,52	10	3,35	10	3,35	—	—
9	3,35	10	3,35	10	3,35	—	—	—	—	—	—
—	—	6	3,19	4	3,16	—	—	—	—	—	—
8	2,57	9	2,57	8	2,55	10	2,58	9	2,58	—	—
—	—	4	2,47	1	2,42	5	2,40	3	2,46	—	—
4	2,38	4	2,38	2	2,37	—	—	4	2,39	—	—
4	2,13	3	2,12	—	—	4	2,13	5	2,13	—	—
5	1,97	4	1,99	8	1,98	5	1,99	5	1,99	—	—
5	1,80	5	1,82	7	1,81	4	1,82	3	1,81	—	—
6 р.	1,65	5	1,65	5	1,65	5 р.	1,66	4 р.	1,66	—	—
4	1,53	4	1,54	—	—	3	1,54	3	1,54	—	—
8	1,49	9	1,50	6	1,51	9	1,50	9	1,50	—	—
5	1,37	4	1,37	5	1,36	4	1,37	4	1,37	—	—
5	1,29	4	1,29	4	1,29	5	1,29	5	1,30	—	—
4	1,25	—	—	—	—	3	1,25	—	—	—	—

халистазами, в глинистой фракции, кроме гидрослюда, имеется примесь монтмориллонита.

Подобная схема распространения минералов довольно хорошо совпадает со схемой распределения максимума и минимума K₂O и Na₂O в глинистой фракции донных осадков (фиг. 19). Монтмориллонит поступает в Черное море не только из рек Чорохи и Риони, но выносится через Керченский пролив и из Азовского моря. На это указывает обильный принос в Азовское море монтмориллонита Кубанью и наличие его в донных осадках центральной части Азовского моря, установленное нами ранее (Ратеев, 1948). При этом очень важно отметить, что как показывает исследование речных взвесей, монтмориллонит, а также и гидрослюда вносятся в прибрежную зону взмучивания, но так как размеры его частиц

и скорость осаждения значительно меньше, чем у гидрослюды, то он не может удерживаться и оседать в этой зоне, а при многократных повторных взмучиваниях выносится из нее, обогащая осадки наиболее глубоководных застойных областей.

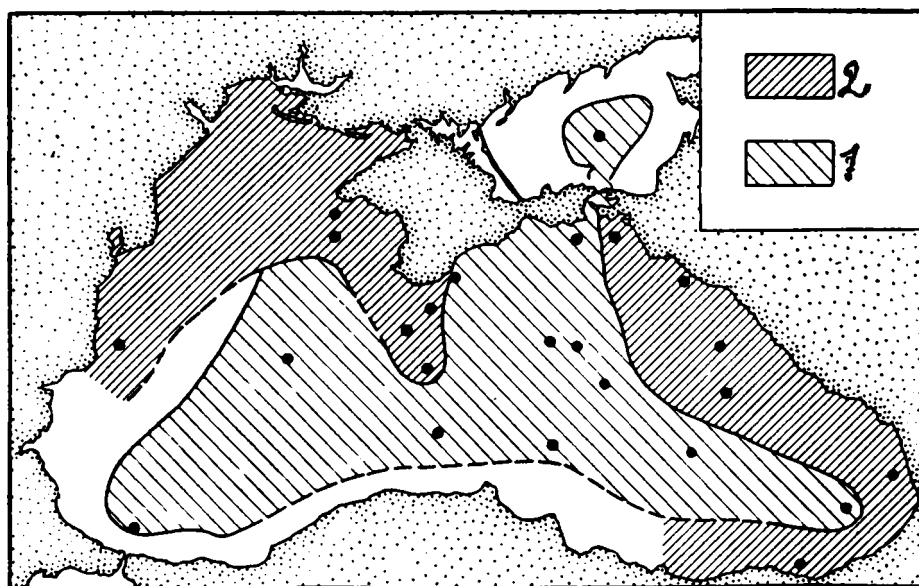
Т а б л и ц а 40

Содержание (в %) кварца и аутигенного кремнезема
в осадках Черного моря (фракция $< 0,001$ мм)

(Определено по методу Э. С. Залманзон)

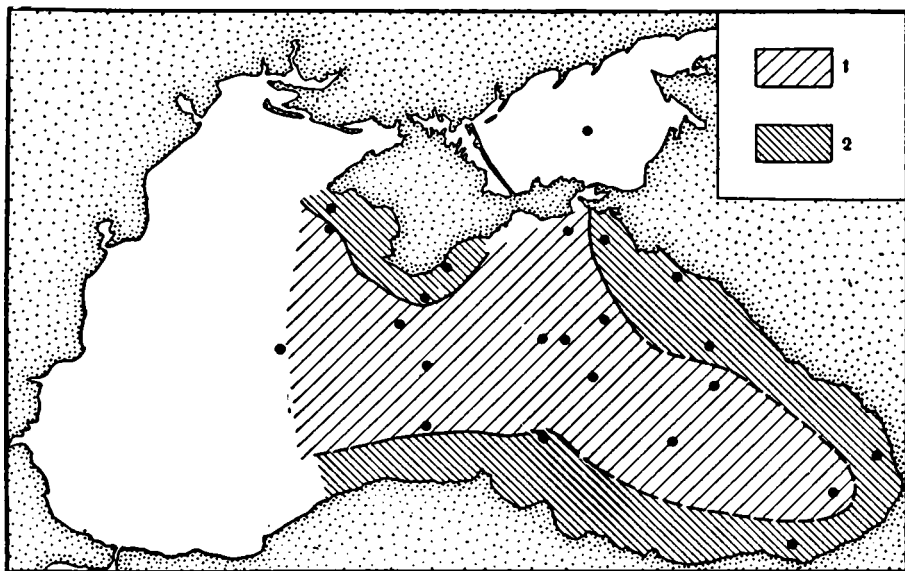
Сборы проб	Номер станции	SiO ₂ кварца	SiO ₂ аутиген.
Е. Ф. Скворцова	62	4,28	5,92
То же	88	3,00	4,33
» »	156/158	3,20	8,06
Ю. М. Шокальского	88/89	3,48	7,48
То же	92	1,86	2,50
» »	110	1,92	14,04
В. А. Снежинского	51	3,40	5,86
То же	134	7,78	6,85

Этот факт, наблюдавшийся уже в Японском море и особенно ярко проявившийся на примере Черноморского бассейна, особенно важен для интерпретации данных о минералогии глин ископаемых осадков. Так, присутствие в древних толщах гидрослюдисто-каолиновой ассоциации минералов в прибрежных терригенных осадках и монтмориллонитово-гидрослюдистый состав глинистой фракции в более глубоководных морских



Фиг. 18. Схема распределения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков Черного моря, фракция $< 0,001$ мм

1 — деградированные гидрослюды с монтмориллонитом; 2 — гидрослюды различных степеней деградации. Точками показано местоположение станций



Фиг. 19. Схема распределения K_2O в донных осадках Черного моря, глинистая фракция $<0,001$ мм. Точками показано местоположение станций

карбонатных фациях, большинство исследователей объясняет диагенезом осадков. В действительности, как мы наблюдаем на примере Черного моря, это есть результат лишь механической дифференциации глинистых частиц в соответствии с различиями в их размерах и скоростях оседания. Аллотигенность глинистых минералов верхнего слоя донных осадков Черноморского бассейна и распределение их по площади водоема только под влиянием гидродинамики (течений и взмучивания на мелководье) объясняют также и причины отсутствия различий в составе ассоциаций глинистых минералов в осадках различных петрографических типов. В этом легко убедиться, сопоставив схему распространения осадков (Н. М. Страхова) с нашей схемой размещения глинистых минералов по площади водоема.

В глинистой фракции осадков обнаруживается лишь небольшое увеличение примеси каолинита у Батумского побережья — за счет эрозии субтропических красноземных почв — и в прибрежных осадках Западного Крыма (вблизи устья Днепра) — за счет размыва каолиновых кор выветривания и многочисленных месторождений каолиновых глин Украины третичного и мезозойского возраста. На всей остальной площади морского дна примесь каолинита ничтожна, но все же постоянно улавливается рентгенографией или электронной микроскопией. Хлорит в виде примеси встречается в речных взвесах в прибрежных осадках и несколько более заметен в глубоководной зоне осадконакопления.

Таким образом, идентичность комплекса глинистых минералов речных взвесей и осадков морского дна, вынос наиболее тонкодисперсного минерала — монтмориллонита из зоны взмучивания в более глубоководные халистатические зоны, постоянная небольшая примесь каолинита (имеющего явно материковое происхождение) и отсутствие связи с фациальными типами осадков — все это говорит об аллотигенной природе глинистых минералов донных осадков Черного моря. По исследованиям Г. Ю. Бутузовой (1960), заметных диагенетических изменений глинистых минералов в этих осадках не наблюдается и в вертикальной колонке.

АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Японское море, представляющее собой достаточно крупный геосинклинальный бассейн Тихоокеанского пояса, привлекает возможностью выявить путем исследования его осадков влияние на глинистые минералы не только физико-химических условий водоема, но и других факторов физико-географической обстановки осадконакопления, таких, как подводный рельеф дна с большими контрастами глубин, значительная гидродинамическая активность, различные источники поступления тонкого взвешенного глинистого материала и т. п. Сравнительно-литологические комплексные исследования донных осадков Японского моря осуществлял А. В. Соловьев под руководством Н. М. Страхова с 1946 по 1950 г. (Соловьев, 1960).

Основываясь на данных указанных авторов, коснемся кратко некоторых черт седиментации бассейна, особенно тех, которые могут оказывать влияние на глинистые минералы или их распределение по водоему. Японское море по своей морфологии является широкой котловиной, несколько вытянутой в меридиональном направлении. Длина моря составляет 2032 км, ширина 1265 км, а отношение длины к ширине — 1,6. От общей площади моря — 982 тыс. км² зона шельфа составляет 20,1%, континентальный склон (ограниченный изобатами 200—2500 м) — 49,4% и глубины более 2500 м — 30,5%. Зона открытого шельфа узкая, ширина ее не превышает 26 км и лишь в заливах она, расширяясь, вдается в глубь континента. Полого падающая плоскость шельфа, начиная от изобат 200—250 м, резко погружается к абиссальным глубинам моря, образуя континентальный склон, углы падения которого иногда доходят до 24°, но обычно не превышают 10°. Рельеф континентального склона нередко осложнен каньонами. Как указывает А. В. Соловьев (1960), «вся геоморфология моря говорит нам о бурной, сравнительно недавней геологической его истории, приведшей в настоящее время к образованию своеобразного геосинклинального бассейна». По морфологии дна и глубинам центральную часть Японского моря можно разделить на три части: 1) северную — с довольно спокойным рельефом и сравнительно небольшими глубинами, 2) центральную — глубоководную котловину, и 3) южную — где наряду с глубинами > 3000 м имеются многие банки с глубинами до 300 м.

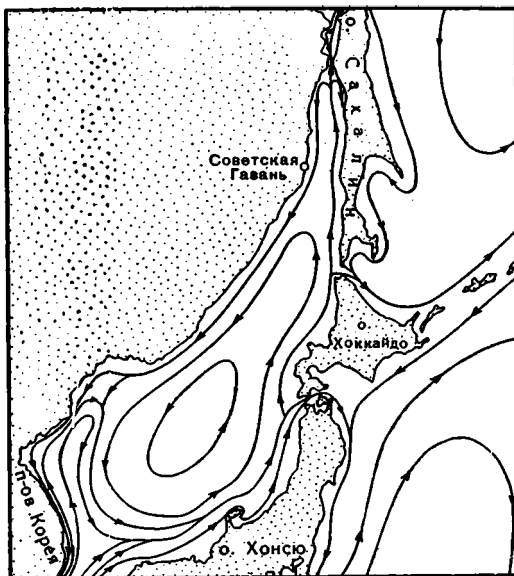
Центральная часть моря представляет глубокую впадину, западные борта которой имеют более значительный наклон, чем восточные, южные и северные. По мере приближения к тектонически беспокойной территории Японии морфология дна усложняется, и в восточной части моря, с его контрастами глубин > 2000—2500 м вблизи мелководных банок, наблюдается резко расчлененный рельеф. Для гидрологии Японского моря характерно наличие кругового течения, направленного против часовой стрелки, которое обычно свойственно внутренним водоемам (фиг. 20). Источником постоянных поверхностных течений, с наибольшей интенсивностью до глубины 200 м, является Цусимское, входящее в Японское море через Цусимский пролив. Оно представляет ответвление тихоокеанского экваториального течения Куро-Сиво и тесно связано с режимом последнего. Цусимское течение, вливаясь через Цусимский пролив в Японское море, направляется на северо-восток вдоль западного побережья Японии, затем, после разветвления у Сангарского пролива и пролива Лаперуза, одной ветвью проходит вдоль западного побережья Сахалина. Эта ветвь Цусимского течения в мелководном Татарском проливе выходит из глубин на поверхность, сохраняя низкую температуру глубинных слоев воды. Дойдя примерно до Александровска (51° с. ш.), оно поворачивает сначала на запад, потом на юго-запад и следует вдоль

восточного побережья материка в виде холодного Приморского течения. На широте 41,5—42° Приморское течение разделяется на две ветви — восточную, идущую в открытое море, юго-западную, дающую начало Северо-Корейскому течению. Высота приливов на континентальном берегу в северной части Татарского пролива более 2 м.

По химическому составу воды Японского моря близки к водам мирового океана. Содержание кислорода в глубинных водах Японского моря значительно превышает количество его на соответствующих глубинах Тихого океана и достигает 5,4—5,9 см³/л при насыщении 67—70%. Содержание СО₂ в поверхностной воде составляет 0,7—0,8 см³/л. С увеличением глубины до 2700 м и количество СО₂ возрастает до 1,8 см³/л. Щелочной резерв в центральной части моря медленно возрастает с глубиной, что указывает на недосыщение воды СаСО₃ и на возможность растворения в ней известковых скелетов и раковин морских организмов. Благодаря агрессивному действию вод Японского моря на кальцит, последний не может доходить до дна и участвовать в строении донных осадков Японского моря в форме хемогенного материала.

В поверхностных слоях воды рН достигает 8,1—8,35, снижаясь на глубине до 7,6—7,95. Содержание кремнезема колеблется от 150 до 750 мг/м³ в поверхностных слоях воды, возрастая с глубиной до 2000—2500 мг/м³. Воды Японского моря далеки от насыщения SiO₂, так что поступающая непрерывно в море кремниевая кислота только отчасти, очевидно, доходит до дна, принимая некоторое участие в строении донных отложений в виде остатков диатомовых водорослей. Большая же часть кремнезема остается в растворе, совершенно не участвуя в процессе седиментации.

В водном балансе Японского моря главной питающей артерией являются Цусимский и Корейский проливы, составляющие по объему вносимых вод 88,1% (57100 км³), в то время как материковый сток составляет всего 0,3% (200 км³). Хотя площадь Японского моря, как подчеркивает А. В. Соловьев, в 2,5 раза больше площади Каспия, количество материкового стока в него в 1,5 раза меньше, чем в Каспийское море, а взвешенный твердый сток Японского моря меньше твердого стока Каспия в 5 раз. Незначительный материковый сток в Японское море объясняется климатическими особенностями бассейна, малой площадью водосбора и преобладанием на нем крепких кристаллических и эффузивных пород, мало поддающихся размыву во время паводков. Ничтожная роль пресной речной воды в общем водном балансе Японского моря обуславливает и близость состава его вод к составу воды мирового океана. В питании растворенным и взвешенным материалом в западной части моря наибольшее значение имеют реки, стекающие с восточных склонов Сихотэ-Алиня. Цусимское течение, несмотря на значительный



Фиг. 20. Схема течения Японского моря (составлена по данным японских и русских авторов; из диссертации А. В. Соловьева)

объем вносимых им вод, вследствие их большой чистоты поставляет в бассейн ничтожно малое количество взвешенного материала.

Воды восточно-корейского течения, поступающие из мутного Восточно-Китайского моря, наоборот, приносят значительное количество взвешенного материала, грубые частицы которого осаждаются на дно в южной части моря, в то время как более тонкий пелитовый материал при значительной гидродинамике бассейна разносится по всей площади, обогащая осадки Японского моря глинистым материалом. Некоторую роль в питании Японского моря тонким глинистым материалом играет, очевидно, и абразия морских берегов под действием ветровых волнений, поскольку берега в большинстве случаев скалистые и отвесные. Аккумулятивные террасы побережья имеют весьма ограниченное распространение. Климатическая зона, в которой расположено Японское море, и особенно площадь его водосбора характеризуется, примерно так же как и для Байкала, холодными, умеренно влажными условиями и лесостепным почвенным покровом. Мы имеем в виду прежде всего западное побережье и северо-западную часть Японского моря, где нами в какой-то мере изучены глинистые минералы. Здесь интересно было бы проследить трансформацию почти тех же почвенных минералов, что и в осадках Байкала, но поступающих с водосбора не в пресноводный, а в нормально-морской бассейн. Среди донных осадков Японского моря А. В. Соловьев выделяет следующие литологические типы: мелководные прибрежные и мелководные пески, алевроиты, глины и кремнистые глины. Мелководные осадки Японского моря и некоторых заливов состоят из песчаного материала. Пески на мелководных банках обычно обогащены (до 20%) раковинным материалом. Осадки внешнего края шельфа, континентального склона и некоторых зон абиссальных глубин сложены алевроитами. В северной и центральной частях моря развиты глинистые осадки. Осадки северной части моря там, где на поверхность поднимаются холодные глубинные воды, представлены кремнистыми глинами, которые возникли здесь в результате развития среди планктона диатомовых водорослей.

Терригенная часть осадков в тяжелой фракции состоит из эпидота, цоизита, роговой обманки, граната, рутила, циркона, пироксенов и биотита. Из более редко распространенных минералов А. В. Соловьев указывает ставролит, турмалин, сфен, ортит, эгирин и апатит. Легкая фракция отличается обилием вулканического стекла и полевых шпатов — ортоклаза, микроклина, основных и щелочных плагиоклазов; кроме того, встречается иногда глауконит различного происхождения. В целом, как отмечает А. В. Соловьев (1960), весь комплекс минералов, обнаруженных как в тяжелой, так и в легкой фракции, говорит об очень неоднородном геологическом строении питающей провинции и об энергично протекающих процессах перемешивания в этом бассейне материала, поступающего с суши.

В Японском море при помощи рентгенографии, электронной микроскопии, спектрофотометрии, иммерсионного и термического анализов нами исследованы минералы тонкопелитовой фракции в 30 образцах донных осадков из сборов А. В. Соловьева. Во время проведения этих исследований, выяснилось, что особенности главнейших глинистых минералов из донных осадков Японского моря и Байкала оказались очень сходными. Во Фракции $< 0,001$ мм осадков Японского моря нами установлены гидрослюда деградированные (II тип), монтмориллонит, биотит, биогенный кремнезем и гидроокислы железа. Гидрослюды начальной стадии деградации совершенно аналогичны соответствующему типу гидрослюд Южного Байкала. Для них также характерен базальный рефлекс в пределах 9,5—10,6 kX , сильный фон в области малых углов, иногда нечеткие диффузные рефлексы 12,3—13,5 kX и отсутствие набухания с глицерином до 17,8 kX (табл. 41). Не менее типичен для них

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов деградированных гидрослюд верхнего слоя
донных осадков Японского моря (фракция $< 0,001 \text{ мм}$)

Т а б л и ц а 41

Станция 224								Станция 325						Станция 348	Станция 345	Станция 179	Станция 213				
Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Ориентированный препарат		Прокаленный при 600° С препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Прокаленный при 600° С препарат		Порошковый препарат							
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
8 р. ш.	10,6	8	10,5	5	9,9	2	9,8	2	9,9	8 р. ш.	10,6	8	10,6	6 д.	12,3	6 д.	13,5	6 д.	13,5	4 д.	10,1
—	—	—	—	5	7,02	—	—	—	—	—	—	—	—	2	9,5	6	9,5	2	6,71	4	10,1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,81	4 д.	6,81	—	—	4	7,08
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4 д.	6,37	2	—	4	5,98
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4 д.	5,86	2	5,77	—	—
4	4,97	4	4,97	1	4,97	—	—	—	—	3 р. ш.	4,90	3	4,90	—	—	4 д.	5,34	—	—	—	—
10	4,50	10	4,50	5	4,43	—	—	—	—	7	4,46	6	4,46	2	—	8	4,87	6	4,90	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4,52	—	—	—	—	4	4,53
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4,37	10	4,39	8	4,39	8	4,41
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	4,21	4	4,02	—	—	5	4,00
—	—	—	—	2	3,50	—	—	—	—	—	—	—	—	4	3,64	4	3,63	6	3,63	4	3,69
10	3,36	10	3,30	10	3,36	1	3,36	1	3,36	3	3,32	3	3,32	—	—	2	3,46	2	3,51	4	3,66
—	—	—	—	—	—	1	3,19	—	—	—	—	—	—	6	3,34	—	—	10	3,32	10	3,31
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	3,29	10	3,28	10	3,28	4	3,18
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	3,23	—	—	2	3,11	4	3,11
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	3,09	6	3,02	—	—	—	—
1	2,85	1	2,85	1	2,80	—	—	—	—	1	2,83	1	2,83	—	—	4	2,95	2	2,95	6	2,98
—	—	—	—	—	—	1	2,73	—	—	—	—	—	—	8	2,85	4	2,83	4	2,83	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	10	2,77	10	2,78	6	2,78	10	2,78
9	2,56	9	2,55	—	—	1	2,52	—	—	1 р.	2,57	3	2,57	2	2,74	4	2,68	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,57	1	2,57	6	2,56	10	2,54	8	2,55	8	2,55
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,40	—	—	4	2,51	2	2,45	4	2,44	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00	1	2,00	—	—	2	2,35	2	2,36	2	2,36
—	—	—	—	7	1,97	1	1,97	1	1,97	—	—	—	—	8	2,18	4	2,18	2	2,22	4	2,26
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,13	2	2,13	4	2,11	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,10	2	2,04	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	1,96	10	1,97	4	1,98	10	1,98
1	1,71	1	1,71	—	—	1	1,71	—	—	—	—	—	—	—	1,85	—	—	2	1,85	2	1,85
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,72	—	—
1	1,66	1	1,66	4	1,63	1	1,66	1	1,66	1 р. ш.	1,66	1	1,66	4	1,69	6	1,68	4	1,68	4	1,68
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,66	2	1,66	4	1,65	4	1,64
5	1,50	5	1,50	—	—	1	1,50	—	—	2	1,50	2	1,50	8	1,61	8	1,61	4	1,61	10	1,61
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,52	2	1,52	4	1,52	4	1,52
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,48	8 д.	1,49	4	1,50	—	—

Оптические свойства монтмориллонита и гидрослюды из верхнего слоя донных осадков Японского моря по иммерсионным исследованиям порошковых препаратов (фракция < 0,001 мм)

Номер станции	Минералы и их особенности	Показатель преломления $N_{ср}$
Монтмориллониты по слоистым силикатам		
179	Тонкочешуйчатые агрегаты	$1,518 \pm 0,003$
112	Агрегатно-поляризующая масса синевато-серой интерференционной окраски	$0,519 \pm 0,003$
118	Агрегатно-поляризующая масса	$1,522 \pm 0,003$
236	Агрегаты синевато-серой интерференционной окраски	$1,519 \pm 1,522$
143	Агрегаты синевато-серой интерференционной окраски	$1,519 \pm 1,522$
135	Агрегатно-поляризующая масса синевато-серой интерференционной окраски	$1,510 \pm 1,513$
Гидрослюды деградированные		
342	Удлиненные и мелкие изометричные чешуйки	$1,552 \pm 0,003$
262	Чешуйчатые агрегаты и отдельные удлиненные чешуйки	$1,552 \pm 0,003$
345	Мелкочешуйчатые агрегаты	$1,557 \pm 0,003$

показатель преломления $N_{ср} = 1,552 \pm 0,003$ (табл. 42) и такие же вариации в содержании K_2O (табл. 43, 44), как и у деградированных гидрослюд Байкала. Деградированным гидрослюдам свойственны недостаточно совершенное кристаллическое строение и в большинстве случаев нечеткие контуры частиц под электронным микроскопом (фиг. 21).

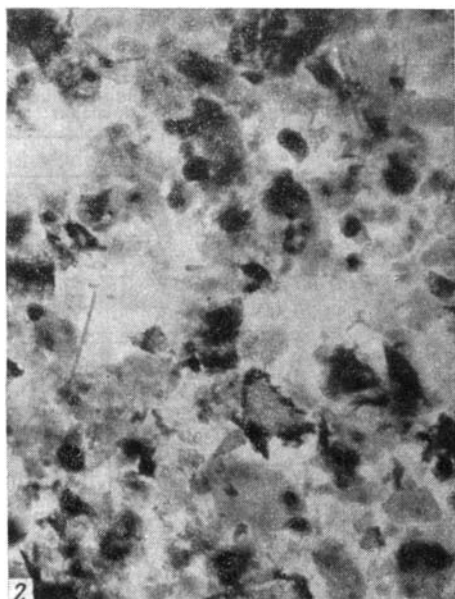
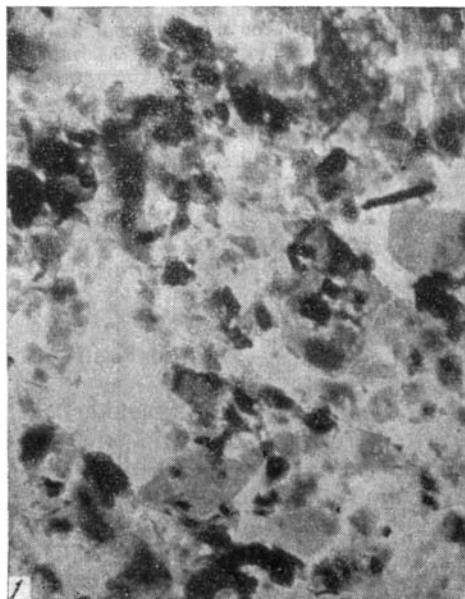
Кривые нагревания деградированных гидрослюд имеют очень слабо выраженную среднюю эндотермическую остановку в интервале $520-580^\circ$, едва заметный экзотермический эффект при $920-940^\circ$. От обычных гидрослюд они отличаются лишь несколько большей интенсивностью низкотемпературной эндотермической остановки при $120-140^\circ$, что, как показывает обезвоживание, обусловлено повышенным содержанием гигроскопической воды.

Монтмориллонит из донных осадков Японского моря имеет базальный рефлекс $15,2 \text{ \AA}$, который после насыщения препарата глицерином

Таблица 43

Химический состав (в %) верхнего слоя донных осадков Японского моря (фракция < 0,001 мм)

Компоненты	Станция 181	Станция 325
SiO_2	54,02	53,23
Al_2O_3	14,86	11,17
TiO_2	0,53	0,63
Fe_2O_3	6,99	14,89
CaO	1,25	2,08
MgO	3,29	2,72
K_2O	2,74	2,36
Na_2O	2,78	0,82
Потери при прокаливании	13,16	11,22
Сумма	99,62	99,12
H_2O^+	4,86	4,66
SiO_2 аморф.	14,71	Не опред.



Фиг. 21. Электронномикроскопические снимки гидрослюдистых илов Японского моря, станция 117, фракция $< 0,001$ мм, уве. $\cdot 10\ 000$
1 — обр. 2062; 2 — обр. 2061

возрастает до 17,8 кХ, а после обработки 1 н. КОН уменьшается до 10 кХ вследствие сжатия решетки, что характерно, согласно данным Уивера (1958), для монтмориллонитов, возникающих по слоистым силикатам. При этом следует отметить, что монтмориллонит здесь обычно

Т а б л и ц а 44

Содержание (в %) K_2O в верхнем слое донных осадков Японского моря (фракция $< 0,001$ мм)

Зона	Номер станции	K_2O
Деградированных гидрослюд и монтмориллонита	179	2,15
	181	2,40
	262	2,67
	285	3,37
Деградированных гидрослюд .		

тесно ассоциирует с гидрослюдой, примесью хлорита или каолинита, рефлексы которых также отмечают на рентгенограммах (табл. 45).

В иммерсионных препаратах монтмориллонит установлен в виде агрегатно-поляризующей в синевато-серых тонах массы, с показателем преломления, колеблющимся в пределах 1,518—1,552 и лишь в одном случае — 1,510—1,513. Как видно из табл. 42, величина светопреломления монтмориллонита здесь несколько ниже, чем в осадках Байкала.

Биотит присутствует в донных осадках Японского моря в форме коричневато-бурых чешуек. Биогенный кремнезем представлен кремнистыми органическими остатками — диатомовых водорослей, спикул губок и радиолярий. Массовое скопление кремнистых организмов отмечено во фракции 0,01—0,001 мм, в более мелкой фракции наблюдаются лишь

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов монтмориллонита из верхнего слоя донных осадков Японского моря (станция 262, < фракция 0,001 мм)

Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
—	—	10	17,18	4	2,45	—	—
10	15,2	—	—	4	2,38	—	—
5	10,3	5	10,3	3 р.	2,26	—	—
6	7,23	6	7,2	3	2,15	—	—
4 р.	5,00	4	5,01	5 р.	1,98	—	—
9	4,54	8	4,53	6	1,81	—	—
5	4,21	5	4,21	4 р.	1,69	—	—
4	4,04	4	4,03	5 р.	1,65	—	—
2 р.	3,69	3	3,68	6	1,53	—	—
5	3,51	5	3,52	8	1,49	—	—
9	3,36	9	3,36	6	1,36	—	—
1	3,21	1	3,21	6 р.	1,29	—	—
3	2,97	—	—	3 р.	1,24	—	—
2	2,57	—	—				

единичные экземпляры. Гидроокислы железа обычно присутствуют в виде сгустков бурого цвета.

По площади дна Японского моря глинистые минералы обособляются в две ассоциации, имеющие свои зоны распространения (фиг. 22). В первой зоне глинистая фракция целиком сложена только деградированной гидрослюдой, минералы группы монтмориллонита не улавливаются ни рентгенографией, ни оптикой, ни наиболее чувствительной в этом отношении спектрофотометрией. Эта зона занимает южную часть бассейна, к югу от линии Владивосток — Мураками, а также мелководную прибрежную часть у северо-западного побережья (станция 216, 231) и южного окончания о-ва Сахалин (ст. 213).

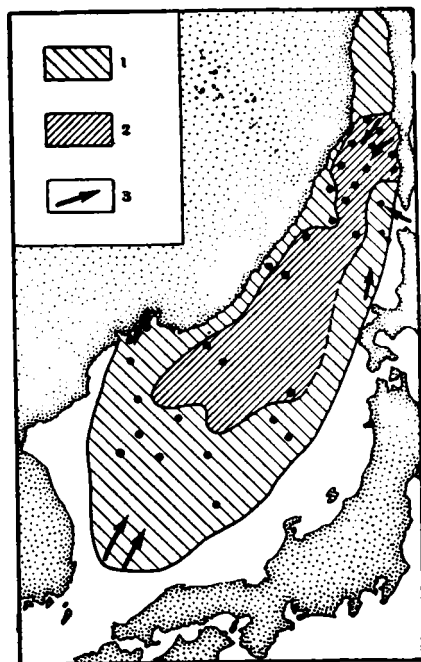
В деградированных гидрослюдах называвшихся нами ранее бейделлитизированными, в нормально-морской воде Японского моря, так же как и в пресноводном Байкале, не обнаруживается каких-либо признаков регенераций за счет адсорбции калия, поскольку содержание в них K_2O колеблется в значительных пределах. Все особенности гидрослюды, связанные с их деградацией (выщелачиванием), а также обилие их в прибрежных и мелководных участках, генетическая природа (возникновение по слоистым силикатам) и широкое распространение практически по всему дну Японского моря свидетельствуют о поступлении их с материка за счет эрозии почвенного покрова водосбора. В этой связи представляют интерес некоторые черты в распределении слюд, отмеченные А. В. Соловьевым (1960). Он указывает, что в осадках заливов содержание биотита составляет 8—10%, в осадках шельфа количество его не ниже 3—4%, тогда как в центральной части моря и на больших глубинах биотит встречается либо в виде отдельных зерен, либо же отсутствует. Казалось бы, что, благодаря плавучести, слюды, и в частности, биотит, должны были бы обогащать алевритовую фракцию пелагических илов, чего в действительности не происходит. Очевидно, уменьшение содержания слюды в осадках в наиболее глубоких частях бассейна вызвано не гидродинамическими, а какими-то другими причинами. Одним из возможных объяснений этого явления может служить разложение биотита, в сущности, довольно неустойчивого минерала, в процессе транспортировки, под действием главным образом CO_2 , содержащейся в значитель-

ном количестве в глубинных водах. При этом плавучесть слюд обуславливает более продолжительное время нахождения их во взвешенном состоянии, что увеличивает период протекания реакции их разложения. В результате этого процесса слюды на больших глубинах моря достигают дна, вероятно, в основном не в форме биотита, а в виде гидрослюд, обогащающих самую тонкую фракцию. Процесс разложения слюд, как подчеркивает А. В. Соловьев, особенно отчетливо проявляется на мусковите, который совершенно не встречается в свежем виде в глубоководных осадках.

Оценивая достоверность этих выводов о столь быстром исчезновении слюд в морском седиментогенезе, мы считаем необходимым указать, что это может быть результатом не химического воздействия морской воды, а быстрого измельчения слюд в прибрежной зоне волнений и взмучивания вследствие их хрупкости. Но так как скорость оседания в морской среде, согласно Уайтхаузу, Джеффри и Дебрехту (1960), почти столь же велика, как и у каолинита, то более крупные их пластинки концентрируются преимущественно в мелководной зоне, а более мелкие и вследствие этого более гидратированные частицы выносятся дальше в море, где претерпевают изменения и становятся в глинистой фракции гидрослюдами.

В пределах второй зоны в тонкопелитовой фракции донных осадков, кроме деградированных гидрослюд, рентгенографией, оптикой и спектрофотометрией улавливается некоторая примесь монтмориллонита. Эта зона с монтмориллонитом прослеживается в виде удлиненной полосы, начинающейся от юго-западного побережья Сахалина и спускающейся на юго-запад вдоль приморского берега до линии Владивосток — Носиро и несколько южнее ее. Во всей зоне монтмориллонит распространен весьма неравномерно. На северо-востоке, у побережья Сахалина, она наблюдается в мелководных осадках, тогда как в южной части зоны обнаруживается в более глубоководных осадках. Кроме того, полоса распространения монтмориллонита совпадает с направлением приморской ветви течения, идущего вдоль западного берега моря, поэтому естественно полагать, что он поступает в осадки за счет размыва третичных и, возможно, четвертичных глин западного побережья Сахалина, в которых он установлен исследованиями Н. Г. Бродской и М. А. Захаровой (1956). Эти породы, вероятно, интенсивно размываются здесь западной ветвью Цусимского течения.

Такой аллотигенный генезис монтмориллонита за счет абразии берегов и размыва более древних пород на некоторых участках морского дна подтверждается и его одинаковыми оптическими свойствами, установленными нами как в размываемых рыхлых коренных третичных глинах на дне моря, так и в современных осадках. Возможность поступления монтмориллонита через Татарский пролив из Охотского моря прак-



Фиг. 22. Схема распределения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков Японского моря, фракция $< 0,001$ мм

- 1 — гидрослюды деградированные;
- 2 — гидрослюды с монтмориллонитом;
- 3 — направление сноса глинистого материала. Точками показано местоположение станций

тически исключается, во-первых потому, что, согласно А. В. Соловьеву, этот пролив не играет никакой роли в питании моря осадочным материалом, а во-вторых, ввиду того, что в донных осадках всей северной части Охотского моря, включая Сахалинский залив, по данным Е. И. Невесского (1957), распространены лишь так называемые бейделлитизированные, т. е. деградированные гидрослюды, лишенные монтмориллонита, который отмечен на карте автора в виде ограниченного пятна лишь в южной части Охотского моря.

Привлекает к себе внимание и то обстоятельство, что зона гидрослюд совпадает с зоной обогащения донных осадков гальками ледового припая. Вероятно, льды припая вместе с галькой частично вносят глинистый гидрослюдистый материал, который обогащает осадки этой зоны. Поступающий же в эту зону с северо-востока монтмориллонит, частицы которого имеют минимальные размеры, не удерживается на мелководье и выносятся в более глубоководную и относительно более спокойную центральную зону моря. Монтмориллонит вследствие малого размера частиц и ничтожной скорости осаждения, особенно в присутствии электролитов, вообще заносится в самые отдаленные глубоководные и затишные зоны — халистазы. Поэтому не случайна его преимущественная концентрация в северной халистатической части моря.

Наличие халистатической зоны в южной части Татарского пролива А. В. Соловьев (1960) объясняет тем, что этот пролив представляет собой довольно узкую подводную ложбину, понижающуюся с севера на юг. Ветровые волнения, вследствие узости пролива и, следовательно, малой длины разгона волн, проявляются здесь сравнительно слабо, что и вызывает некоторый сдвиг иловой линии, в сторону меньших глубин. Кроме того, наличие двух противоположно направленных струй постоянных течений, одна из которых идет с севера на юг вдоль материкового берега, а другая, в восточной части пролива, — с юга на север, естественно, вызывает образование отдельных зон кругового течения (халистаз). Таким образом, наличие и здесь монтмориллонита, приуроченного к наиболее тонким осадкам, также совершенно закономерно.

Итак, аллохтонный генезис монтмориллонита в осадках Японского моря не вызывает сомнения. Можно размышлять лишь относительно некоторых деталей его накопления, в частности по поводу источников привноса монтмориллонита: попадает ли он в донные осадки в результате размыва древних глинистых отложений на дне моря или на побережье Сахалина, или частицы его приносятся реками (р. Тумнин и др.), размывающими мезозойские глины восточного склона Сихотэ-Алиня и впадающими в море у Советской Гавани. Хемогенному же диагенетическому возникновению монтмориллонита в Японском море противоречит физико-химическая обстановка осадконакопления: и агрессивность вод, насыщенных CO_2 , и недосыщенность морских и иловых вод кремнеземом, и, наконец, весь облик седиментогенеза, в котором, как указывает А. В. Соловьев (1960), чисто химические процессы не имеют сколько-нибудь существенного положительного влияния на формирование осадка. Монтмориллонит не мог здесь возникнуть и за счет изменения современных эффузивных продуктов, о чем свидетельствуют как свежесть вулканических стекол и галек эффузивных пород, найденных в осадках, так и сжатие решетки монтмориллонита после обработки КОН, указывающее на возникновение его по слоистым силикатам. Наконец, совершенно одинаковый характер глинистых минералов в двух гидрохимически совершенно различных бассейнах — пресноводном Байкале и нормально-соленом Японском море — является, может быть, самым веским доказательством возникновения их в почвенном покрове водосборных бассейнов, расположенных в очень сходной климатической обстановке.

Глава VI

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

Работы Муррея и Хариссона (Murray, Harrison, 1956), Джонса и Грима (Johns, Grim, 1958), Мильна и Эрли (Milne, Earley, 1958), Мильна и Шотта (Milne, Shott, 1958), Пинзака и Муррея (Pinsak, Murray, 1960), вышедшие в последние годы, позволяют рассмотреть характер распределения глинистых минералов на водосборном бассейне р. Миссисипи, в переходной зоне осадконакопления — от пресноводных фаций до морского шельфа, а также размещение их на площади Мексиканского залива.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

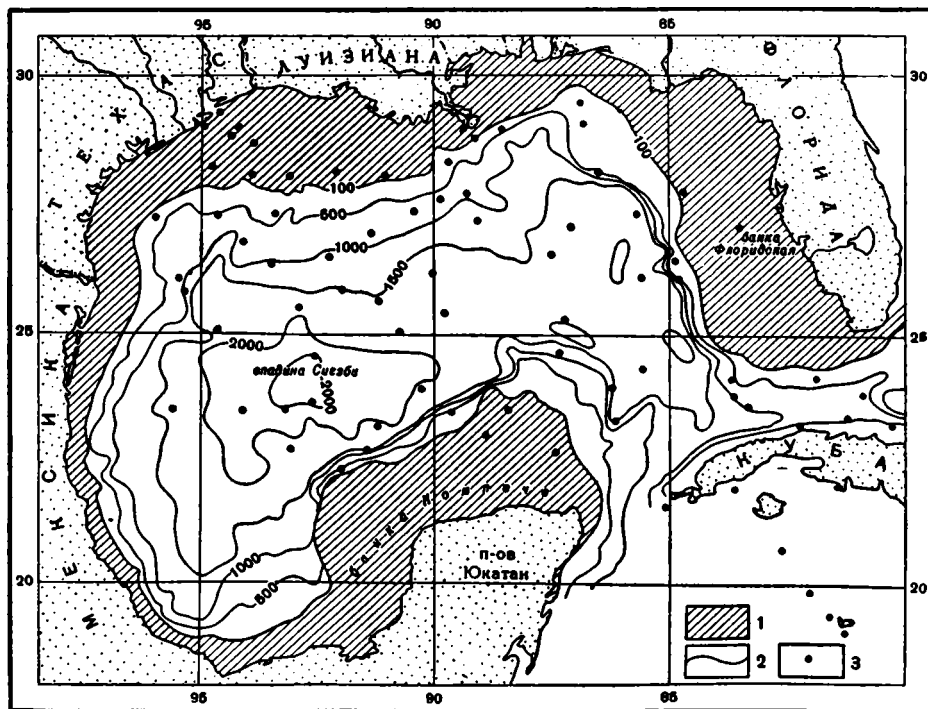
Грим и Джонс (1958) при помощи рентгенографического анализа изучили ассоциации глинистых минералов и количественные соотношения между ними в речных осадках, в осадках стариц, во внутренних распределительных каналах дельты, на платформенной дельте, на склоне дельты, в открытых лагунах и входах в них и, наконец, на открытом шельфе современной дельты. Гидрохимически эти фациальные зоны осадконакопления охватывают диапазон солености по хлору от 10 до 20‰. Одновременно с рентгенографическими исследованиями глинистых минералов из всех проб выделялись центрифугированием вытяжки иловых вод, в которых методом пламенной фотометрии определялось содержание Na^+ и K^+ , а версантным методом — Mg^{2+} . Во всех фациальных зонах были изучены как образцы из верхнего слоя осадков, так и колонки с максимальной глубиной до 2,8 м. В составе глинистой фракции всех фациальных типов осадков авторами установлены монтмориллонит, иллит, хлорит и каолинит, причем количественные данные по двум последним минералам, к сожалению, объединены.

В направлении от верховьев р. Миссисипи до морского края дельты наблюдается уменьшение количества монтмориллонита и возрастание содержания иллита и отчасти хлорита, особенно заметное, по мнению авторов, на контакте с нормально-морской зоной осадконакопления, т. е. при переходе от внутренних распределительных проливов к платформенной дельте. Здесь было установлено уменьшение содержания монтмориллонита с 53 до 45%, увеличение количества иллита с 21 до 23% и хлорита — с 17 до 22% (табл. 46). Та же ассоциация глинистых минералов установлена Мильном и Эрли (1958) в осадках нижнего течения р. Миссисипи, в районе активной дельты, субдельты Сант-Бернар, лагуны Миссисипи и залива Мобиль. Монтмориллонит, преобладающий среди глинистых минералов р. Миссисипи и осадков дельты,

Распределение глинистых минералов по фаціальным типам осадков дельты Миссисипи и отношение $Na : K$ и $Na : Mg$ в поровых водах (средние значения по Джонсу и Гриму)

Фаціальный тип осадков	Содержание в %			$Na : K$	$Na : Mg$
	монт-мориллонит	иллит	хлорит и каолинит		
Речной	65	15	15	6,7	6,7
Внутренних проливов субдельты	52	23	17	12,5	17,1
Внутренних распределительных проливов	53	21	17	13,8	18,8
Платформенной дельты	45	23	22	19,4	29,9
Предельтового склона	52	20	17	16,4	31,3
Открытой лагуны	50	20	19	12,9	20,5
Входа в открытые лагуны	51	20	20	18,2	23,7
Открытого шельфа современной дельты	50	24	16	11,5	19,7
Переработанной дельты	57	17	16	—	—

является, по мнению авторов, стабильным продуктом почвообразования и выветривания пород в бассейне, дренируемом р. Миссисипи. Особенно обилён он, по данным Грима, в осадках р. Миссури, дренирующей в своих верховьях аридную зону. При обзоре распределения минералов Милын и Эрли отметили более значительное содержание каолинита в осадках восточной части дельты и лагуны р. Миссисипи, а также в заливе Мобиль, поступающих преимущественно за счёт размыва



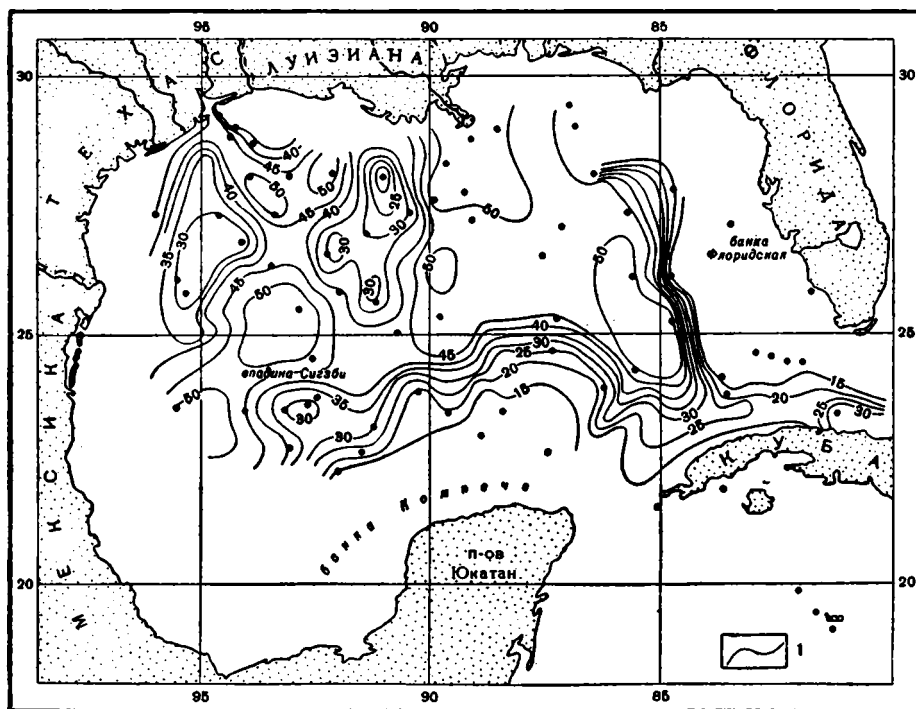
Фиг. 23. Подводный рельеф дна Мексиканского залива и положение станций отбора проб Пинзаком и Мурреем.

1 — континентальный шельф; 2 — изобаты через 500 морских саженей (fathoms); 3 — станции

Аппалачей. Аналогичные данные о возрастании относительной роли каолинита и иллита в осадках восточной части дельты и в лагуне Миссисипи и увеличении содержания монтмориллонита в западной части получены Мильном и Шотом (1958). Таким образом, указанные работы позволяют установить, что с водосборного бассейна в зону морского осадконакопления Мексиканского залива вносятся главным образом такие минералы, как (в порядке их количественного убывания) монтмориллонит, иллит, хлорит и каолинит.

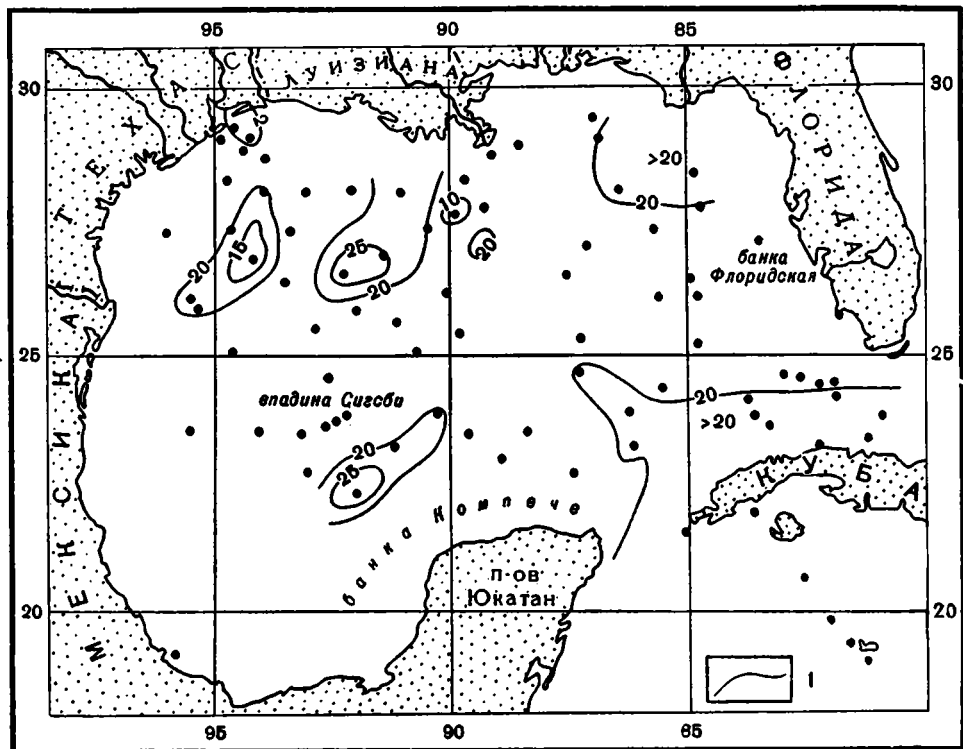
Посмотрим теперь, что происходит с этими минералами в самом бассейне седиментации. Сохраняется ли данный комплекс минералов в морской среде и каковы черты их распределения по площади водоема в целом. Ответ на эти вопросы дают работы Муррея и Харрисона (1956) по осадкам впадины Сигсби и результаты исследования Пинзаком и Мурреем (1960) осадков всего Мексиканского залива. Прежде всего важно отметить, что осадки Мексиканского залива, так же как лагуны Миссисипи и залива Мобиль, сложены тем же комплексом глинистых минералов, что и аллювиальные и дельтовые осадки р. Миссисипи, с сохранением близких количественных соотношений. В них также часто превалирует монтмориллонит, в меньшей мере распространены иллит, хлорит и каолинит.

Распределение глинистых минералов в осадках Мексиканского залива показано Пинзаком и Мурреем на схемах, построенных в изолиниях для каждого отдельного минерала на основе количественного рентгенографического анализа. Согласно этим схемам, монтмориллонит максимально концентрируется в абиссальной части Мексиканского залива, во впадине Сигсби и к северо-востоку от нее, ниже изобаты 1500 м (фиг. 23, 24). Во всей этой сравнительно глубоководной зоне он составляет до 50% глинистой фракции ($<0,001$ мм) донных осадков. В направлении



Фиг. 24. Распределение монтмориллонита в осадках Мексиканского залива.

1 — изолинии равного содержания минерала (в %)



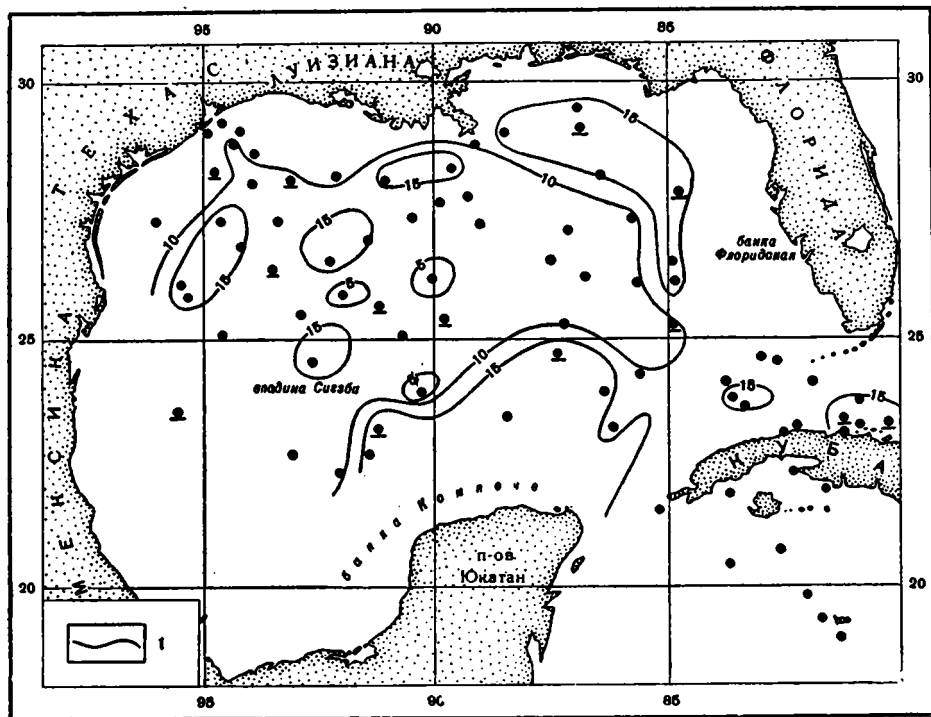
Фиг. 25. Распределение иллита в осадках Мексиканского залива.

l — изолинии равного содержания минерала (в %)

от абиссальной зоны к континентальному склону содержание монтмориллонита заметно уменьшается, вначале до 25, а затем до 15%, что особенно хорошо видно на склоне банки Кампече против Юкатанского полуострова, а также на западном склоне Флоридской банки. В северо-западной части залива распределение монтмориллонита несколько сложнее. Здесь полоса максимального содержания монтмориллонита выходит за пределы абиссальной зоны — в литоральную зону, пересекая изобату 100 м. Однако с запада и востока эта полоса также ограничена участками с пониженным содержанием монтмориллонита (25—35%).

Совершенно иначе распределены иллит и хлорит. Зона максимальной концентрации иллита (20—25%) расположена в литорали и на континентальном склоне, в основном выше изобаты 1500 м (фиг. 25). В более глубоководной зоне, ниже изобаты 1500 м, отмечается минимальное содержание иллита (< 25%). Примерно та же картина наблюдается и в распределении хлорита. Повышенные его концентрации (>15%) отмечены на континентальном склоне (выше изобаты 100 м), в то время как в более глубоководной части бассейна содержание хлорита минимальное (5—10%) (фиг. 26). Небольшой аномальный участок повышенного содержания хлорита (>15%) наблюдается лишь на северном склоне впадины Сигсби, между изобатами 1500—2000 м.

Распределение каолинита на схеме Пинзака и Муррея показано недостаточно ясно (фиг. 30). В северо-западном углу Мексиканского залива, а также на западном склоне Западно-Флоридской банки и на северном западном склоне банки Кампече изолиния 10%-ного содержания каолинита проходит в более глубоководной части континентального



Фиг. 26. Распределение хлорита в осадках Мексиканского залива.

1 — изолинии равного содержания минерала (в %)

склона, что, по мнению авторов, указывает на повышенную его концентрацию в этой части залива. В то же время в мелководной зоне отмечено 5% каолина. Однако на северо-восточном склоне банки Кампече наблюдается обратная картина распределения каолинита — минимальное его содержание ($\sim 5\%$) в глубоководной зоне.

ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ АМЕРИКАНСКИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

Посмотрим теперь, как интерпретируют американские исследователи указанные особенности размещения глинистых минералов в дельте Миссисипи и в Мексиканском заливе и к каким генетическим выводам они пришли. Изменения содержания монтмориллонита и иллита в пределах водосборного бассейна Миссисипи и особенно на контакте с морской средой Грим и Джонс (1958) воспринимают как результат диагенетических превращений монтмориллонита в иллит. При этом в своих выводах о раннедиагенетическом преобразовании некоторой части монтмориллонита в иллит, а частью и в хлорит авторы основываются не только на изменении количественных соотношений минералов при смене фациальных типов осадков по направлению от суши к морю, но и на соответствующих изменениях солевого состава иловых вод, а также на зависимости отношений $Al_2O_3 : K_2O$ в глинистой фракции от содержания в ней главных породообразующих минералов — иллита и монтмориллонита (фиг. 27, 28). Так, в солевом составе иловых вод они устанавливают непрерывное прогрессивное возрастание отношений $Na^+ : K^+$ и $Na^+ : Mg^{2+}$ при переходе от пресноводных речных фаций к морским осадкам платформенной дельты и убывание этих отношений в море по мере увеличе-

ния солености при переходе от платформенной дельты к открытому шельфу. Это изменение солевого состава Грим и Джонс объясняют адсорбцией монтмориллонитом калия и магния из иловых вод с последующим закреплением данных катионов в решетке новообразованных минералов — иллита и хлорита. При этом диагенетическому изменению, по их мнению, подвергается не весь монтмориллонит, а лишь разновидность, возникшая по слоистым силикатам. Наконец, третьим аргументом Грима и Джонса в пользу диагенетической переработки монтмориллонита в иллит и хлорит является установленная ими корреляция между отношением в тонкопелитовой фракции Al_2O_3 к K_2O и процентным содержанием в ней иллита и монтмориллонита. При этом они считают, что

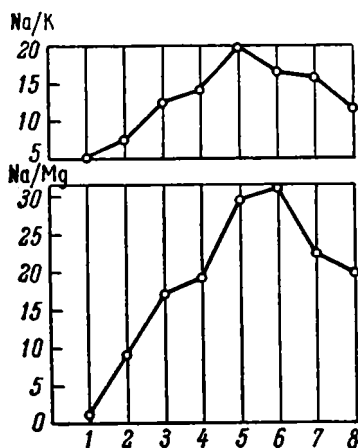


Рис. 27

Фиг. 27. Изменение коэффициентов Na/K и Na/Mg в поровых водах различных фациальных зон дельты Миссисипи.

1, 2 — речные осадки; 3, 4 — внутренние распределительные протоки, 5 — платформенная часть дельты; 6 — склон дельты; 7 — вход в открытую лагуну; 8 — открытый шельф современной дельты

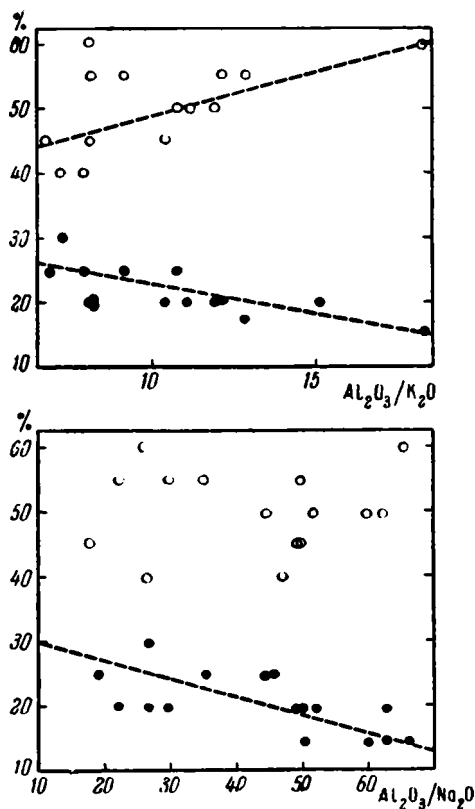


Рис. 28

Фиг. 28. Зависимость содержания монтмориллонита и иллита в осадках дельты Миссисипи от соотношения Al_2O_3/K_2O и Al_2O_3/Na_2O во фракции $< 0,001$ мм (по Гриму); кружками обозначен монтмориллонит, точками — иллит

чем выше в данной фракции отношение Al_2O_3 и K_2O , тем меньше в ней содержится иллита и больше монтмориллонита, и наоборот. Авторы полагают, что данная зависимость может возникнуть только при аутигенной генерации этих минералов.

Особенности размещения глинистых минералов в зоне морского осадконакопления Мексиканского залива Пинзак и Муррей (1960) интерпретируют следующим образом. Максимальные концентрации монтмориллонита, наблюдающиеся в области, получающей осадочный материал непосредственно из дельты Миссисипи, вызваны, по мнению этих авторов, более значительной скоростью седиментации в пределах дельты. Поэтому быстрое захоронение осадков не сопровождается здесь диагене-

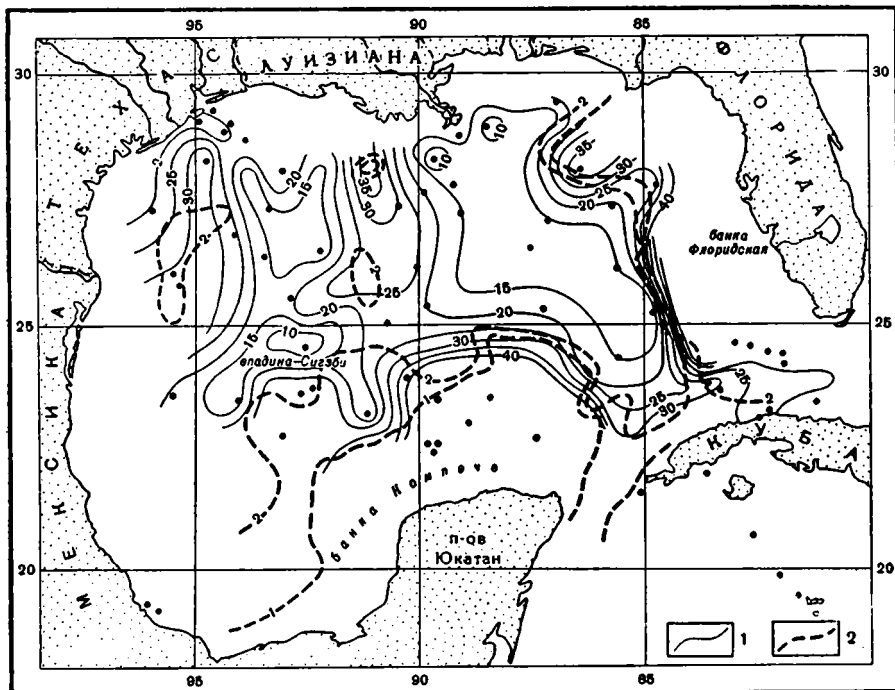
тическими изменениями глинистой части. Концентрация монтмориллонита в абиссальных глубинах — также скорее результат транспортировки этого минерала в морской обстановке, чем следствие диагенетических изменений. Частицы монтмориллонита более мелкие, чем частицы других глинистых минералов, вследствие чего относительное его обилие может быть обусловлено здесь значительно меньшей скоростью осаждения из суспензий. Мощностъ слоя современных осадков, покрывающих западную абиссальную зону залива, относительно невелика, что указывает на замедленный темп осадконакопления и аккумуляцию тонкодисперсного материала. Это благоприятствует аккумуляции здесь тонкодисперсного монтмориллонита, в основном аллотигенного происхождения. Однако обилие здесь же смешаннослоистого минерала (ряда иллит — монтмориллонит), сопровождающего монтмориллонит, заставило автором предположить, что монтмориллонитовая структура может быть слегка подвержена изменению в диагенезе с возникновением в промежуточную стадию смешаннослоистого минерала. Обилие монтмориллонита и превышение его содержания почти в два раза по сравнению с иллитом и хлоритом в абиссальных осадках впадины Сигсби, т. е. в самой глубоководной части Мексиканского залива, было совершенно неожиданным для Муррея и Харрисона (1956), придерживавшихся диагенетической концепции генезиса глинистых минералов. Ввиду явного противоречия этого обстоятельства диагенетической концепции Грима авторы были вынуждены высказать три следующих варианта объяснения данного факта:

1. Монтмориллонит мог удерживаться и относиться дальше от берега. Это могло быть обусловлено малыми размерами частиц монтмориллонита или преимущественной флокуляцией иллита и хлорита в прибрежной части бассейна.

2. Диагенез или фактор глубины залегания осадка могли вызвать предпочтительное образование различных трехслойных глинистых минералов в определенных областях.

3. Области сноса могли поставлять материал различного состава, что и обусловило возникновение разных глинистых минералов.

В отношении пространственного размещения иллита Пинзак и Муррей отмечают, что он более обычен в областях с мощной аккумуляцией осадков. Это, вероятно, обусловлено механической его дифференциацией по размерам частиц, в то время как диагенетическая генерация иллита за счет изменения монтмориллонита, если и имеет место, то должна происходить очень быстро, главным образом в тот момент, когда материал попадает в морскую обстановку. Хлорит, по данным Пинзака и Муррея, присутствует в двух разновидностях: неразбухающий хлорит, широко развитый по всему Мексиканскому заливу, и разбухающий хлорит — аутигенный, имеющий локальное распространение. Наиболее высокие концентрации неразбухающего хлорита отмечаются на континентальном склоне к востоку и западу от дельты Миссисипи, с уменьшением его в абиссальной зоне. Разбухающий хлорит распространен в общем также на континентальных склонах, в областях относительно быстрого турбулентного переноса и отложения. На этом основании авторы полагают, что диагенетические изменения происходят быстро. Пинзак и Муррей указывают, что образование бруцитового слоя в хлоритах определяется величиной рН или растворимостью магнезия. Присутствие неполного бруцитового слоя может, по их мнению, свидетельствовать о тенденции глинистого минерала к достижению стабильной структуры. Стремление набухающего хлорита к стабильному состоянию определяет, по мнению авторов, нахождение последнего в промежуточной обстановке — между областями высокой и низкой кристалличности глинистого комплекса (фиг. 29).



Фиг. 29. Распределение смешаннослоистого минерала и степень кристалличности глинистых минералов в осадках Мексиканского залива

1 — изолинии равного содержания минералов (в %); 2 — степень кристалличности с оценкой от 1 до 3

В отношении генезиса каолинита Пинзак и Муррей придерживаются того взгляда, что, поскольку каолинит обладает малой обменной способностью, он устойчив в морской обстановке и должен относиться к аллотигенным минералам. Кроме указанных минералов, как отмечалось ранее, авторы обнаружили еще так называемый смешаннослоистый минерал типа иллит-монтмориллонита, который распределен подобно монтмориллониту, с максимумом в абиссальной зоне, включая впадину Сигсби (фиг. 29). Это обстоятельство заставило их считать его аутигенным и генетически связанным с изменением монтмориллонита. Они полагают, что континентальный склон и абиссальная равнина, обращенная от дельты Миссисипи в сторону моря, а также континентальный склон северо-западной части Мексиканского залива относительно бедны смешаннослоистым минералом вследствие высокой скорости осадконакопления в данных участках бассейна.

Наоборот, замедленная седиментация во впадине Сигсби предоставляла достаточное время для приспособления ассоциации глинистых минералов к обстановке. Однако рентгенографические данные показывают, что степень кристалличности глинистых минералов в областях быстрого осадконакопления — в общем более высокая, чем глинистых минералов во впадине Сигсби. На этом основании Пинзак и Муррей пришли к выводу о двух типах диагенетических изменений глин: первоначальном, быстром, и последующем — очень медленном, который приводит к полному приспособлению к стабильному состоянию. Изменения первого типа можно ожидать в областях быстрой седиментации. Медленные изменения и приспособления к стабильному конечному состоянию наиболее полно должны проявляться в областях замедленной седиментации

и зависят от времени нахождения глинистых минералов в обстановке осадконакопления. Дальнейшие рассуждения авторов таковы: если глинистые минералы быстро приспосабливаются к переходу от континентальной к морской обстановке, то первым из них будет изменяться монтмориллонит, легче поддающийся переходу в другие минералы и обладающий емкостью катионного обмена в 4—5 раз большей по сравнению с прочими глинистыми минералами. Подтверждение этого авторы видят в распределении смешаннослоистого минерала и монтмориллонита в осадках, указывающем, по их мнению, на переход последнего в смешаннослоистый минерал благодаря диагенетическим процессам.

Такова картина генезиса глинистых минералов, как она рисуется указанными авторами. Но, поскольку некоторые моменты являются, с нашей точки зрения, необоснованными, мы вынуждены подвергнуть их критическому анализу. Так, например, Грим и Джонс учли лишь заметные изменения количества монтмориллонита и иллита по направлению к морю — убывание содержания первого и увеличение содержания второго на контакте с морской средой, оставив без внимания второй, более крупный скачок — уменьшение содержания монтмориллонита при переходе от речных осадков к внутренним протокам, где соленость еще ничтожна, а следовательно, и морской диагенез не может иметь места.

Скачкообразные изменения состава глинистой фракции указывают скорее не на воздействие диагенеза, а на влияние различных источников поступления монтмориллонита и иллита, что в заключении признают в качестве существенного фактора и сами авторы. Монтмориллонит поступает в зону дельты р. Миссисипи преимущественно из р. Миссури, иллит — из р. Огайо. Что же касается изменения отношения $\text{Na}^+ : \text{K}^+$ в иловых водах русловых и дельтовых осадков р. Миссисипи (в частности, прогрессивного убывания калия), то оно, по мнению авторов, связано, в основном, с аутигенной генерацией иллита, но имеет максимум почему-то лишь на контакте с морской водой у платформенной дельты, а далее к морю величина этого отношения быстро убывает за счет накопления ионов K^+ в иловой воде. Это означает, что диагенетическая генерация иллита в самой области морского осадконакопления, несмотря на усиление морского режима, якобы сильно ослабла и вообще не имела места. Более того, если бы этот процесс имел существенное значение и продолжался в том или ином пункте в течение какого-то отрезка времени, то он, несомненно, получил бы отражение в вертикальных колонках. В действительности же никаких изменений глинистых компонентов в них не наблюдается. Картина изменения отношения $\text{Na}^+ : \text{K}^+$ в иловых водах, обнаруженная Гримом, может быть объяснена лишь катионным обменом. З. В. Пушкина (1963) и И. Л. Нестерова (1963) показали исключительное постоянство иона K^+ как в поровых водах, так и в обменном комплексе всего разреза современных, четвертичных и плиоценовых морских осадков Бакинского архипелага. Следовательно, здесь дело не в убывании количества калия (оно постоянно), а в увеличении содержания натрия по мере усиления солености. В морской же среде натрий задерживается в поглощенном комплексе, а его вытеснению оттуда препятствует солевой состав морской воды.

Наконец, зависимость в глинистой фракции отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{K}_2\text{O}$ от содержания в ней иллита и монтмориллонита указывает не на их генетическую связь, а лишь на то, что K_2O в глинистой фракции здесь целиком связан с глиноземом в алюмосиликатных глинистых минералах. Поскольку, однако, содержание Al_2O_3 в глинистой фракции варьирует большей частью в сравнительно узких пределах (23—25%), то повышение количества K_2O влечет за собой обычно и уменьшение отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{K}_2\text{O}$, что согласуется с повышенным содержанием иллита. Но так как в данном случае состав глинистой фракции определяется в

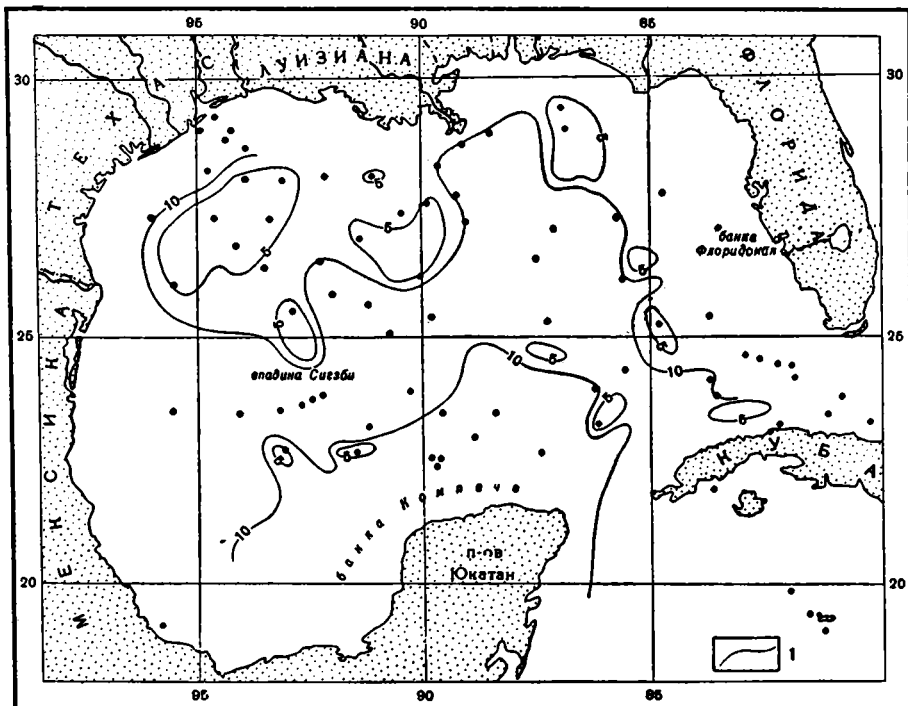
основном соотношении двух пороодообразующих компонентов, то и при простых их количественных вариациях монтмориллонита будет меньше в тех пробах, в которых больше иллита. Более того, при внимательном анализе этих соотношений выясняется, что они совершенно не связаны с теми фациальными переходами от суши к морю и с нарастанием солености бассейна седиментации, т. е. с теми обязательными условиями, при которых данная зависимость приобретала бы генетическое значение.

Все это свидетельствует об отсутствии веских доказательств в пользу диагенетического изменения монтмориллонита и реальности возникновения аутигенного иллита в современных фациальных обстановках дельты р. Миссисипи. Во всяком случае, авторам не удалось показать и на этом примере реальность диагенетических изменений имеющих здесь глинистых минералов. В свете этого нельзя считать основательной и оценку Гримом количества монтмориллонита, переходящего при диагенетическом изменении в иллит, тем более, что в работе отсутствует всякая попытка дифференцировать почвенные и пепловые разновидности монтмориллонита и оценить их количественные соотношения.

Таким образом, сам основоположник диагенетической концепции Грим на примере изучения дельтовой области Миссисипи вынужден признать более важную роль областей сноса в формировании комплекса глинистых минералов современных осадков. Не показало каких-либо заметных различий и сравнение среднего минералогического состава глинистой фракции поверхностных образцов с соответствующими образцами из вертикальных колонок. Это также заставило авторов сделать вывод об отсутствии существенных диагенетических изменений в колонках длиной до 3 м, что, однако, Джонс и Грим пытаются объяснить более значительной скоростью осадконакопления в дельте Миссисипи. Что касается области морского осадконакопления Мексиканского залива, то здесь Пинзак и Муррей, показавшие распределение глинистых минералов, хотя и признают аллотигенный характер основных компонентов глинистой фракции, но одновременно делают и ряд выводов, не соответствующих действительности. К таким положениям относятся: предполагаемая генетическая связь смешаннослоистого минерала с монтмориллонитом; указание на максимальную концентрацию каолинита в абиссальной зоне; предположение о двух типах диагенетических изменений глинистых минералов, якобы имеющих место в данном водоеме. Подобные неточности обусловлены главным образом методикой составления схем по изолиниям.

ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ АВТОРА

Считая изолинии на схеме Пинзака и Муррея (1960) не обоснованными достаточным числом точек, мы подошли к интерпретации их аналитических данных с иной методикой. Отказавшись от применения изолиний, мы нанесли для каждого минерала в отдельности процентные его содержания на каждой станции, после чего выделили некоторые градации повышенного, пониженного и промежуточного содержания. В результате такой перестройки выявился во многом совершенно иной характер распределения глинистых минералов в донных осадках Мексиканского залива. Так, например, на наших схемах (фиг. 30), вопреки выводам упомянутых авторов, выявляется преимущественная концентрация каолинита в периферийной, прибрежной мелководной области залива и характерный его максимум в форме языка от залива Мобиль и дельты Миссисипи до центральной части залива. На большей части абиссальных глубин и в области континентального склона к западу и восотуку от устья р. Миссисипи отмечаются минимальные концентрации



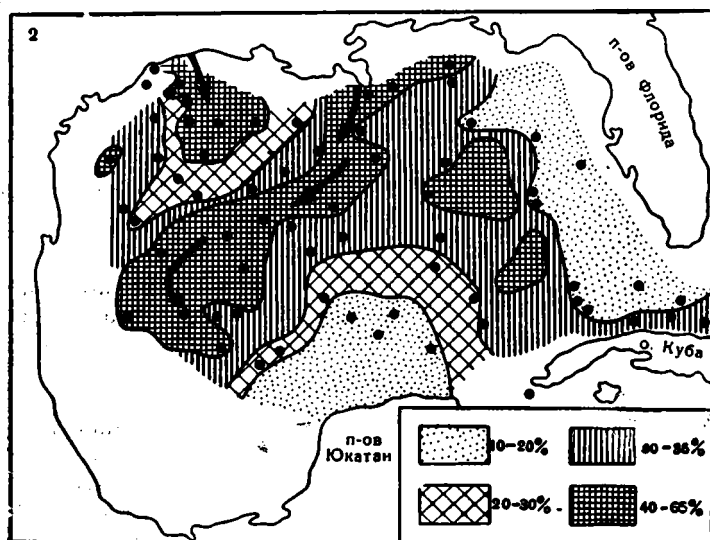
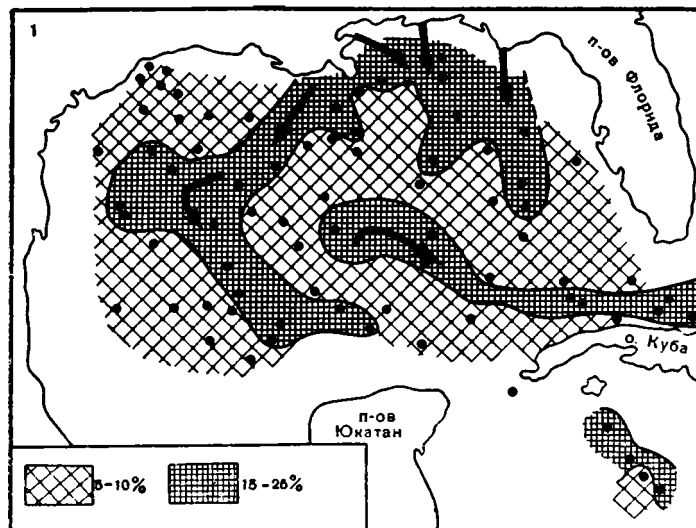
Фиг. 30. Распределение каолинита в осадках Мексиканского залива.

1 — изолинии равного содержания минералов (в %)

каолинита. Это хорошо согласуется с поступлением каолинита с суши при более значительных скоростях оседания, по Уайтхаузу, Джеффри и Дебрехту (1960), с максимальными размерами его частиц и преимущественной коагуляцией в прибрежной зоне.

Далее, если обилие монтмориллонита в абиссальной области залива для Муррея и Харрисона явилось полной неожиданностью, а Пинзак и Муррей объяснили его лишь предположительно заносом с континентальных склонов, то на нашей схеме размещение монтмориллонита в Мексиканском заливе (фиг. 31) показано совершенно четко. Максимальные концентрации этого минерала (40—65%) указывают непосредственно на связь его с областями питания — устьями рек — и с наиболее глубокими впадинами. Весьма показательно, что самый крупный язык (максимум концентрации) протягивается непрерывно от дельты Миссисипи до самой глубоководной впадины Сигсби. Второй, меньший язык монтмориллонита приурочен к выносу рек, впадающих в северо-западную часть залива, — Тринити, Сабин и др. Не менее характерно также, что монтмориллонит, как самый тонкодисперсный глинистый минерал, заносится и в отдельные наиболее глубоководные, но небольшие по площади впадины западнее и юго-западнее Флоридской банки, также с максимумом его содержания. Самое большое поле максимальных концентраций монтмориллонита к северо-западу и юго-востоку сменяется полосами с меньшим его содержанием (30—35%), а обширные прибрежные мелководья у п-ова Юкатан и к западу от Флориды отмечены минимальными содержаниями монтмориллонита (10—20%).

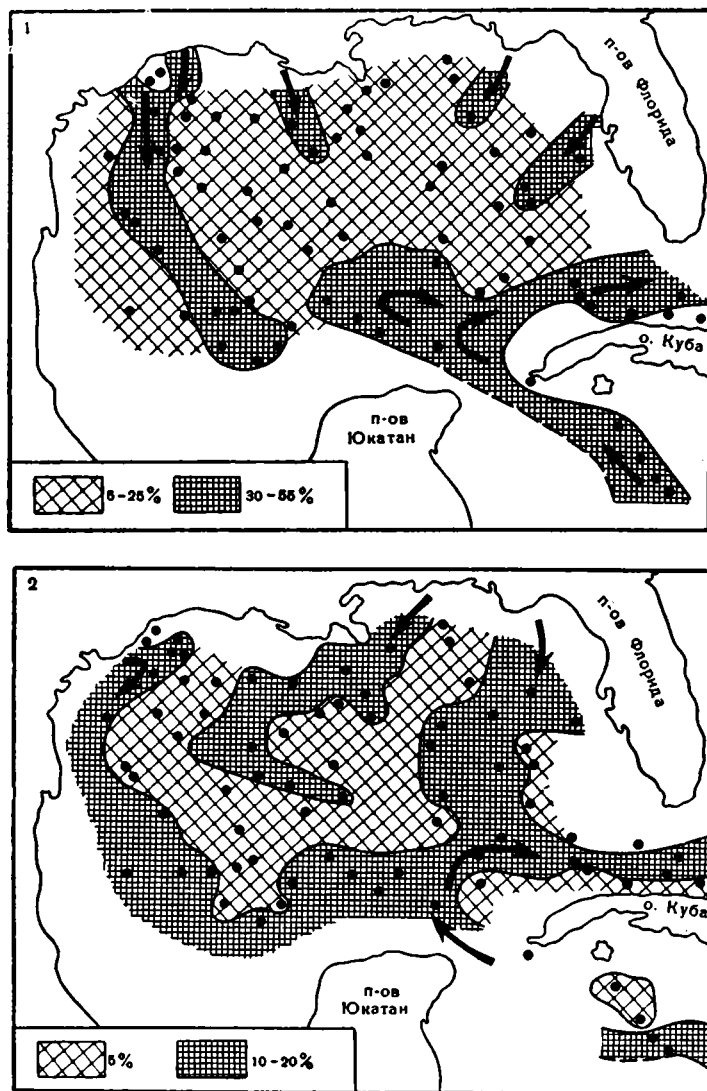
Сопоставление наших схем распределения монтмориллонита и смешаннослоистого минерала показывает, вопреки утверждениям Пинзака, что они размещены в осадках Мексиканского залива по-разному



Фиг. 31. Схемы распределения хлорита (1) и монтмориллонита (2) в осадках Мексиканского залива (по данным Пинзака и Муррея, в интерпретации М. А. Ратеева).

Стрелками показано направление сноса глинистого материала, точками — местоположение станций

(фиг. 31 и 32). Размещение смешаннослоистого минерала определяется в основном расположением двух полос максимума (30—55%). Язык максимальной его концентрации не связан с дельтой Миссисипи, а расположен в северо-западной части залива и берет начало от выносов рек Сабин и Брасос, спускаясь узким рукавом в абиссальную зону. Южная полоса максимума имеет очертания, близкие к ветви интенсивных течений, входящих в юго-восточную часть Мексиканского залива из Карибского моря через Юкатанский пролив и выходящих в Атлантический океан через Флоридский перешеек. Связь смешаннослоистого минерала с выносами рек и эрозией почвенного покрова подчеркивается еще и тремя небольшими полосами с максимальным его содержанием против



Фиг. 32. Схемы распределения смешаннослоистого минерала (1) и каолинита (2) в осадках Мексиканского залива (по данным Пинзака и Муррея, в интерпретации М. А. Ратеева).

Стрелками показано направление сноса глинистого материала, точками — местоположение станций

побережья Флориды и Луизианы. Несоответствие размещения монтмориллонита и смешаннослоистого минерала опровергает выводы авторов о диагенетическом изменении монтмориллонита в смешаннослоистый минерал.

Иллит в осадках Мексиканского залива распределяется совсем иначе, чем монтмориллонит. Так, максимальные содержания (25—35%) иллита отмечены в прибрежно-мелководной зоне, а минимальные концентрации — против дельты Миссисипи, что почти совпадает с контурами соответствующей полосы максимальных концентраций монтмориллонита. Максимальные концентрации иллита приурочены к областям континентального склона и к той части абиссальной зоны, которая

соответствует области с несколько пониженным содержанием монтмориллонита (до 30—35%).

Не менее ясную связь с выносом рек и течениями, чем каолинит и смешаннослоистый материал, обнаруживает и размещение неразбухающего хлорита (фиг. 31). От устья Миссисипи образуется два характерных языка высоких концентраций хлорита; один из них спускается в абиссальную зону западной половины залива, а второй отодвигается от залива Мобиль циркулярным течением по континентальному склону в юго-восточном направлении. Третья полоса берет начало в центральной абиссальной зоне залива, откуда хлорит сильным течением выносятся через Флоридский пролив в Атлантический океан.

Суммируя итоги всех исследований глинистых минералов донных осадков Мексиканского залива, а частично и его водосборного бассейна, мы можем не только отметить отсутствие генетической связи между отдельными минералами и демонстрировать довольно четкую зависимость их распределения в заливе от выноса рек, а частично и течений, а также подчеркнуть первостепенную роль областей сноса, но и установить более ясную связь тех или иных минералов с размывом определенных формаций, с климатической зональностью и эрозией почвенного покрова и т. п. Так, например, главная масса бентонитового монтмориллонита выносятся р. Миссури. Иллит и неразбухающий хлорит являются продуктом размыва Аппалачей. Поступление большого количества каолинита через залив Мобиль и монтмориллонита, возникшего по слоистым силикатам, обусловлено эрозией почв восточной части водосборного бассейна и т. п.

В размещении глинистых минералов в Мексиканском заливе довольно ясно проступает влияние механической дифференциации в зависимости от размеров частиц и скорости их оседания. Монтмориллонит с минимальными размерами частиц и минимальной скоростью оседания заносится в самые отдаленные и глубоководные абиссальные впадины, что уже неоднократно отмечалось нами как более общая закономерность (Ратеев, 1958а; Ратеев и Осипова, 1958). Иллит тяготеет к более мелководным зонам континентального склона; каолинит концентрируется в областях, более близких к берегу. На долю диагенеза глин остается предположительно образование лишь небольшого количества разбухающего хлорита. Даже изменение и переход почвенного монтмориллонита с базальным рефлексом 12,4 κX в иллит в результате адсорбции калия при солености 20‰ не имеет здесь места, что согласуется с нашими данными по Черному морю и указаниями В. А. Ерошева-Шака (1961) о том, что почвенный монтмориллонит может переходить в иллит лишь при более высокой солености, порядка 33—35‰, как это установлено им для осадков Атлантического океана. Роль механической дифференциации в распределении глинистых минералов в Мексиканском заливе в какой-то степени затушевывается сравнительно небольшой площадью водоема и особенностью его гидродинамики, поскольку влияние струи сильных течений сказывается главным образом лишь в самой юго-восточной его части. В крупных бассейнах, например в Атлантическом океане, она выступает более ярко.

Глава VII

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ В СОВРЕМЕННЫХ МОРЯХ АРИДНОЙ ЗОНЫ (На примере Аральского моря)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Влияние климатического фактора на ассоциацию глинистых минералов весьма ярко вскрывается при сопоставлении осадков гумидных и аридных водоемов. Пользуясь именно таким сопоставлением, Н. М. Страхов (1945, 1949, 1954) весьма четко показал для осадконакопления в целом решающую роль климатического фактора в создании литологического типа осадочных пород, первоначально — на отложениях палеозоя и мезозоя Русской платформы, а позднее и на осадках современных водоемов. Н. М. Страхов указывал, что если колебательные движения земной коры определяют самую возможность осадкообразовательного процесса и его географическую локализацию, то литологический тип осадка и его геохимический облик, зависящий от хода хемогенной седиментации, определяются в первую очередь климатом тех районов, где тектонический фактор «разрешает» седиментацию вообще (1945).

Резкий контраст в условиях седиментации гумидной и аридной зон был показан Н. М. Страховым (1945) на примере древних отложений Русской платформы. В условиях аридного климата верхнего палеозоя он отмечал: ослабление процессов эрозии, сведение до ничтожных количеств подачи обломочного материала с суши и, соответственно, целиком хемогенный или органогенный тип отложений. В противоположность этому, в гумидных условиях мезо-кайнозоя, при том же среднем рельефе платформы, что и в верхнем палеозое, эрозионные процессы усилены, подача обломочного материала с суши гораздо больше, и в эпиконтинентальном море седиментация приобретает существенно терригенный характер.

Климатические условия, по Н. М. Страхову, определяли различный гидрохимический режим водоемов и, как следствие этого, различия в литологическом и геохимическом облике отлагавшихся в них осадков. Отложения аридной зоны верхнего палеозоя Русской платформы, как показал Н. М. Страхов, относятся в подавляющей массе к известнякам, доломитам и гипсам, т. е. к породам хемогенного и органогенного типа, причем кроме доломитов и гипсов развиваются включения ангидрита, магнезита и кремня, спорадически присутствуют каменные соли, повсеместно наблюдаются флюорит (ратовкит) и целестин, обогащенность бором, бромом, литием и т. п. Отложения же гумидной зоны мезо-кайнозоя платформы, наоборот, в подавляющей массе относятся к типу

терригенных пород — песчаникам, мергелям, глинам и т. п., в которых из состава карбонатов целиком исключаются магнезит и доломит, и, как правило, совершенно исчезают сульфаты кальция, флюорит и целестин. Значительным распространением в гумидной зоне пользуются железные руды, глауконит в морских осадках, скопления марганца и фосфора: типично наличие в терригенных осадках ванадия, хрома, никеля, меди, кобальта и др.

С климатическими условиями, как указывает И. И. Гинзбург (1958), связаны также скорость разложения пород и минералов, выноса соответствующих соединений, интенсивность водообмена и другие факторы, играющие исключительно важную роль в генезисе глинистых минералов. Значение климатического фактора в образовании глин отмечают также А. Б. Ронов (Ронов и Хлебникова, 1957), Т. Т. Клубова (1957), В. И. Радушев и А. Г. Кобилев (1958), Ч. М. Халифа-Заде (1957) и другие исследователи.

Однако конкретные данные о глинах засушливых областей весьма малочисленны. Тем более интересно выявить в этих областях комплексы глинистых минералов, начиная, как и в гумидной зоне, со стадии седиментогенеза, включая питание водоема речным осадочным материалом.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ РЕЧНЫХ ВЗВЕСЕЙ СЫР-ДАРЬИ И АМУ-ДАРЬИ

Детальные исследования взвесей Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, выпадающих в бессточный солоноватоводный бассейн — Аральское море, дает возможность проследить поведение взвешенного глинистого материала по пути переноса его реками, а затем в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза в условиях морского осадконакопления — начального этапа аридного литогенеза. Влияние взвесей Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи на процессы осадкообразования в Аральском море частично уже освещалось в работах Н. М. Страхова и Н. Г. Бродской (Страхов и др., 1954), С. М. Юсуповой (1948). Некоторые данные о химическом и гранулометрическом составе взвесей и о терригенных минералах донных осадков были опубликованы нами (Ратеев, Виталь, 1959).

Мы изучали взвешенный сток Сыр-Дарьи по всему ее течению, от слияния Нарына и Кара-Дарьи до Казалинска. В верхнем своем течении эти реки протекают по гористым районам умеренно влажной зоны, затем входят в Ферганскую долину и здесь, западнее Намангана, вливаются в Сыр-Дарью, протекающую до самой дельты по широкой и полого падающей равнине засушливой зоны, сложенной в значительной мере рыхлыми наносами.

Глинистая фракция $< 0,001$ мм, выделенная из речных взвесей, составляет более 10% в расчете на бескарбонатное вещество. Для Сыр-Дарьи у Казалинска она составляет 10,8%, для Аму-Дарьи у Чарджоу — 11,9%. В тонкопелитовой фракции взвесей Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи при помощи рентгенографии, электронной микроскопии, термического и химического анализа установлены следующие глинистые минералы: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, хлорит и волокнистые магнезиальные силикаты типа палыгорскита. Кроме глинистых минералов во фракции $< 0,001$ мм взвеси отмечено наличие свободных гидроокислов железа.

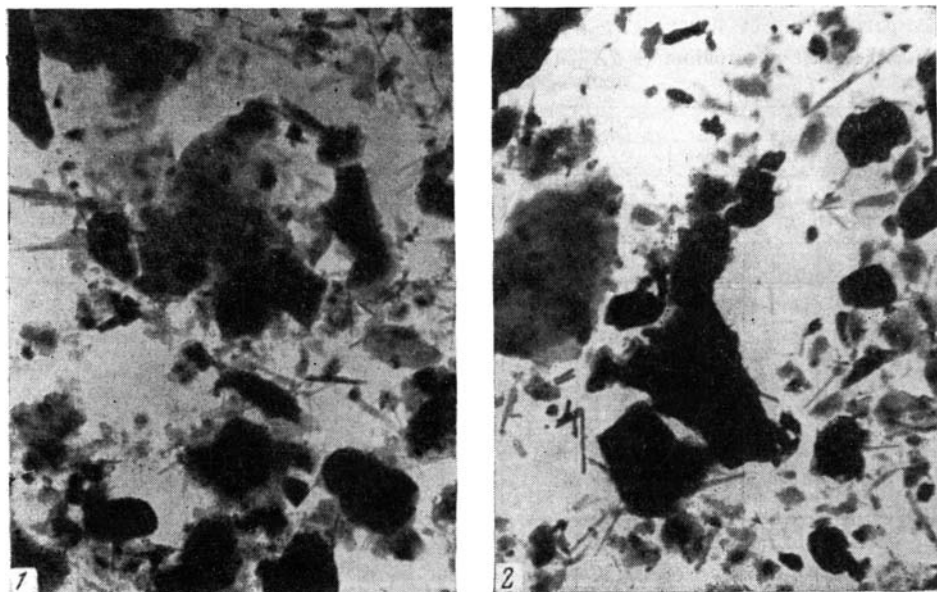
Гидрослюды являются резко преобладающим компонентом тонкой фракции взвесей. Рентгенографически для гидрослюд выявлены рефлексы: 9,64—10,26; 4,81—4,88; 3,81—3,83 kX и рефлекс (060) с $d = 1,49—1,50$ kX (табл. 47), свидетельствующие об их диоктаэдрическом структурном типе. Гидрослюды содержат довольно большое количество K_2O и Na_2O , которое варьирует в них (в сумме) от 5,6 до 6,2%, а в Аму-Дарье достигает 7,52%. Пластинки гидрослюды имеют под электронным

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов речных взвесей аридной зоны (фракция $< 0,001 \text{ мм}$)

Сыр-Дарья										Аму-Дарья			
Ленинабад				Яны-Курган				Казалинск				Чарджоу	
Порошковый препарат				Порошковый препарат		Ориентированный препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат			
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I		
—	—	—	—	—	—	—	—	17,7	2	—	—		
14,2	4	14,2	2	14,2	4	—	—	—	—	14,6	2		
9,90	4	9,64	4	9,72	4	10,10	9	10,10	9	10,26	4		
7,03	2	—	—	7,11	4	7,17	2	7,17	2	7,03	4		
6,71	4	6,71	2	—	—	—	—	—	—	6,27	2		
—	—	5,75	2	—	—	—	—	—	—	5,56	2		
5,38	2	—	—	—	—	5,02	6	5,02	6	—	—		
4,81	4	4,88	4	4,85	4	—	—	—	—	4,87	6		
—	—	—	—	4,51	2	—	—	—	—	4,47	8		
4,37	6	4,39	4	4,36	4	4,36	4	4,36	4	4,30	2		
4,16	2	4,13	2	4,13	4	4,13	4	4,13	4	4,17	2		
4,81	2	3,83	2	3,83	2	—	—	—	—	3,83	2		
3,62	4	3,57	6	3,61	6	3,57	2	3,57	2	3,63	8		
3,43	8	3,40	6	3,46	4	—	—	—	—	3,46	4		
3,28	4	3,28	10	3,30	10	3,34	10	3,34	10	3,28	6		
3,12	10	3,16	4	3,14	6	—	—	—	—	—	—		
2,94	4	—	—	2,96	2	—	—	—	—	2,98	4		
2,79	2	2,79	4	2,81	6	2,81	6	2,81	6	2,81	4		
2,53	8	2,54	8	2,57	8	—	—	—	—	2,55	10		
2,41	10	2,40	4	2,42	2	—	—	—	—	2,44	4		
2,36	2	—	—	2,36	2	—	—	—	—	2,37	4		
2,24	4	—	—	2,24	2	2,24	2	2,24	2	2,25	4		
2,17	2	—	—	2,18	2	—	—	—	—	2,17	2		
2,11	2	2,11	4	2,07	6	—	—	—	—	2,11	2		
1,96	2	1,95	8	1,98	8	1,99	—	1,99	2	1,98	4		
1,86	4	1,82	2	—	—	—	2	—	—	1,87	2		
1,79	2	1,79	6	1,80	8	—	—	—	—	1,80	6		
1,70	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1,71	2		
1,67	2	—	—	1,68	2	1,665	5 p	1,665	5 p.	—	—		
1,64	2	1,63	6	1,64	2	—	—	—	—	1,64	2		
1,55	2	—	—	1,58	4	—	—	—	—	1,58	2		
1,53	2	1,52	6	1,53	8	1,53	8	1,53	8	1,53	4		
1,49	4	1,49	6	1,50	6	1,50	6	1,50	6	1,49	4		
1,36	2	1,36	4	—	—	1,36	2	1,36	2	1,36	4		

микроскопом изометричную форму. Монтмориллонит составляет наиболее тонкодисперсную часть взвеси; он обнаруживается по диффузным рефлексам 14,2—14,6 kX , сдвигающимся к 17,7 kX после насыщения глицерином, и по эндотермическим эффектам в интервале 615—630 и 850—870° на кривых нагревания. Каолинит во взвеси присутствует в виде примеси и обнаруживается по базальным рефлексам 7,03—7,17; 4,17; 3,57—3,63 kX и др., а также по гексагональному облику пластинок под электронным микроскопом.

Хлориты магнезиально-железистого ряда диагностируются по базальному рефлексу (003) от 4,71 до 4,78 kX (табл. 49) и экзотермическому эффекту в интервале 740—760°.



Фиг. 33. Электронномикроскопические снимки глинистых минералов взвесей р. Сыр-Дарья, фракция $< 0,001$ мм, увел. 12 500
1 — Яны-Курган, обр. 15; 2 — Туркестан, обр. 17

Магнезиальные силикаты, выявленные при карбонатных анализах взвеси по избыточному MgO , обнаружены также и под электронным микроскопом — в виде тончайших волокон, обычно характерных для палыгорскитов (фиг. 33). Все кривые нагревания взвесей имеют четко выраженную эндотермическую остановку при $360-385^\circ$, которая здесь связана, как показывает петрографический анализ, с более крупной алевритовой фракцией, с наличием лимонита и магнетита. При сравнении тонкой фракции взвесей разных участков реки привлекает внимание исключительное однообразие ее свойств. Особенно ярко это одно-

Т а б л и ц а 48

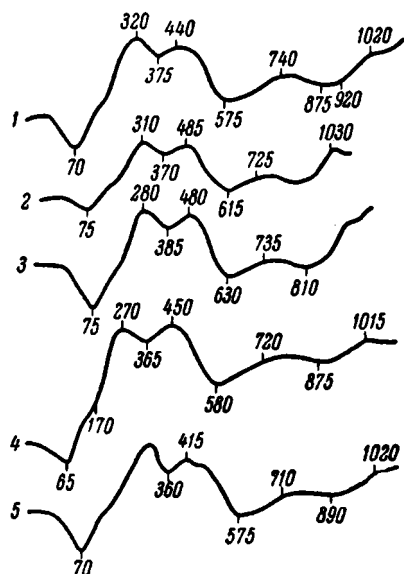
Химический состав (в %) речных взвесей аридной зоны (фракция $< 0,001$ мм)

Компоненты	Сыр-Дарья				Аму-Дарья
	Туркестан	Яны-Курган	Кзыл-Орда	Казалинск	Чарджоу
SiO_2	53,09	53,47	52,73	53,56	54,69
Al_2O_3	21,98	21,37	22,08	22,11	20,87
TiO_2	0,96	0,99	0,93	0,97	0,93
Fe_2O_3	5,77	5,97	6,16	5,85	5,40
CaO	0,71	0,82	0,81	0,60	1,22
MgO	2,34	2,06	1,98	2,01	1,80
K_2O	4,85	5,40	5,14	4,85	6,05
Na_2O	0,82	0,80	0,78	0,78	1,47
Потери при прокаливании	8,61	8,62	9,12	8,45	7,42
С у м м а	99,13	99,50	99,73	99,18	99,85
H_2O^+	3,00	3,56	2,74	3,04	2,46

родность выявляется химическим анализом тонкой фракции (табл. 48), который во взвесах среднего и нижнего течения Сыр-Дарьи (Туркестан, Яны-Курган, Кызыл-Орда, Казалинск) показал незначительные колебания в содержании всех компонентов, часто близкие к пределам аналитических ошибок.

Об отсутствии каких-либо резких или заметных изменений в составе тонкой фракции взвесей из разных участков Сыр-Дарьи свидетельствует также идентичность кривых нагревания (фиг. 34) и комплекса дифракционных линий рентгенограмм. Слабые вариации интенсивностей соответствующих рефлексов указывают лишь на небольшие количественные изменения примесей каолинита, хлорита, палыгорскита и частично монтмориллонита, но основной компонент — гидрослюда — и ее кристаллическая диоктаэдрическая структура остаются, в сущности, совершенно неизменными в взвесах, собранных по всему руслу Сыр-Дарьи, от верховьев реки у Ферганской долины и почти до самого Аральского моря. Гидрослюдистая ассоциация глинистых минералов с небольшой примесью монтмориллонита, каолинита, хлорита и палыгорскита сочетается здесь с полимиктовым составом терригенных минералов донных осадков, указывающим на слабое химическое выветривание на водосборе.

Сравнительно малая выщелоченность гидрослюда из речных взвесей, отличающихся несколько повышенным содержанием K_2O также является, по-видимому, признаком влияния начального этапа аридного литогенеза, с его ослабленным химическим разложением минералов на водосборных площадях аридной зоны. Вследствие того же процесса происходит и активизация магния в почвенном покрове аридной зоны, что обуславливает возникновение магнезиальных силикатов типа палыгорскита в пустынных почвах типа солончаков и takyров, с последующим вымыванием их в речные воды. Осадки takyровых высыхающих озер с полной раскристаллизацией в них всего состава солей казались наиболее благоприятными для возникновения магнезиальных силикатов. Для проверки этого предположения в Центральные Кызыл-Кумах по нашей просьбе О. И. Зеленовой был собран ряд проб осадков высохших takyровых озер, в которых под электронным микроскопом нами обнаружено заметное количество волокнистых магнезиальных силикатов. Частично эти минералы могли поступать во взвеси Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи за счет переотложения из более древних пород, в которых, в пределах водосбора данных рек, отмечаются, по литературным данным, находки палыгорскитов. Каков бы ни был в данном случае источник магнезиальных силикатов, мы должны подчеркнуть тот весьма интересный факт, что на начальном этапе аридного литогенеза, как показывает минералогическое изучение взвесей, все глинистые минералы включая даже малоустойчивый палыгорскит, прекрасно сохраняются в речной среде при переносе на расстояние в тысячи километров и вносятся, как и другие аллотигенные компоненты, в морской водоем, попадая затем в его осадки.



Фиг. 34. Термограмма взвесей р. Сыр-Дарьи, фракция $<0,001$ м.м.

1 — Пунган; 2 — Ленинград; 3 — Кызыл-Орда; 4 — Яны-Курган; 5 — Казалинск

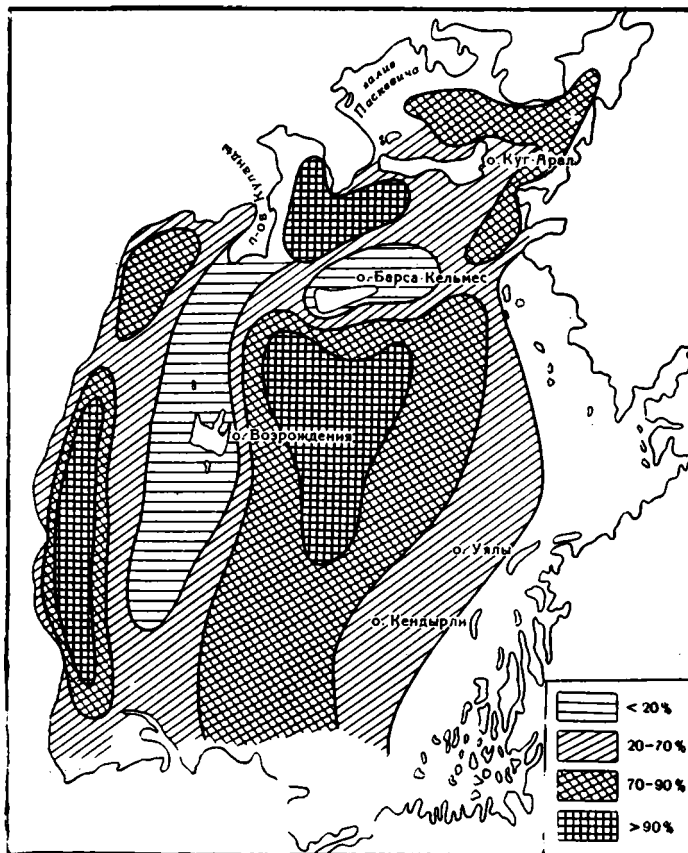
Комплекс терригенных минералов взвеси ввиду малых размеров зерен определен лишь в одном пункте — у Пунгана. В составе этих минералов, по исследованиям Л. В. Токарева, отмечается высокое содержание малоустойчивых эпидота (21,8%) и роговой обманки (18,2%). Содержание устойчивых минералов — граната, сфена, корунда и циркона резко понижено и составляет немногим более 1%. Одновременно наблюдается весьма резкая обогащенность рудными минералами — лимонитом и магнетитом, что указывает на миграцию железа в значительной мере в форме взвеси. Легкая фракция взвеси сложена кварцем и полевым шпатом, примерно в равных количествах (около 20% каждого), обломками пород и выветрелыми зернами. Иногда присутствует биотит, обычно в незначительном количестве (0,2—0,3%), изредка возрастающим до 2,9 и даже 6%. Близость минералогического состава взвешенных и русловых наносов, а также обогащенность взвеси магнетитом, сфеном и роговой обманкой были отмечены С. М. Юсуповой (1948) для участка Сыр-Дарьи устья р. Чирчик.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Состав глинистых минералов и характер распределения их в Аральском море интересен в связи с его географическим положением и рядом особенностей осадкообразования. Оно, как известно, расположено в засушливой зоне, с очень малым количеством атмосферных осадков, порядка 82—104 мм в год (Бродская, 1949, 1952, 1954). Замкнутость и бессточность водоема облегчают выявление характера распределения по площади бассейна поступающего в него из рек взвешенного глинистого материала. Кроме того, бассейн Аральского моря интересен своей принадлежностью к начальному этапу аридного литогенеза, с характерной терригенно-карбонатной морской фацией осадконакопления и речным питанием еще в значительной мере за счет гумидной зоны (вертикальная климатическая зональность горных сооружений Тянь-Шаня).

Аральское море относится, как известно, к внутриконтинентальным, сравнительно небольшим морским бассейнам, общей площадью (включая острова) 66 488 км². Оно весьма мелководно — максимальные глубины до 68 м. Наибольшее количество атмосферных осадков выпадает в апреле, что обусловлено таянием снегов и поступлением дождей вод. Испаряемость значительно превышает выпадение осадков. Согласно Л. С. Бергу (см. Бродская, 1952), за 15 лет в районе Казалинска испарилось 13,3 м осадков, а выпало только 1,8 м. В западной части моря имеется несколько впадин с глубинами более 40 м (район станций 96—121, 69 и 35—41). Мелководная зона с серией островов (Лазарева, Беллинсгаузена и Возрождения) протягивается в меридиональном направлении до п-ова Куланды и разделяет Аральское море на две части: более глубоководную западную и более мелководную восточную. Рельеф дна восточной части, расположенной южнее о-ва Барса-Кельмес, более спокойный, постепенно понижающийся от восточных берегов к центру, с широкой и мелководной зоной взмучивания. В центральной части водоема (ст. 114) отмечается небольшая застойная халистатическая зона.

В водном балансе Аральского моря значительную роль играют воды Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, поступающие в общий поток, движущийся по направлению часовой стрелки. В этом циркулярном потоке выделяются три наиболее крупные ветви: первая движется с севера на юг вдоль мелководного восточного побережья; вторая направляется с юга на север вдоль западного глубоководного побережья; третья — проходит также почти меридионально с юга на север восточнее о-ва Возрождения. Ветровые волнения в пределах восточной, мелководной части Аральского моря, с глубинами 15 м, всюду достигают дна и, следовательно, могут



Фиг. 35. Схема распределения пелитовых частиц в осадках Аральского моря (в % от нерастворимого остатка)

существенно влиять на механическую дифференциацию глинистых минералов.

Для солевого состава вод Аральского моря характерно значительное содержание сульфатов и карбонатов и пониженное — хлоридов, что отличает его не только от морей с нормальной соленостью, но и от замкнутых бассейнов типа Каспия. Основными солевыми компонентами вод Аральского моря являются NaCl , MgSO_4 и CaSO_4 . Общая соленость вод без зоны дельт 9—10%, в зоне дельт она понижается до 1—2%. По данным Н. Г. Бродской, рН морских вод варьирует от 8,0 до 8,3, уменьшаясь на глубинах 40 м до 7,6—7,8. Щелочной резерв изменяется от 2,6 до 3,12 мг·экв. Морская вода повсюду пересыщена CaCO_3 , а при температуре 30° насыщение в 2,5 раза выше нормального. Вся толща вод Аральского моря насыщена кислородом. Содержание CO_2 в морской воде вследствие влияния речных вод варьирует в пределах 250—1000 мг/м³, образуя максимум в предустьевых зонах моря. Распределение пелитовой фракции в осадках Аральского моря (по данным Н. Г. Бродской) показано на фиг. 35.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Для изучения донных осадков Аральского моря нам были предоставлены образцы, собранные Н. Г. Бродской во время экспедиции на э/с «Лев Берг». В тонкопелитовой фракции этих осадков нами обнаружены

следующие минералы: гидрослюда, монтмориллонит. Mg-силикат типа палыгорскита, каолинит и хлорит.

Гидрослюда, являясь главным компонентом глинистой фракции, представлена здесь двумя разновидностями: 1) хорошо окристаллизованной и 2) деградированной. Первая разновидность наряду с резкостью контуров чешуек под электронным микроскопом и рефлексам рентгенограмм (табл. 49) отличается показателем преломления $N_{ср} = 1,590$. Деградированные гидрослюды более дисперсны, частички их имеют под электронным микроскопом расплывчатые контуры, для них характерны значительно меньшее совершенство кристаллической решетки и пониженный показатель преломления — $N_{ср} = 1,552$.

Монтмориллонит отмечается рентгенографически во многих пробах донных осадков по типичным его базальным рефлексам, 14,2—15,4 kX , с набуханием после насыщения глицерином до 17,8 kX (табл. 50).

Присутствие магнезиальных силикатов типа палыгорскита в карбонатных илах Аральского моря первоначально выявлено по данным химических анализов (табл. 51), которые показали до 2% силикатного MgO.

Электронномикроскопические исследования донных осадков Аральского моря и взвесей Сыр-Дарьи показали тонковолокнистую форму магнезиальных силикатов, обычно свойственную палыгорскитам (фиг. 36). Тончайшие волокна палыгорскита обнаружены в 14 пробах илов Аральского моря.

Каолинит устанавливается в донных осадках Аральского моря по комплексу его базальных рефлексов — 7,07—7,45; 3,59—3,58 kX (табл. 50). Оптически в иммерсионных препаратах, преимущественно во фракции крупного пелита (0,01—0,001 мм), наличие каолинита особенно четко выявлено в дельтовых пробах, в устьях Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи. По замерам с монохроматором псевдогексагональные чешуйки его имеют здесь: $Ng' = 1,564$; $Np' = 1,558$; $Ng' - Np' = 0,006$. Нередко псевдогексагональные пластинки каолинита хорошо различимы под электронным микроскопом.

Хлорит четко устанавливается рентгенографически по рефлексам 13,1; 6,71—7,05; 4,64—4,78 kX , не исчезающим, а наоборот, усиливающимся после прокаливании при 600° (табл. 49).

В тонкопелитовой фракции было определено химическим путем по методу Э. С. Залиманзон, после удаления карбонатов 2%-ной HCl без нагревания, содержание кварца и аморфной SiO₂. Как видно из табл. 52, содержание тонкодисперсного кварца во фракции < 0,001 мм донных осадков не достигает 4%, а аморфная SiO₂ в форме диатомовых водорослей несколько обогащает тонкую фракцию (до 8%) по сравнению с натуральными осадками, в которых, по данным Н. Г. Бродской (1952), свободный кремнезем редко достигает 6%. В составе тонкопелитовой фракции (табл. 52) привлекают внимание очень высокое содержание окисного железа, присутствующего частично в свободной форме, высокий процент MgO, связанный с хлоритами, и большое количество K₂O, входящего в состав гидрослюдистых минералов.

О пространственной локализации ассоциаций глинистых минералов на площади водоема дает представление схема их размещения в верхнем слое донных осадков Аральского моря (фиг. 37).

Как показывают схемы распределения гидрослюды, монтмориллонита (фиг. 37) и палыгорскита (фиг. 38), а также содержания K₂O во фракции < 0,001 мм (табл. 53), в пространственном обособлении глинистых минералов можно подметить ряд характерных черт. Гидрослюда, весьма обильные во всех изученных пробах донных осадков, составляют как бы общий фон, на котором удается различить локализацию

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов гидрослюдисто-хлоритовых осадков Аральского моря
(порошковые препараты, фракция $< 0,001$ мм)

Станция 131		Станция 64		Станция 73		Станция 26		Станция 66		Станция 18а	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
8	13,1	4	13,1	8	13,1	8	13,0	8	13,0	8	13,1
8	9,63	8	9,63	6	9,84	4	9,94	6	10,10	6	9,86
2	6,94	2	6,94	6	6,71	4	6,86	4	7,05	4	6,83
4	4,65	4	4,65	6	4,78	4	4,71	4	4,75	6	4,64
8	4,41	8	4,41	10	4,35	—	—	6	4,50	8	4,37
—	—	—	—	—	—	6	4,29	—	—	—	—
4	4,09	4	4,09	4	4,09	4	4,10	—	—	—	—
2	3,82	2	3,82	4	3,80	2	3,75	—	—	—	—
2	3,62	2	3,62	2	3,57	4	3,58	—	—	—	—
4	3,43	4	3,43	4	3,43	4	3,46	—	—	4	3,61
10	3,27	10	3,27	10	3,23	10	3,25	8	3,32	10	3,27
2	3,16	2	3,16	2	3,11	4	3,14	—	—	4	3,14
4	2,98	4	2,98	2	2,95	2	2,95	8	3,01	2	2,95
2	2,80	4	2,80	4	2,78	4	2,77	2	2,85	6	2,80
6	2,55	10	2,55	10	2,51	8	2,52	4	2,56	10	2,55
2	2,43	2	2,43	2	2,40	2	2,43	4	2,47	2	2,43
2	2,32	4	2,32	4	2,32	2	2,34	2	2,36	2	2,35
6	2,26	2	2,26	2	2,23	4	2,22	2	2,27	—	—
—	—	—	—	2	2,15	2	2,15	—	—	—	—
4	1,98	4	1,98	4	2,08	2	2,09	2	2,07	2	2,11
4	1,85	—	—	5	1,95	6	1,96	6	1,97	4	1,98
2	1,80	4	1,80	4	1,78	4	1,86	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,68	2	1,79	4	1,81	4	1,80
2	1,64	6	1,64	6	1,63	2	1,67	2	1,66	2	1,68
4	1,58	—	—	—	—	5	1,64	—	—	5	1,63
2	1,52	4	1,52	4	1,52	—	—	—	—	2	1,59
4	1,49	4	1,49	4	1,48	4	1,52	2	1,50	4	1,52
—	—	—	—	8	1,48	6	1,48	—	—	6	1,49
2	1,35	2	1,35	2	1,43	2	1,43	—	—	2	1,43
—	—	—	—	2	1,35	4	1,36	2	1,35	2	1,36
—	—	—	—	4	1,28	2	1,28	4—2	1,29	2	1,28
2	1,24	—	—	2	1,24	2	1,23	—	—	2	1,24

Межплоскостные расстояния (в λX) и интенсивности рефлексов гидрослюдисто-монтмориллонитовых осадков Аральского моря (фракция $<0,001 \text{ м.м}$)

Станция 114						Станция 31				Станция 103						Станция 87		Станция 102		Станция 76		Станция 17		Станция 33		Станция 12		Станция 41		
Порошковый препарат		Ориентированный препарат		Насыщенный глициерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глициерином препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глициерином препарат		Обработанный КОН препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
—	—	—	—	5	17,8	—	—	6	17,8	—	—	5	17,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
8	15,0	3	14,2	8	10,00	8	15,1	2	—	8	14,2	—	—	—	—	4	14,4	8	14,4	8	15,4	8	14,8	8	14,7	10	14,4	—	—	
8	10,10	8	10,00	8	10,00	2	9,04	2	10,00	6	9,98	6	10,00	5	10,07	6	10,60	6	9,80	4	10,63	4	10,46	6	10,20	—	—	—	—	
6	7,07	9	7,17	8	7,17	5	6,81	2	7,08	3	7,40	2	7,20	6	7,12	6	7,25	6	6,89	2	7,45	4	7,19	4	7,08	4	7,03	6	7,45	
—	—	—	—	—	—	5	6,64	—	—	4	6,71	—	—	—	—	—	—	6	6,87	—	—	2	6,56	—	—	—	—	—	—	
6	5,04	5	5,0	5	5,01	—	—	2	5,00	4	4,85	3	4,97	1	5,10	6	4,95	6	4,87	2	5,09	2	5,01	2	5,07	4	4,91	5	4,95	
10	4,52	2	4,76	—	—	5	4,69	4	4,70	8	4,37	6	4,48	6	4,47	4	4,50	10	4,46	8	4,54	8	4,48	6	4,52	5	4,44	10	4,46	
—	—	—	—	—	—	10	4,28	—	—	2	4,12	2	4,12	—	—	2	4,19	4	4,19	—	—	4	4,31	—	—	—	—	—	—	
4	3,77	—	—	—	—	2	3,74	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3,70	4	3,66	2	3,70	4	3,73	4	3,66	2	3,66	—	—	
2	3,58	7	3,58	6	3,58	2	3,57	2	3,57	4	3,59	3	3,57	6	3,55	2	3,53	5	3,52	2	3,53	5	3,54	4	3,56	4	3,53	2	3,53	
10	3,40	10	3,34	9	3,34	6	3,34	5	3,34	4	3,35	3	3,34	10	3,34	10	3,36	10	3,32	10	3,38	10	3,36	10	3,34	6	3,35	4	3,34	
4	3,25	—	—	—	—	8	3,26	—	—	10	3,25	—	—	—	—	4	3,18	4	3,18	2	3,21	5	3,23	4	3,21	—	—	—	—	
4	3,05	—	—	—	—	4	3,07	—	—	6	3,10	—	—	—	—	10	3,02	4	3,03	4	3,05	5	3,05	4	3,01	2	3,01	—	—	
4	2,90	2	2,86	3	2,87	2	2,89	2	2,88	4	2,80	—	—	—	—	4	2,83	2	2,87	2	2,86	4	2,87	2	2,82	2	2,82	2	2,85	
10	2,61	—	—	—	—	10	2,53	—	—	10	2,53	8	2,55	9	2,54	6	2,57	2	2,66	8	2,57	10	2,57	6	2,62	6	2,59	8	2,57	
4	2,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	2,55	—	—	—	—	4	2,46	—	—	—	—	—	—	
4	2,29	—	—	—	—	4	2,30	—	—	2	2,32	—	—	—	—	2	2,38	2	2,37	8	2,39	4	2,29	2	2,38	2	2,31	2	2,34	
—	—	—	—	—	—	2	2,14	—	—	2	2,16	—	—	—	—	6	2,27	2	2,26	4	2,28	2	2,21	4	2,27	—	—	—	—	
2	2,11	—	—	—	—	2	2,07	—	—	2	2,08	—	—	—	—	2	2,19	2	2,18	—	—	2	2,08	2	2,07	—	—	—	—	
5	1,99	6	1,99	6	1,99	4	1,96	4	1,97	6	1,96	5	1,99	5	1,99	2	1,99	4	1,98	2	2,01	6	1,99	4	1,99	2	1,99	2	1,98	
2	1,87	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,91	2	1,90	2	1,90	2	1,88	2	1,90	—	—	—	—	
4	1,83	—	—	—	—	4	1,78	—	—	4	1,79	—	—	—	—	2	1,81	4	1,81	2	1,83	5	1,81	4	1,81	2	1,76	2	1,81	
2	1,67	5	1,65	5	1,65	2	1,67	—	—	2	1,69	4	1,65	4	1,65	2	1,66	2	1,65	4	1,65	4	1,66	2	1,69	2	1,65	2	1,64	
2	1,60	—	—	—	—	4	1,63	4	1,63	4	1,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,65	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	4	1,52	—	—	4	1,52	4	1,52	5	1,53	2	1,54	2	1,54	4	1,52	4	1,54	4	1,53	—	—	—	—	
8	1,51	6	1,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,50	6	1,50	4	1,50	6	1,50	5	1,50	—	—	—	—	
2	1,43	—	—	—	—	7	1,48	6	1,49	6	1,48	6	1,48	8	1,49	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6-4	1,49	6	1,49	—	—
4	1,38	—	—	—	—	4	1,36	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,37	2	1,37	2	1,38	3	1,37	4	1,37	—	—	4	1,37	
2	1,30	—	—	—	—	2	1,29	—	—	—	—	—	—	5	1,29	2	1,29	2	1,29	4	1,29	2	1,29	2	1,29	—	—	2	1,29	

Химический состав (в %) карбонатной части донных осадков Аральского моря

Пункт отбора	Нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	Силикатный MgO
Северное побережье, залив Сары-Чеганек, станция 4	64,10	6,13	12,41	2,05	10,38	95,07	22,15	1,23	1,46
Восточное побережье к северу от о-ва Касперкулан, станция 44 . . .	67,21	7,31	10,57	1,87	8,26	95,22	18,86	—	1,78

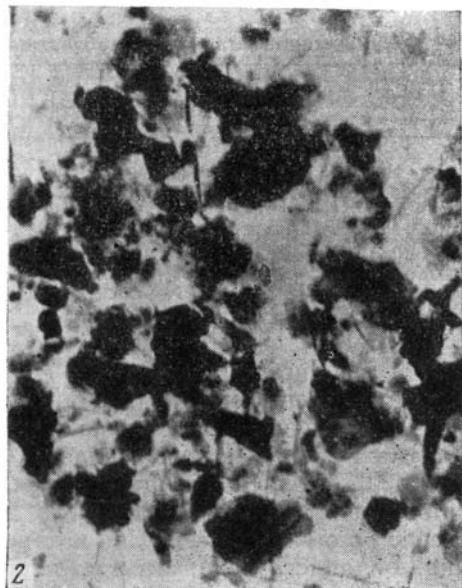
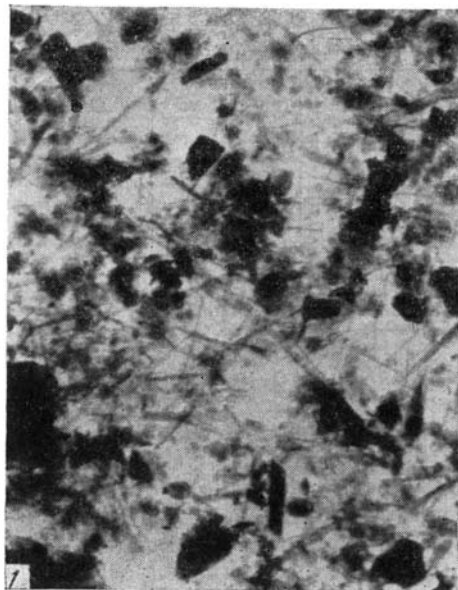
других глинистых минералов. Но несмотря на это некоторую количественную оценку их распределения можно дать по содержанию K₂O во фракции тонкого пелита и по интенсивности их рефлексов на рентгенограммах. Максимальное содержание гидрослюда и, соответственно, K₂O (3,2—4,1%) наблюдается в прибрежной, мелководной зоне взмучивания на обширном пространстве морского дна от устья Сыр-Дарьи на севере до о-ва Толмачева на юго-востоке и до гряды островов Возрождения, Беллинсгаузена, Лазарева на западе. Центральная депрессионная зона моря и небольшая по площади депрессия у западного побережья отличаются средним содержанием гидрослуд (K₂O 2,8—2,9%), а осадки северных заливов (о-в Чернышева, Тше-Бас, Паскевича) — минимальным количеством гидрослуд (K₂O 2,2—2,7%). Таким образом, на схеме видно, что минимум гидрослуд или пониженное их содержание наблюдаются в депрессионных халистатических зонах.

Таблица 52

Химический состав (в %) донных осадков Аральского моря (фракция < 0,001 мм)

Компоненты	Северное побережье, залив Сары-Чеганек, станция 4	Восточное побережье к северу от о-ва Каскер-Кулак, станция 44
SiO ₂	45,14	46,05
Al ₂ O ₃	23,06	20,81
TiO ₂	0,80	0,98
Fe ₂ O ₃	7,54	7,91
FeO	2,07	1,64
CaO	0,31	0,49
MgO	3,86	3,30
K ₂ O	4,90	3,94
Na ₂ O	0,31	1,55
H ₂ O ⁺	7,31	6,18
H ₂ O ⁻	4,70	7,15
С у м м а	100,00	100,00
SiO ₂ кварца . . .	3,64	3,38
SiO ₂ аморфная . .	5,84	7,92

Обратная локализация обнаруживается у наиболее дисперсного монтмориллонита. Он дает четкий максимум в центральной, наиболее удаленной от берегов зоне, в небольшой халистазе у западного побережья и во всех наиболее глубоководных осадках северных заливов. Кроме того, монтмориллонит улавливается в осадках дельтовой зоны



Фиг. 36. Электронномикроскопические снимки палыгорскитовых илов Аральского моря, фракция $< 0,001$ мм, увел. 10 000.

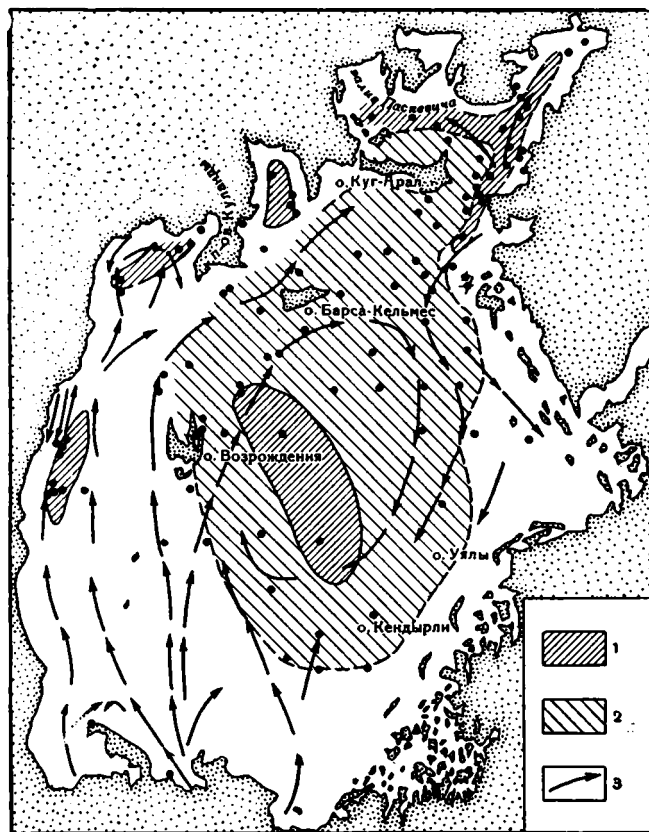
1 — станция 105; 2 — станция 4

Сыр-Дарьи, питающей тонким глинистым материалом заливы Сары-Чеганак и Паскевича. Четкость локализации монтмориллонита в халистазах и его ассоциация с наиболее тонкими осадками усиливаются здесь мелководностью моря и малым количеством монтмориллонита, частицы которого могут неоднократно взмучиваться и, не агрегируясь целиком, заноситься в халистатические зоны.

Еще более ясную связь с гидродинамикой обнаруживает распределение магнезиального силиката типа палыгорскита по площади Аральского моря. Его повышенные концентрации образуют как бы три струи, или полосы. Первая начинается от самого устья Сыр-Дарьи и протягивается в центральную часть моря, включая почти всю халистатическую зону. Вторая полоса палыгорскита протягивается через всю халистатическую зону западного побережья, заканчиваясь в заливе Чернышева на севере. Наконец, третья, малая полоса протягивается от устья Сыр-Дарьи в залив Сары-Чеганак. В заливах Тше-Бас и Паскевича, как и на остальной площади моря, содержание палыгорскита незначительно. В распределении каолинита отмечается более заметная его приуроченность к осадкам дельты Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи (особенно во фракции крупного пелита), хотя под электронным микроскопом отдельные его гексагоны хорошо заметны и в пробах типичных морских осадков. В распределении хлорита пока нельзя отметить каких-либо особенностей. Он в виде небольшой, но постоянной примеси присутствует почти во всех изученных пробах.

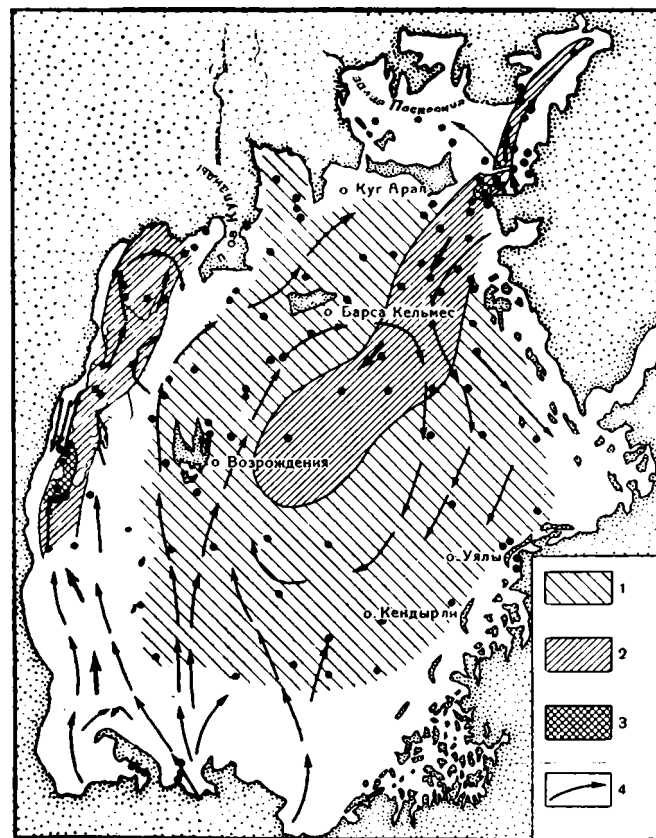
Чем же объясняется подобное распределение глинистых минералов в осадках данного водоема?

Разгадку источника глинистых минералов в тонкой фракции морских осадков Аральского водоема дает нам сопоставление их комплекса с ассоциацией речных взвесей. Весьма знаменательно, что последние содержат фракцию $< 0,001$ мм в количестве более 10%, с совершенно тем же набором минеральных видов, при тех же примерно количественных соотношениях, что и в морских осадках. Гидрослюды в речных взве-



Фиг. 37. Схема распределения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков Аральского моря, фракция $<0,001$ мм.

1 — гидрослюды и монтмориллонит; 2 — гидрослюды; 3 — направление течений



Фиг. 38. Схема распределения палыгорскита в верхнем слое донных осадков Аральского моря, фракция $<0,001$ мм;

1 — минимальное содержание; 2 — среднее содержание; 3 — максимальное содержание; 4 — направление сноса

Содержание (в %) K_2O и Na_2O во фракции $<0,001$ мм верхнего слоя донных осадков Аральского моря (данные пламенной фотометрии)

Номер станции э/с «Лев Берг»	K_2O	Na_2O	Номер станции э/с «Лев Берг»	K_2O	Na_2O
12	2,63	0,27	66	2,16	0,69
17	4,06	0,61	73	2,89	0,34
18 _a	3,38	0,61	76	3,46	0,77
26	3,26	0,51	87	2,88	0,54
31	2,23	0,34	102	2,84	0,59
33	3,56	1,12	113	2,89	0,51
41	2,29	0,22	114	4,04	1,47
64	3,40	0,55	131	3,60	0,74

сях и морских осадках — одинакового диоктаэдрического структурного типа, а монтмориллонит имеет идентичную генетическую природу по слоистым силикатам (слюдам и гидрослюдам). Распределение монтмориллонита в море хорошо коррелируется со схемой разноса пелитовых частиц (Бродская, 1949) и практически не связано ни с планом размещения в Аральском море фациальных типов осадков, ни со схемой распределения карбонатов.

Почти аналогично ведет себя и палыгорскит. Он также не обнаруживает связи ни с общей карбонатностью осадков (табл. 54), ни с петрографическими типами последних. Все это, бесспорно, приводит лишь

Таблица 54

Соотношение количества палыгорскита с карбонатностью верхнего слоя донных осадков Аральского моря

Номер станции э/с «Лев Берг»	Петрографический тип осадка	Количество палыгорскита по данным электронной микроскопии (число волокон)	Содержание $CaCO_3$ в %
31	Глина слабоизвестковистая	3	7,2
12	Глина	4	4,1
87	Глина	15	2,8
33	Глина известковистая	16	22,9
26	Глина	17	8,5
72	Мергель	18	21,4
64	Алеврит известковистый	20	20,1
102	Мергель	25	19,5
41	Глина	25	5,4
105	Мергель	60	25,5
103	Мергель	70	17,8
21	Глина известковистая	60	12,5
17	Глина известковистая	30	13,1
130	Глина бескарбонатная	20	Нет

к одному выводу, — что все без исключения обнаруженные здесь глинистые минералы морских осадков имеют аллотигенное происхождение. Такой генезис их здесь вполне закономерен, если учесть бессточность данного водоема и питание его двумя громадными реками с обилием в них глинистой взвеси в течение большей части года.

Гидрослюды и монтмориллонит поступают в Аральское море как из холодной умеренно влажной высокогорной области Тянь-Шаня, питающей Сыр-Дарью и Аму-Дарью, так и из пустынной засушливой зоны, особенно из той ее области, где развиты солончаки, с которыми, по данным почвоведов, обычно ассоциирует монтмориллонит. В бассейн Сыр-Дарьи некоторую часть монтмориллонита, возможно, поставляют солончаковые почвы Голодной степи.

Магнезиальные силикаты аутигенного происхождения отмечены Н. М. Страховым (1954) в содовых озерах Кулундинской степи и Э. С. Залманзон (1951) в доломитных илах оз. Балхаш. В Аральском же море, в условиях начального этапа аридного литогенеза, при терригенно-карбонатном характере осадконакопления, при ничтожной роли $MgCO_3$ и полном отсутствии в нем доломитообразования, при наличии палыгорскита в речных взвесах и при характерных особенностях распределения последнего в водоеме в зависимости от гидродинамики, — генезис магнезиальных силикатов несомненно аллотигенный. Источником палыгорскита являются здесь главным образом размываемые осадки высохших такыровых озер, в которых, как уже указывалось, обнаружены (в образцах О. И. Зеленовой) нами волокна магнезиальных силикатов.

Типичным признаком переотложения (унаследования), характерного, по Н. М. Страхову, для начального этапа аридного литогенеза, является нахождение каолинита в осадках Аральского моря. В распределении каолинита по водоему обнаруживается и еще одна интересная деталь — относительно небольшое обогащение им дельтовой зоны и некоторое уменьшение его содержания в центральной части, что обусловлено механической дифференциацией его частиц и преимущественным их осаждением на контакте с морской водой, в соответствии с максимальными скоростями его оседания в ней (Whitehouse, Jeffry, 1955).

Значительная роль механической дифференциации в распределении по дну водоема не только терригенных, но даже глинистых, а частью и карбонатных минералов в этом случае весьма закономерна, поскольку, согласно данным Н. М. Страхова (1960, 1962) в начальный этап аридного литогенеза еще сохраняется, как и в гумидной зоне, значительное влияние этого процесса на характер осадконакопления в целом.

Таким образом, анализ видового состава и пространственного размещения глинистых минералов в верхнем слое осадков современных морских бассейнов аридной зоны, как и гумидных областей, не обнаруживает каких-либо достоверных признаков аутигенного их происхождения, а с полной несомненностью указывает на теснейшую связь с глинистой фракцией речных взвесей и с механической дифференциацией по площади водоемов в соответствии с размерами частиц, скоростью оседания и величиной порога коагуляции. На пространственных схемах распределения глинистых минералов обычно легко улавливаются особенности их локализации, зависящие от направления течений, рельефа дна, расположения речной сети и степени химического разложения пород на водосборе, абразии берегов, переотложения и унаследования.

На тех же схемах, как правило, не удается вскрыть какой-либо корреляции комплекса глинистых минералов с гидрохимическим режимом водоемов, с карбонатностью или с фациально-петрографическими типами пород, не считая гранулометрии. Поэтому в стадию седиментогенеза большинство глинистых минералов, поступающих в морские бассейны (за исключением вулканогенного, пеплового материала основного состава и, может быть, монтмориллонитов по слоистым силикатам, попадающих в океанические бассейны с малой скоростью осадконакопления), остаются аллотигенными и практически такими же, какими они вносятся реками.

Глава VIII

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОКЕАНОВ

Глинистые осадки океанических бассейнов представляют особый интерес по ряду причин. Океаны с их колоссальными размерами и системой течений — это идеальные водоемы для исследования механической дифференциации глинистых частиц. С другой стороны, крайне замедленный темп осадконакопления в океанах должен способствовать изменениям глинистых минералов даже в раннем диагенезе. Наконец, в ассоциациях глинистых минералов океанических осадков наиболее ярко может проявиться связь их с климатической зональностью, поскольку их водосборный бассейн охватывает чуть ли не все почвенно-климатические зоны земного шара.

В литературе по минералогии глинистой фракции океанических осадков до недавнего времени имелись материалы лишь по немногим пунктам. Так, О. К. Бордовским (1956) были опубликованы данные, полученные по ограниченному числу образцов донных осадков Тихого океана у восточного побережья Камчатки. По экваториальной части Тихого океана отдельные образцы донных осадков исследовали Пауэрс (Powers, 1954, 1957, 1959) и Врдани (Wardani, 1958). По экваториальной части Атлантического океана имеются старые анализы Корренса (Correns, 1937, 1938а, б), а по северной его части — исследования Муррея и Сайаба (Murray, Sayyab, 1955). Кроме того, были получены разрозненные данные морских экспедиций американских судов «Атлантик», «Сан-Пабло» и «Розбот».

При такой степени изученности не было возможности составить представление о размещении и генезисе глинистых минералов в осадках океанических бассейнов. Только работы советских исследователей: В. А. Ерошева-Шака (1960, 1961а, б, 1962а, б) по Атлантическому океану и З. Н. Горбуновой (1960а, б, 1963) по Тихому и частично по Индийскому океанам, появившиеся в самые последние годы, а также еще не законченные исследования М. А. Ратеева совместно с А. П. Лисицыным и Г. И. Носовым тонкопелитовой фракции осадков Индийского океана позволяют, в первом приближении, осветить здесь интересующие нас вопросы генезиса глинистых минералов в океанических бассейнах. Выполнение такой задачи оказалось сейчас возможным еще и потому, что В. А. Ерошевым-Шаком и З. Н. Горбуновой при исследовании океанов были использованы те же методы картирования пространственного размещения и количественной оценки минералов, которые применялись ранее нами при изучении современных морей СССР и древних бассейнов Русской платформы. На этих работах мы и базировались при составлении данного раздела.

**Водосборный бассейн и поступающие в него
глинистые минералы**

Распространение глинистых минералов в почвах и корях выветривания водосборного бассейна Атлантического океана охарактеризованы в работах В. А. Ерощева-Шак (1961а, б) по данным Фейстеля, Брайдона, Эрлиха, Джексона, Кэррола, Рассела, Свенсона, Винтерса, Авери, Прескопа и других. Важнейшими факторами, от которых зависит направление изменений глинистых минералов в почвах водосборного бассейна, как известно, являются количество атмосферных осадков, условия дренажа и рельеф водосбора.

В арктической и субарктической климатических зонах водосборного бассейна Атлантического океана (Баффинова Земля, северная часть острова Лабрадор) при низких температурах и пониженном количестве атмосферных осадков (300—400 мм в год) отмечается слабое глинообразование с небольшим выносом ионов калия из решетки первичных силикатов и появление лишь минералов группы гидрослюд (иллитов).

Умеренная климатическая зона (Северная Америка, Европа) отличается более широким диапазоном колебаний температуры и количества осадков — средняя изотерма $+10^{\circ}$ и среднегодовая норма атмосферных осадков 500 мм. Для этой зоны характерен более интенсивный вынос калия и образование, наряду с иллитом, почвенного монтмориллонита, возникающего по слоистым силикатам — гидрослюдам.

В субтропической зоне Атлантики (юг Северной Америки, Испания, Марокко, север Алжира) среднегодовая изотерма $+15^{\circ}$ при норме осадков 500—1000 мм в год. При таких климатических условиях в почвах и корях выветривания возникает ассоциация: монтмориллонит, каолинит и отчасти иллит.

Во влажных тропиках (Флорида, Куба, Гаити, юго-восток Бразилии) распространены каолинит, галлуазит, монтмориллонит. В сухих тропиках (Сахара) при слабом глинообразовании преобладают иллиты.

В экваториальной тропической зоне (экваториальная Африка, Бразилия), при среднегодовой температуре $+20^{\circ}$ и количестве осадков 1000—2000 мм в год, процесс глинообразования развит наиболее интенсивно, с возникновением характерного комплекса минералов с каолинитом и галлуазитом. Таким образом, набор глинистых минералов, поступающих с водосборного бассейна в область осадконакопления Атлантического океана, невелик. Это главным образом иллиты (гидрослюды), каолинит, почвенный монтмориллонит и галлуазит. В различных климатических зонах изменяются лишь их количественные соотношения или исчезают некоторые минералы. Вообще роль материкового стока в питании Атлантического океана обломочным материалом, как подчеркнул В. А. Ерошев-Шак (1961а, б), довольно значительна, на что указывает сравнительная обогащенность более крупнозернистым материалом периферийной зоны бассейна. Кроме того, существенным источником поступления минерального материала в пределах седиментационного бассейна, согласно данным В. А. Ерощева-Шака, служит размыв подводных возвышенностей, а также подводные вулканические извержения.

**Глинистые минералы и их распределение в зоне
осадконакопления**

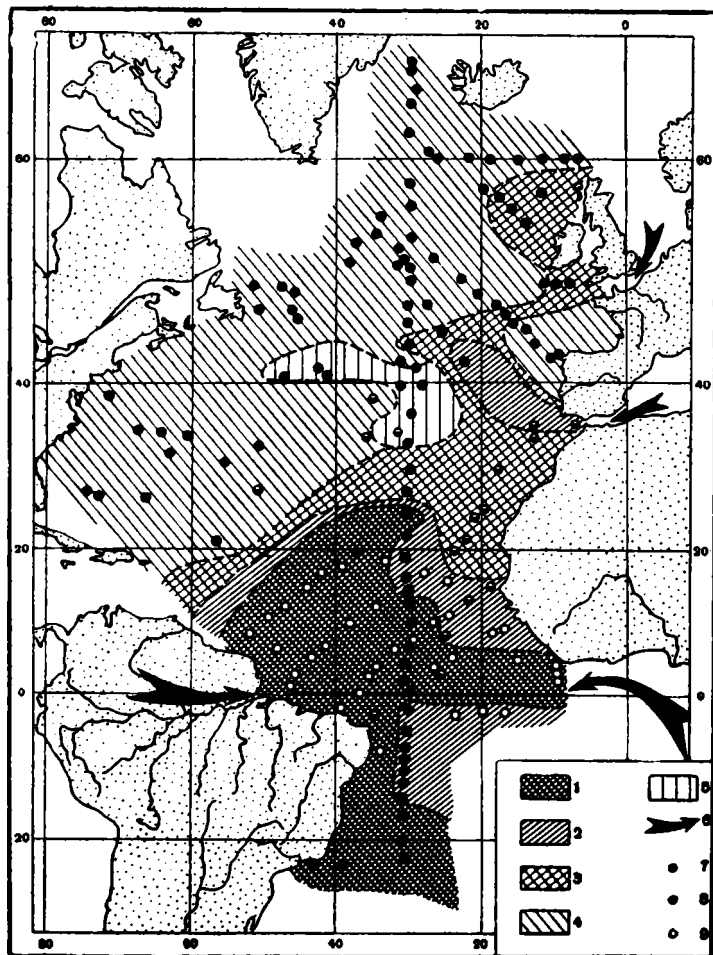
Выяснив комплекс глинистых минералов, поступающих в Атлантический океан, попытаемся представить себе, какова их зависимость от подводного рельефа и океанических течений в бассейне осадконакопления.

Для рельефа дна Атлантического океана характерны некоторые геоморфологические элементы, из которых можно отметить срединный Атлантический хребет и ряд океанических впадин — Исландскую, Европейскую, Северо-Американскую, Гвинейскую, Ангольскую, Капскую, Северо-Африканскую, Бразильскую и Аргентинскую. Срединный Атлантический хребет осложнен еще некоторыми поперечными поднятиями. Некоторые из них, например Китовый хребет, отделяющий Капскую котловину от Ангольской, препятствует проникновению в восточной части океана придонных антарктических вод в северном направлении. В западной части океана ввиду отсутствия аналогичной преграды придонные антарктические воды, наоборот, проникают далеко на север и задерживаются поднятием лишь в пределах Северо-Американской котловины. На севере Атлантического океана передвижению вод в южном направлении препятствует порог Уайвилла—Томсона. В пределах Атлантического океана по гидрогеологическим показателям и происхождению выделяется целая серия течений, среди которых наиболее важными для разноса тонкого взвешенного материала являются: центральная южноатлантическая водная масса, центральная североатлантическая водная масса, субарктические поверхностные воды, глубинные североатлантические воды и промежуточные средиземноморские воды. Наиболее важное значение для механической дифференциации взвешенных глинистых частиц в бассейне Атлантического океана имеет североатлантическое глубинное течение, которое формируется в северных широтах, опускается на глубины около 2000 м и движется в южном направлении. Это течение может осуществлять перемещение взвешенных глинистых частиц на далекие расстояния. Центральные воды с их конвекционной циркуляцией, т. е. с опусканием в районе субэкваториальной конвергенции (25° с. ш. и 25° ю. ш.), и поднятием на поверхность у экватора, наоборот, должны ограничивать вынос глинистых суспензий за пределы поясов конвергенции, поступающих в океан в экваториальной зоне.

В области осадконакопления Атлантического океана В. А. Ерошевым-Шаком были детально исследованы комплексом методов глинистые минералы донных осадков 100 станций. Кроме того, для составления схем пространственного распределения отдельных минералов в верхнем слое осадков им были использованы данные Коррена (1937), э/с «Метеор» (29 колонок) и экспедиций американских судов «Атлантик», «Сан-Пабло», «Розбот» и др. (48 колонок). В целом при составлении схемы размещения глинистых минералов в верхнем слое осадков В. А. Ерошевым-Шаком использованы данные 177 станций, расположенных более или менее равномерно почти по всей акватории Атлантического океана.

В тонкопелитовой фракции ($< 0,001$ мм) осадков Атлантического океана, по В. А. Ерошеву-Шаку (1961а, б), наибольшим распространением пользуются каолинит, гидрослюда и монтмориллонит, реже встречаются хлорит, галлуазит, вермикулит и минералы типа сепиолита и палыгорскита.

Каолинит в осадках океана отличается хорошей кристалличностью и четко выраженным псевдогексагональным габитусом кристаллов с размерами 0,1—1,0 мк. Весьма характерно также и количественное распределение каолинита по дну океана. Максимальные его концентрации ($> 80\%$) приурочены к экваториальной и тропической зонам, ограниченными примерно линиями 25° с. ш. и 25° ю. ш. (фиг. 39). К северу от этой зоны количество каолинита постепенно убывает, соответственно до 60—80, 40—60, 20—40 и $< 20\%$ по мере удаления от экватора. Замечательно, что одновременно в том же направлении уменьшаются и размеры его кристаллов. Южная граница зоны каолинитового тропического максимума (южнее 25° ю. ш.) выходит за рамки исследований



Фиг. 39. Схема распределения каолинита в поверхностном слое осадков Атлантического океана, фракция $<0,001$ мм (по В. А. Ерошеву-Шаку).

1 — $>80\%$; 2 — от 60 до 80% ; 3 — от 40 до 60% ; 4 — от 20 до 40% ; 5 — $<20\%$; 6 — направление поступления материала в область аккумуляции. Станции экспедиционных судов: 7 — «Михаил Ломоносов», 8 — «Седов», 9 — «Метеор»

В. А. Ерошева-Шака. На эту общую схему механической дифференциации частиц каолинита налагаются две локальные зоны с несколько повышенным содержанием каолинита: первая — у выхода из Гибралтарского пролива ($60\text{—}80\%$ каолинита), вторая — у Британских островов ($40\text{—}60\%$). Подобное размещение каолинита, как подчеркивает В. А. Ерошев-Шак, не связано с литологическими типами осадков, с изменениями содержания карбонатов, органического углерода и с колебаниями величины pH, иначе говоря, не зависит от типа фаций.

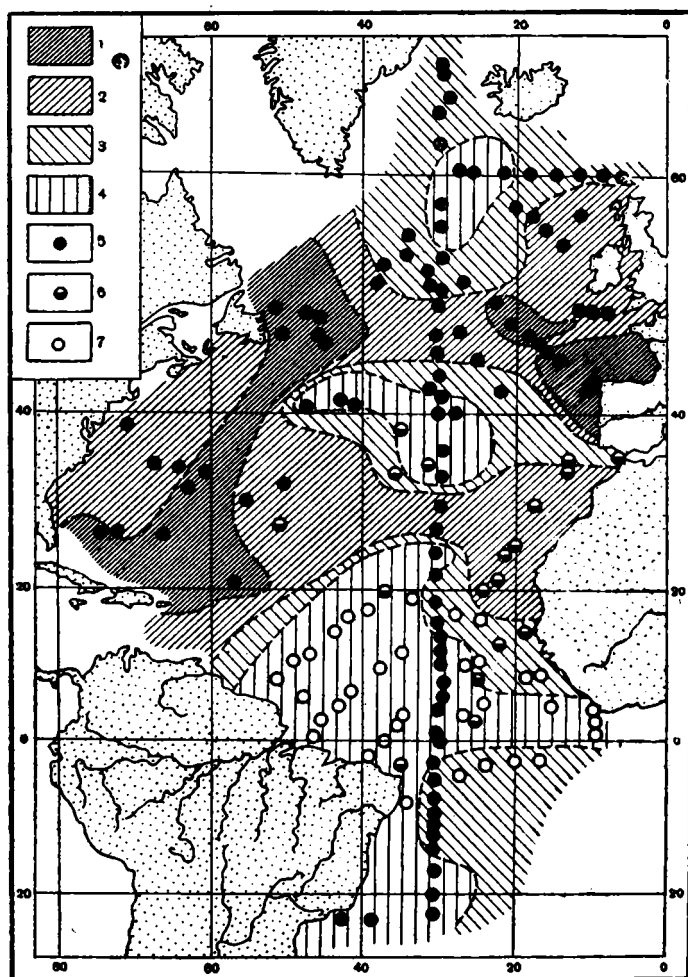
Иллит в осадках океана встречается в виде изометричных пластинок размером $0,3\text{—}1,0$ мк, значительно реже — в форме удлинённых кристаллов размером до $1,5$ мк по длинной оси. По особенностям кристаллической решетки иллита из осадков Атлантического океана принадлежат к группе диоктаэдрических гидрослюд. Пространственное размещение иллита имеет, по В. А. Ерошеву-Шаку, следующие особенности

(фиг. 40). Полоса максимальной его концентрации (60—80%) протягивается примерно от Ньюфаундленда до Больших Антильских островов, пересекая Саргассово море. В юго-восточном направлении от полосы максимума иллита его количество постепенно убывает — от 40—60 и 20—40% до < 20% в экваториальной области. Кроме этих зон распространения иллита, у юго-западных берегов Европейского континента наблюдается еще локальный максимум иллита — 60—80%. Для иллита, по В. А. Ерошеву-Шаку, характерно убывание его концентраций в пределах северного полушария в южном направлении, а для отложений северной части океана — уменьшение содержания от периферии к центру бассейна независимо от литологического типа осадков и фаций.

Монтмориллонит в осадках Атлантического океана встречается в виде мельчайших агрегатов с распылчатыми контурами под электронным микроскопом, с размерами частиц, варьирующими в пределах 0,05—1,00 мк. В глубоководных осадках Атлантического океана В. А. Ерошев-Шак обнаружил лишь монтмориллонит, образовавшийся за счет изменения вулканогенного материала в морской среде, распространение которого в донных осадках Атлантики ограничено областями развития подводного вулканизма. Он встречен в районе Азорского поднятия, в Исландской котловине и на хр. Рейкьянес, где составляет > 80%. За пределами этих районов, как подчеркивает В. А. Ерошев-Шак, содержание монтмориллонита резко падает, уже в некотором удалении он совершенно не обнаруживается. Почвенный монтмориллонит, обычно возникающий на водосборах по слоистым силикатам — гидрослюдам, не был найден В. А. Ерошевым-Шаком в осадках Атлантического океана.

Чем же объясняется подобное пространственное распределение глинистых минералов по дну Атлантического океана? Зона максимальной концентрации монтмориллонита (> 80%), протягивающаяся от Африканского материка вдоль всего экватора и примыкающая к Южно-Американскому континенту, связана непосредственно с выносом и переотложением продуктов размыва латеритных почв и кор выветривания, развитых в гумидной тропической зоне Африки и Южной Америки. Известно, что реки тропических областей, с повышенным модулем стока (50—100 т/км²) выносят с материка во взвешенном состоянии большое количество продуктов выветривания каолинитового состава. Так, по Н. М. Страхову (1960), Амазонка выносит ежегодно около 1 млрд. т взвешенных минеральных веществ, Нигер — 67 млн. т, Конго — 58 млн. т. Продукты латеритного выветривания, преимущественно каолинитового состава, выносящиеся Конго и Нигером в Атлантический океан, разносятся системой северных и южных экваториальных течений в западном направлении. Кроме того, разнос каолинитового взвешенного материала осуществляется и движением теплых экваториальных вод к северу и югу от экватора, до зон субэкваториальной конвергенции, с опусканием теплых вод и возвращением их лишь у экватора, в поверхностных слоях, на глубинах 100—200 м. Такая динамика вод и обуславливает распространение каолинита с устойчивой концентрацией > 80% в осадках экваториальной части океана до зон субэкваториальной конвергенции (25° с. ш. и 25° ю. ш.).

На схеме распределения каолинита северная граница поля с содержанием его > 80% в пределах 30 и 40-го меридиана довольно точно совпадает с зоной субэкваториальной конвергенции. К западу от 40-го меридиана максимальные концентрации не доходят до 25° с. ш. ввиду внедрения с северо-запада в этот район глубинных вод, несущих другой глинистый минерал — иллит. У Южно-Американского материка границы зоны максимальных концентраций к югу от экватора, в частности поворот на широте 16°30', совпадает с проекцией Бразильского течения.



Фиг. 40. Схема распределения иллита в поверхностном слое осадков Атлантического океана, фракция $<0,001$ мм (по В. А. Ероцеву-Шаку).

1 — от 60 до 80%; 2 — от 40 до 60%; 3 — от 20 до 40%; 4 — $<20\%$
Станции экспедиционных судов: 5 — «Ломоносов», 6 — «Седов»,
7 — «Метеор»

Уменьшение содержания каолинита в осадках океана против западного берега Африки, также обусловлено проникновением сюда с севера вод глубинного Северо-Атлантического течения, несущего иллитовый компонент.

Таким образом, устанавливается, что зона с максимальным содержанием каолинита в океанических осадках находится в экваториальной и тропической областях океана. Эта зона непосредственно примыкает к водосборному бассейну Атлантического океана, расположенному в зоне тропического климата и отличающемуся обилием каолинита среди продуктов современного атмосферного выветривания. Это является прямым доказательством того, что столь устойчивый минерал (при действии на него морской щелочной среды), как каолинит, генетически полностью связан здесь с областями распространения его на суше. Соответственно и распределение его зависит целиком от положения областей сноса и от

динамики водных масс, транспортирующих каолинит во взвешенном состоянии. Расположение полосы максимальных концентраций иллита (60—80%), протягивающейся от Ньюфаундленда до Больших Антильских островов, вызвано проникновением в Атлантический бассейн с севера вод Лабрадорского течения, несущего иллитовый компонент. Последний выносится из пояса подзолистых почв и кор выветривания Канадского щита. Холодные воды Лабрадорского течения, встречаясь в районе Ньюфаундлендской банки с теплыми водами Гольфстрима, погружаются в более глубокие слои и в виде холодного глубинного течения следуют в юго-западном направлении. Образование двух локальных зон с повышенными концентрациями иллита (60—80%) у южной части Европейского континента, в пределах Европейской котловины, обусловлено выносом глинистого иллитового материала из почв и пород Европы. Небольшой разрыв между ними, по В. А. Ерошеву-Шаку, связан с внедрением вод Ламанша, несущих каолинит.

Неравномерность распространения иллита в осадках Атлантического океана вызвана двумя факторами: приносом его с прилегающих побережий, особенно из северного и умеренно влажного пояса, а также разбавлением иллитового компонента каолинитовым, поступающим преимущественно из экваториальной, тропической зоны. Именно последней причиной и объясняется низкое содержание иллита в осадках экваториальной части Атлантики. Относительное обилие иллита в осадках севернее 25° с.ш. связано, по В. А. Ерошеву-Шаку (1961б), не только с приносом глинистого материала с материков, но и с диагенетическим превращением почвенного монтмориллонита, возникающего при выветривании и деградации гидрослюдистых минералов. Попадая в водную среду, богатую катионами калия, при солёности порядка 35‰ и содержании K^+ около 390 мг/л, деградированные минералы адсорбируют ионы калия, а при их высоком межслоевом заряде сокращают базальный рефлекс (001) с 17,8 до 10 kX , образуя регенерированный иллит. Это доказывается, по мнению В. А. Ерошева-Шака, наличием почвенного монтмориллонита в холодной и умеренно влажной зонах водосборного бассейна и отсутствием его в донных осадках области седиментации Атлантического океана. В осадках этой области распространён лишь монтмориллонит, образовавшийся за счёт разложения в морской среде вулканогенного пеплового материала. Этот монтмориллонит не имеет отношения к материковому сносу и распространён исключительно в регионах подводного вулканизма. Таким образом, на примере Атлантического океана весьма ярко выступает связь глинистых минералов поверхностного слоя донных осадков с климатом водосбора, расположением гидрографической сети прилегающих континентов и гидродинамикой вод — течениями.

ТИХИЙ ОКЕАН

Водосборный бассейн и поступающие с него глинистые минералы

На восточном американском побережье Тихого океана, в почвах Колорадо, по данным Шменка и Джексона (Schmenk, Jackson, 1957; Горбунова, 1963), во фракции < 0,002 мм содержится 20—36% иллита, остальную часть составляют хлорит, каолинит, вермикулит и монтмориллонит. В Британской Колумбии Кларк (Clark a. oth., 1962) установил преобладание монтмориллонита в почвообразующем горизонте южной провинции и иллита в северо-восточной части внутренней равнины. В провинции Юкон в одном из образцов озерного ила преобладал хлорит, а в ряде образцов из других районов превалировал иллит. На

участке суши, прилежащем к Аляскинскому заливу, как и в осадках самого залива, найдены хлориты, вермикулиты и гидрослюда. Осадки р. Колорадо, по Гриму и Дицу (Grim, Dietz, Bladley, 1949), содержат иллит, монтмориллонит и каолинит.

Ассоциации глинистых минералов западного побережья Тихого океана, как отмечает З. Н. Горбунова (1963), мало изучены. В прибрежной части Берингова моря З. Н. Горбуновой (1962) в глинистой фракции донных осадков обнаружены: гидрослюда (преимущественно диоктаэдрическая), монтмориллонит, хлорит и обилие аморфного кремнезема. В мерзлотно-таежных почвах Охотского побережья Е. М. Наумовым и Б. П. Градусовым найдены минералы вермикулитовой, хлоритовой и монтмориллонитовой групп со значительной примесью аморфных веществ.

На севере Китая Хсеунг и Джексон (Hseung, Jackson, 1952) обнаружили в почвах преобладание иллита, а в почвенном покрове южных провинций — иллита с каолинитом. Комплекс глинистых минералов почв Японии, по данным Судо (Sudo, 1959), довольно разнообразен, но чаще всего в нем отмечается каолинит. На побережье Малайи в глинах приливо-отливной зоны, по анализам Носсина (Nossin, 1961), содержится 30% иллита и 70% плохо окристаллизованного каолинита. По материалам Мора и Барена (Mohr, Baren, 1954) в латеритных и красноземных почвах Малайского архипелага и Австралии в условиях хорошего дренажа преобладает каолинит, а в тропических черных почвах при плохом дренаже — монтмориллонит. В почвах западного побережья Австралии Фергюсоном (Ferguson, 1954) установлен смешанный состав глинистой фракции, представленной каолинитом и монтмориллонитом. Среди глинистых минералов Антарктиды, по данным Блекмора и Суиндла (Blakemore, Swindale, 1958), отмечено преобладание диоктаэдрических гидрослюдов.

Таким образом, с водосборного бассейна в Тихий океан, в северную его часть, поступают иллит, хлорит, вермикулит и монтмориллонит. В более южной части, ближе к экватору, наиболее существенную роль в твердом стоке взвешенных веществ начинает играть каолинит. Кроме того, глинистая фракция почв Тихоокеанского водосборного бассейна часто сильно обогащена аморфным кремнеземом.

Глинистые минералы и их распределение в зоне осадконакопления

Каковы же условия транспортировки тонких глинистых частиц, сносимых с суши в бассейне Тихого океана, которые могут иметь определяющее значение в пространственном размещении глинистых минералов зоны осадконакопления. В то время как во внутриконтинентальных морских бассейнах наиболее значительную роль в распределении глинистых минералов играют волнения в пределах зоны взмучивания, в океанических бассейнах, как мы видели на примере Атлантического океана, решающее значение в этом отношении имеют течения. В Тихом океане, в северной его части, поверхностные воды, согласно карте А. Д. Добровольского (Горбунова, 1963), вовлечены в систему циркуляции, направленной по часовой стрелке. Между 20 и 30° с. ш., к юго-востоку от Японии и к западу от США, в этой системе течений выделяются два крупных вихревых потока антициклонического характера. С линией, соединяющей их центры, совпадает линия субтропической конвергенции, разделяющая северные, тропические и субтропические воды. Эта линия, как увидим ниже, будет иметь большое значение в распределении глинистых минералов.

Северное экваториальное пассатное течение имеет широтное направление от берегов Центральной Америки к Филиппинским островам. В районе Филиппинских островов главный поток северного пассатного течения отклоняется к северу и дает начало Куро-Сиво, которое от Японии поворачивает к востоку и уходит в открытый океан, с продолжением в виде северного тихоокеанского дрейфа, достигающего берегов США. На север от этого района отходит Аляскинское, а на юг — Калифорнийское течения. Холодные, частично опресненные воды, поступающие в Тихий океан из Берингова и Охотского морей, включаются в Камчатское течение и Ойя-Сию, которые проходят вдоль Камчатки и Курильской гряды. Они формируют субарктические воды. В зоне контакта их с субтропическими водами расположена вторая линия конвергенции — полярный фронт, идущий по 38—40° с. ш.

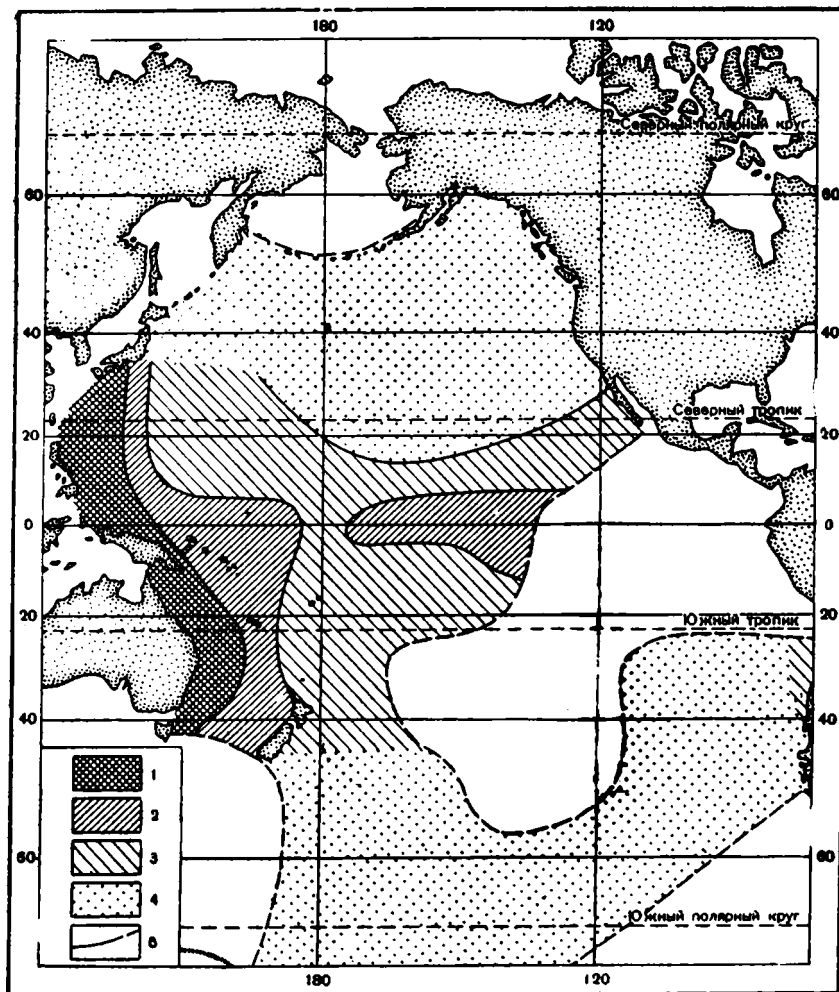
В южной части Тихого океана известно южное экваториальное течение, проходящее от Южной Америки до Малайского архипелага. Холодная ветвь западного дрейфа, проходящая по 48—50° с. ш. у берегов Южной Америки, поворачивает к северу, образуя Перуанское течение, которое соединяется с южноэкваториальным.

В донных осадках Тихого океана З. Н. Горбуновой (1963) комплексом методов установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, вермикулит и каолинит. Сильная обогащенность осадков Тихого океана аморфным кремнеземом, а также пепловым вулканогенным материалом осложняет определение в них ассоциации глинистых минералов. Поэтому представляется необходимым привести диагностические данные, которых придерживалась З. Н. Горбунова при исследовании фракции < 0,001 мм донных осадков.

Гидрослюды определялись по базальным отражением (001) с $d = 10 \text{ кХ}$; (002) с $d = 5 \text{ кХ}$; (003) с $d = 3,3 \text{ кХ}$; (004) с $d = 2,5 \text{ кХ}$ и т. п.; которые не изменяются при обработке образцов глицерином и при прокаливании. Большинство гидрослюд принадлежит здесь к диоктаэдрическому структурному типу. Под электронным микроскопом контуры частиц гидрослюд большей частью изометричны. Определение хлорита усложнялось общностью некоторых типичных его рефлексов с рефлексами вермикулита и монтмориллонита. Поэтому применялась повторная съемка рентгенограмм после прокаливании при 550—600°, после чего базальный рефлекс 14 кХ у хлорита усиливается, а рефлекс 7 кХ ослабевает. Хлориты тихоокеанских осадков, по З. Н. Горбуновой, отличаются слабым рефлексом (003) с $d = 4,7 \text{ кХ}$ и относятся, по ее мнению, преимущественно к группе железистых хлоритов. Монтмориллонит определяется здесь по базальному рефлексу 17,8 кХ после насыщения образца глицерином, после же обработки 1 н. КОН по методике Уивера этот рефлекс не уменьшается до 10 кХ, а лишь усиливается его диффузность. Такое поведение типично для монтмориллонитов вулканогенного, пеплового происхождения. Эти монтмориллониты содержат 3—4% MgO, но отмечаются разности и с повышенным количеством MgO, до 6,0—8,5%. К сожалению, автор не приводит доказательств отсутствия структурных связей этого магния с хлоритами.

Химический анализ донной пробы (станция 1), взятой Т. И. Горшковой против западного побережья Камчатки (с ледокола «Северный полюс»), показал во фракции < 0,001 мм 26,8% аморфной SiO₂ и 2,8% кварца. После исключения свободной SiO₂ и расчета на 100% состав глинистой фракции осадков Тихого океана выглядит следующим образом: SiO₂ — 42,8%; TiO₂ — 0,84%; Al₂O₃ — 16,15%; Fe₂O₃ — 6,17%; FeO — 3,71%; CaO — 1,76%; MgO — 4,65%; Na₂O — 0,99%; K₂O — 2,62%; H₂O⁺ — 11,06%; H₂O⁻ — 9,20%.

Несколько варьирует и морфология частиц монтмориллонитов под электронным микроскопом. В одних случаях это крупные расплывчатые

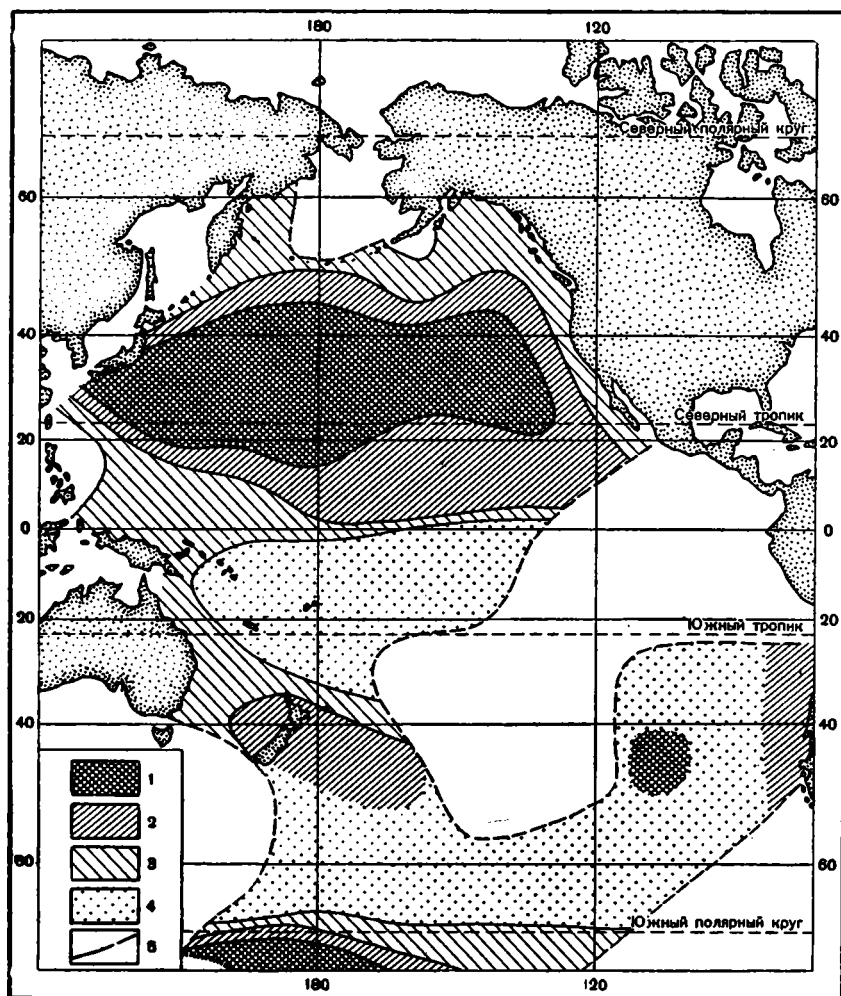


Фиг. 42. Схема распределения каолинита в осадках Тихого океана по рентгенографическим исследованиям З. Н. Горбуновой.

Интенсивность базального рефлекса 7 кХ , фракций $<0,001\text{ мм}$; 1 — от 8 до 10; 2 — от 6 до 8; 3 — от 4 до 6; 4 — отсутствие минерала; 5 — граница изученного района

вдоль западного побережья океана, ограничиваясь 40° с. ш. и 40° ю. ш. Весьма характерно, что севернее 40° с. ш. и южнее 40° ю. ш. каолинит в осадках отсутствует. При движении на восток, к центральной части океана, содержание каолинита постепенно уменьшается. Соответственно полоса максимальных концентраций каолинита сменяется полосой средних его содержаний, переходящей, в свою очередь, в зону каолинитового минимума. С востока вдоль экватора проходит вторая полоса среднего содержания каолинита, возникающая за счет смыва глинистых взвесей с западного побережья Южной Америки и разноса их южным экваториальным течением. Такое распределение каолинита является, как и в Атлантическом океане, ярким примером механической дифференциации частиц каолинита по размерам и скорости оседания.

Как бы антиподом каолинита в пространственном распределении является хлорит. Он распространен главным образом на севере (примерно к северу от 10° с. ш.), на Охотско-Камчатском побережье и на запад-

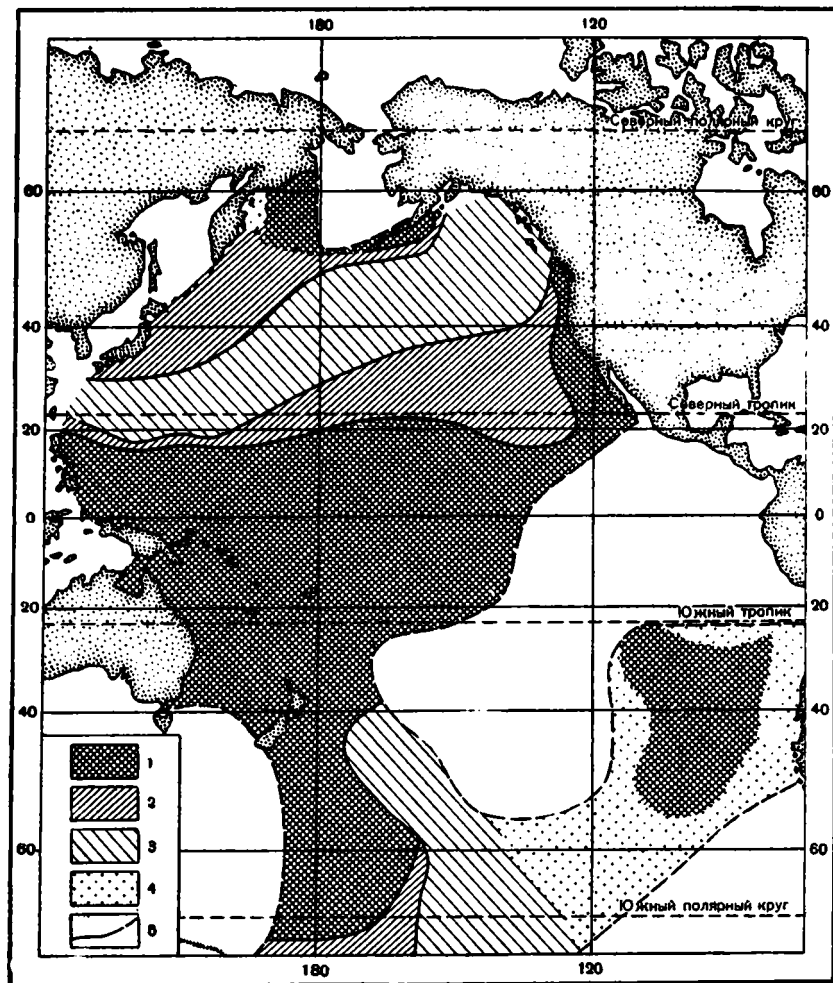


Фиг. 43. Схема распределения гидрослюдов в осадках Тихого океана по рентгенографическим исследованиям З. Н. Горбуновой.

Интенсивность базального рефлекса 10 кХ , фракция $< 0,001 \text{ мм}$: 1 — от 8 до 10; 2 — от 6 до 8; 3 — < 6 ; 4 — отсутствие минерала; 5 — граница изученного района

ном побережье Канады. На юге зона обилия хлорита приурочена преимущественно к Антарктиде. В субэкваториальной и тропической зонах хлорит практически отсутствует. Поэтому, если не считать небольших зон смешения этих двух минералов, то можно сказать, что хлорит распространен в основном там, где отсутствует каолинит, и наоборот, его нет там, где имеется каолинит. Это опять-таки связано с климатом, поскольку каолинит есть продукт тропической и субтропической зон, а хлорит — продукт почвообразования преимущественно холодной, арктической, тундровой зоны и частично — холодного, умеренно влажного пояса. З. Н. Горбунова упоминает о наличии в осадках северных районов Тихого океана наряду с хлоритом и минералов вермикулитовой группы, без более подробного разбора их распространения.

Несколько своеобразно распределены в осадках Тихого океана, по данным З. Н. Горбуновой, гидрослюды (фиг. 43). Полоса максимального их содержания протягивается в широтном направлении между 20° и 45° с. ш. и почти через весь океан, от берегов Южно-Китайского моря



Фиг. 44. Схема распределения монтмориллонита в осадках Тихого океана по рентгенографическим исследованиям (З. Н. Горбуновой).

Интенсивность базального рефлекса $17,7 \text{ кХ}$, фракция $<0,001 \text{ мм}$: 1 — от 8 до 10; 2 — от 6 до 8; 3 — <6 ; 4 — отсутствие минерала; 5 — граница изученного района

и чуть ли не до Калифорнийского побережья. В северном, южном и восточном направлениях содержание гидрослюд в осадках Тихого океана постепенно убывает, следовательно, вряд ли отсюда мог приноситься гидрослюдистый материал в существенных количествах. В таком случае остается предполагать, что гидрослюдистый материал поступает из Южно-Китайского моря, подхватывается северным экваториальным течением и относится в северо-восточном и восточном направлении. Воды Южно-Китайского моря очень мутны и, как мы видели на примере Японского моря, несут тончайший гидрослюдистый материал, происхождение которого связано с эрозией мощных толщ рыхлых лёссовых образований Южного Китая. Можно предположить, конечно, что максимальное содержание гидрослюды приурочено к более глубоководной зоне океана, за счет аутигенной генерации гидрослюды, путем изменения вермикулитов, но для подтверждения этого предположения необходимо определить полиморфные модификации глубоководных гидрослюды, что пока не сделано.

Южная граница максимумов гидрослюд и хлорита и северная граница распространения каолинита находятся под сильным влиянием субтропической конвергенции в районе 20° с. ш.

Монтмориллонит, пожалуй, наиболее обилен в осадках Тихого океана, но его возникновение здесь не связано с материковым стоком взвешенных веществ, а следовательно, и с климатом, количественное же его распределение должно быть ограничено областями проявления вулканизма. Наиболее обширная полоса максимальных концентраций монтмориллонита простирается через весь океан, от Филиппинских островов и восточного побережья Австралии до Калифорнийского побережья (фиг. 44). На севере эта полоса ограничена приблизительно линией субэкваториальной конвергенции, а к югу становится значительно уже и кончается за Южным полярным кругом. К северу от главной полосы максимума содержание монтмориллонита постепенно падает, соответственно и зона большой (8—10) интенсивности базального рефлекса 17,7 kX сменяется зоной средней (6—8) и малой (< 6) интенсивности рефлексов. Однако, у Камчатско-Чукотского побережья и у берегов Аляски, в соответствии с усилением вулканизма в тихоокеанском поясе, содержание монтмориллонита вновь достигает максимальных значений. Вторая, меньшая по площади область максимального развития монтмориллонита находится у западных берегов Южной Америки, между 20—50° ю. ш. и 70—110° з. д. Не исключено, что в дальнейшем будет обнаружено, что эта зона на северо-западе соединяется с зоной главного монтмориллонитового максимума.

Таким образом, все глинистые минералы донных осадков Тихого океана (за исключением пеплового монтмориллонита) поступают со взвешенным материковым стоком с водосборного бассейна. Особенно ясно это проявляется в корреляции минералов глинистой фракции океанических осадков с климатической зональностью побережий. Так, например, весьма характерно преимущественное распространение минералов хлоритовой и вермикулитовой групп главным образом в северной приполярной зоне, где они широко развиты и в почвах прилегающих континентов. Не менее знаменательно также, что каолинит, наоборот, появляется лишь в субэкваториальных и субтропических широтах и становится особенно обильным в экваториальной, тропической зоне, т. е. в областях наибольшего развития латеритных каолинитсодержащих почв на водоразделах прилегающей суши. Обилие в осадках Тихого океана монтмориллонита, возникающего за счет изменения в морской среде вулканогенного, пеплового материала, несомненно обусловлено интенсивным проявлением молодого вулканизма в зоне тихоокеанского пояса.

Интересно отметить, что при сравнении карты литолого-фациальных типов осадков Тихого океана, составленной П. Л. Безруковым, А. П. Лисицыным, В. П. Петелиным и Н. С. Скорняковой (1961), со схемой распределения отдельных минералов в осадках Тихого океана З. Н. Горбуновой (1963) не установлено какой-либо определенной связи. Наоборот, один и тот же тип осадков, например красные глины, в одних районах будут состоять в основном из каолинита и монтмориллонита, в других же районах они сложены монтмориллонитом и гидрослюдой и практически почти совершенно лишены каолинита. В этой связи нельзя не коснуться выводов и расчетов Вардани (1958) об аутигенной природе глинистых минералов, слагающих примерно половину (46%) глинистой фракции, или 23% общего содержания глинистого материала глубоководных красных глин экваториальной части Тихого океана. Вардани пришел к такому выводу в результате анализа распределения по гранулометрическому спектру пород германия и других компонентов осадка в экваториальных пелагических красных глинах северо-восточной части

Тихого океана, в районе 20°50' с. ш. и 125°15,4' з. д. Если его образцы нанести на карту распределения монтмориллонита З. Н. Горбуновой, то они окажутся на самой границе между главной полосой максимальных концентраций данного минерала и зоной средних его содержаний. Это означает, что образцы содержали значительное количество монтмориллонита, а найденная Вардани аутигенная часть глинистой фракции и является новообразованным монтмориллонитом, возникшим за счет разложения и изменения в седиментогенезе и раннем диагенезе пеплового, вулканогенного вещества основного состава, не связанного с взвешенным материковым стоком.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Пока еще нет ясного представления о пространственном размещении глинистых минералов в Индийском океане, подкрепленного таким же фактическим материалом, какой имеется для Атлантического и Тихоокеанского бассейнов. Известны лишь две краткие статьи З. Н. Горбуновой (1960а, б) с результатами минералогических исследований отдельных образцов, собранных А. П. Лисицыным во время Антарктической экспедиции на дизельэлектроходе «Обь». Кроме того, из тех же сборов А. П. Лисицына в последнее время М. А. Ратеевым и Г. И. Носовым при помощи рентгеновской дифрактометрии и электронной микроскопии исследовано более 20 образцов из поверхностного слоя осадков Индийского океана. Однако, поскольку обработка всей коллекции А. П. Лисицына еще не закончена, мы вынуждены характеризовать ассоциации глинистых минералов в осадках Индийского океана и их распределение без соответствующих карт и, в основном, по пробам, изученным З. Н. Горбуновой.

Водосборный бассейн и поступающие в него глинистые минералы

Площадь водосборного бассейна Индийского океана, как указывает А. П. Лисицын (1961), равна примерно 7,5 млн. км² при акватории почти 85 млн. км². Поэтому отношение площади водосборного бассейна к поверхности океана весьма незначительно и составляет всего 0,09 (Страхов, 1961).

В твердом материковом стоке минеральных веществ, поступающих в северную часть Индийского океана, превалируют взвешенные наносы таких гигантских рек, как Ганг, Инд, Брахмапутра, Иравади и их притоков Сатледжа, Нарбады, Годавари и др. Подавляющая часть водосборной площади этих рек расположена в пределах гумидной тропической зоны, где средняя годовая температура, как известно, превышает +20°, а годовая сумма осадков варьирует от 1000 до 3000 мм. Высокая температура в сочетании с исключительно большой влажностью, как отмечает А. П. Лисицын, и определяет развитие мощной коры выветривания, с сильнейшим химическим разложением, что и обуславливает возникновение и последующее перемещение осадочного материала. Именно с этой суши смывается огромное количество глинистого материала, в основном каолинового и частично гидрослюдяного состава.

Интенсивность механической денудации в бассейнах Инда, Ганга и Брахмапутры, как указывает Н. М. Страхов (1961), достигает 1000 т/км², Один Ганг выносит за год 200 млн. м³ осадочного материала. Инд — одна из наиболее мутных рек земного шара — выносит ежегодно 450 млн. м³ взвешенных наносов (Лисицын, 1961). В зоне седиментации материковый сток распределяется неравномерно. Основная его часть, по данным А. П. Лисицына, приходится на Бенгальский залив и северо-за-

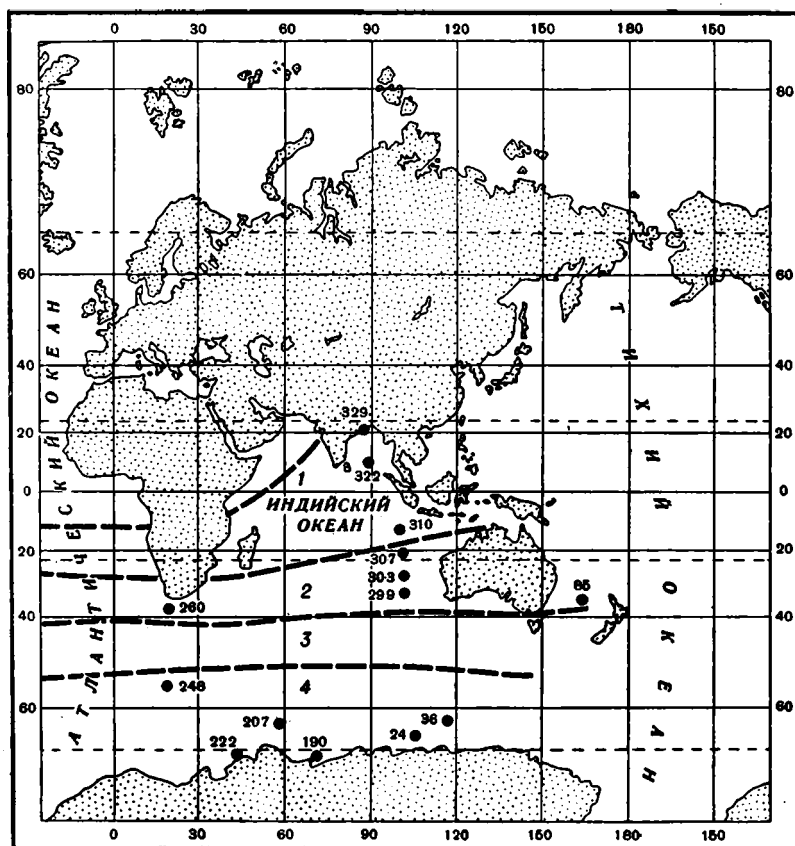
падную часть Аравийского моря. На западных и восточных берегах океана находятся засушливые бессточные области Азии, Африки и Австралии, откуда может поступать в весьма ограниченном количестве лишь гидрослюдистый (иллитовый) и, частично, монтмориллонитовый материал. Из рек Африки, по данным А. П. Лисицына, наибольшее значение для материкового стока имеют Замбези и Лимпопо, а в Австралии — р. Муррей. В южную часть Индийского океана, расположенную в ледовой антарктической и умеренной субантарктической климатических зонах, по данным А. П. Лисицына и З. Н. Горбуновой, поступает в основном за счет ледникового стока, терригенно-глинистый материал, преимущественно гидрослюдистого состава. Кроме глинистого материала, вносимого в океан реками и перемещающегося по дну на большие расстояния, некоторая доля пелитовых частиц попадает в океанические осадки эоловым путем. Так, новейшие исследования А. П. Лисицына взвесей, собранных из воздуха, показали, что они на 90—95% сложены частицами пелитовой размерности.

Глинистые минералы и их распределение в зоне осадконакопления

В области осадконакопления З. Н. Горбуновой (1960а, б) были изучены комплексом методов (рентгенография, термография, электронная микроскопия) осадки следующих климатических зон: тропической гумидной, северной аридной, южной аридной и ледовой, примыкающей к Антарктическому материку. Кроме того, глинистые минералы гумидной умеренной зоны были изучены ею совместно с А. П. Лисицыным и Г. И. Носовым. Таким образом, мы имеем возможность рассмотреть здесь характер ассоциаций глинистых минералов во всех климатических поясах Индийского океана, хотя и по ограниченному числу образцов, но с учетом фациальных типов осадков.

Гумидная тропическая зона. В гумидной тропической зоне З. Н. Горбуновой исследованы осадки Бенгальского залива (станции 322 и 329) из области максимального поступления взвешенного стока рек, дренирующих латеритные каолинитовые коры выветривания, и красная глубоководная глина (станция 310) из центральной части Индийского океана (фиг. 45). Образец (станция 329), взятый вблизи устья Ганга из поверхностного слоя осадка (0—5 см) на глубине 36 м, представлял собой слабокарбонатный крупноалевритовый ил с содержанием фракции < 0,01 мм меньше 40%. Образец (станция 322), взятый с поверхности осадка (0—5 см) из более глубоководной части Бенгальского залива (глубина 3660 м), представлял собой известковистый осадок с содержанием частиц < 0,01 мм меньше 30%. Образец (станция 310) красной глубоководной глины в тонкопелитовой фракции сложен гидрослюдой и каолинитом, нередко в одинаковых количественных соотношениях. Кроме того, в этом же образце глины отмечена небольшая примесь минералов монтмориллонитовой группы и обилие аморфных веществ. Частицы каолинита под электронным микроскопом обнаруживают очертания шестигранных кристаллов псевдогексагонального облика или эллипсоидальную, как бы окатанную форму.

Северная и южная аридные зоны. Из аридной зоны З. Н. Горбуновой исследовались известковый ил у южной оконечности Африки (станция 260) и осадки более глубоководной части океана (станции 299, 303 и 307). Образец (станция 299) из слоя 0—7 см (глубина 4524 м) представлял собой известковистый осадок, образец (станция 303) с интервала 40—50 см (глубина 3723 м) являлся фораминиферовым илом и, наконец, образец (станция 307) с интервала 0—10 см (глубина 5501 м) был представлен красной глубоководной глиной.



Фиг. 45. Схема расположения станций в Индийском океане, исследованных З. Н. Горбуновой.

Климатические зоны: 1 — тропическая гумидная; 2 — аридная; 3 — умеренная гумидная; 4 — ледовая

По исследованиям З. Н. Горбуновой, в этих образцах весьма характерно распределение глинистых минералов. Осадки северной аридной зоны (станции 303 и 307), непосредственно граничащей с тропической гумидной зоной, содержат наряду с гидрослюдой еще значительную примесь каолинита, аморфных веществ и небольшую примесь минералов монтмориллонитовой группы. Осадки же южной аридной зоны (станции 260 и 299), более удаленные от тропиков, уже не содержат каолинита, а сложены лишь гидрослюдой и минералами группы монтмориллонита.

Умеренная гумидная зона. В осадках умеренной гумидной зоны А. П. Лисицыным, М. А. Ратеевым и Г. И. Носовым были изучены глинистые минералы илов, сильно обогащенных диатомовыми водорослями (станции 124 и 291). Илы этого фациального типа содержат значительное количество аутигенного кремнезема. Глинистая фракция этих илов имеет в основном гидрослюдистый состав, но иногда в составе их тонкопелитовой фракции наряду с гидрослюдой присутствуют и минералы монтмориллонитовой группы. Каолинит в пределах умеренной зоны не был обнаружен.

Ледовая зона. Из этой зоны З. Н. Горбуновой исследовались айсберговые осадки (станции 24, 36, 190 и 222) и диатомовые илы (станции 207 и 248). Кроме того, А. П. Лисицын, М. А. Ратеев и Г. И. Носов

исследовали осадок (станция 330) из прибрежной зоны Антарктического материка. А. П. Лисицын принимает за айсберговые осадки «донные отложения, генетически связанные с транспортирующей деятельностью ледяных гор, оторвавшихся от береговых ледников и перемещающихся в океане под действием течений». Эти осадки, по данным А. П. Лисицына (1961), окаймляют Антарктический материк сплошным поясом, ширина которого колеблется в разных местах от 1200 до 400 км, составляя в среднем 500—750 км. Каменный материал является постоянной примесью ко всем гранулометрическим типам айсберговых осадков, включая самые тонкие глинистые илы. В области распространения этих осадков А. П. Лисицын выделяет по гранулометрическому составу валунно-щебнистые, дресвяные, крупные и мелкие пески, крупные алевроиты, мелкоалевритовые, алевроито-глинистые и глинистые илы. Диатомовые илы ледовой зоны обычно содержат от 60 до 85% пелитовой фракции $<0,01$ мм и до 70% аморфного кремнезема. Глинистая фракция айсберговых и диатомовых осадков ледовой зоны, по данным З. Н. Горбуновой, имеет исключительно гидрослюдистый состав. Наши исследования осадка (станция 330) из прибрежной зоны Антарктиды обнаружили, кроме преобладающей гидрослюды, еще примесь хлорита и, возможно, вермикулита (табл. 55). Этот комплекс глинистых минералов, который, как мы

Т а б л и ц а 55

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности рефлексов прибрежных осадков Антарктического материка (фракция $<0,001$ мм)
(Из сборов А. П. Лисицына, станция 330)

Порошковый препарат		Ориентированный препарат		Насыщенный глицерином препарат	
I	d	I	d	I	d
3	13,83	3	13,70	4	13,83
8	10,04	8	10,04	8	9,84
3	8,40	2	8,40	2	8,40
4	7,02	6	7,07	7	7,12
3	6,45	—	—	1	6,47
2	4,96	2	4,97	3	5,04
8	4,51	2	4,53	4	4,47
8	4,22	5	4,33	4	4,31
6	4,01	3	4,09	5	4,09
4	3,85	2	3,84	3	3,84
5	3,69	2	3,74	3	3,69
3	3,49	3	3,59	2	3,56
10	3,34	10	3,38	10	3,37
9	3,18	10	3,25	9	3,23
5	2,91	—	—	—	—
7р.	2,63	—	—	—	—
5	2,44	—	—	—	—
3	2,29	—	—	—	—
4	2,18	—	—	—	—
5	1,98	—	—	—	—
4	1,81	—	—	—	—
1	1,74	—	—	—	—
5	1,67	—	—	—	—
7	1,54	—	—	—	—
5	1,50	—	—	—	—

видели, З. Н. Горбунова наблюдала и в осадках арктической зоны Тихого океана, типичен для ледовых полярных областей. Возникновение такой ассоциации обусловлено преобладанием здесь процессов физического разложения пород и слабым химическим выветриванием, на что неоднократно обращали внимание А. Е. Ферсман (1938), П. А. Земятченский (1933, 1940), Н. М. Страхов (1947), М. А. Ратеев и другие авторы (Страхов, Ратеев и др., 1954).

Таким образом, и на примере Индийского океана, даже по ограниченному числу образцов, достаточно ясно устанавливается влияние климатической зональности водосборного бассейна на тип глинистых минералов океанических донных осадков. Так, на севере Индийского океана в донных осадках наряду с гидрослюдой весьма значительную или даже равную долю составляет каолинит. При движении к югу каолинит еще встречается в северной аридной зоне, но исчезает, т. е. практически не улавливается, южнее 30° ю. ш. В аридном поясе наряду с наличием гидрослюды увеличивается примесь монтмориллонита, роль которого еще более возрастает в пределах гумидной умеренной зоны. А как мы видели выше, данный минерал, пожалуй, более типичен для умеренной зоны, чем для аридной, в которой он проявляется главным образом в случае развития солончакового и takyрового почвообразования (Горбунов, 1956а, б). Наконец, при вступлении в ледовую антарктическую зону гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация тонкопелитовой фракции осадков сменяется гидрослюдисто-хлоритово-вермикулитовой, которая как мы видели, характерна и для ледовой арктической зоны Тихого океана.

Наличие четкой климатической зональности в распределении глинистых минералов в донных осадках Индийского океана отмечал уже А. П. Лисицын (1961), который, основываясь на данных З. Н. Горбуновой, отметил в пределах тропической зоны каолинитовую провинцию теплых вод, связанную с выносом каолинита из красноцветных кор выветривания, и гидрослюдистую провинцию, характерную для холодноводных осадков и частично для осадков умеренной гумидной области. Одновременно, А. П. Лисицын (1961) подчеркнул, что границы между основными провинциями глинистых минералов Индийского океана очень постепенные, широкие, что отвечает высокой подвижности пелитовых частиц и большей дальности их переноса. При столь ясной связи ассоциаций глинистых минералов с климатической зональностью побережий все-таки следует указать на отсутствие какой-либо корреляции их с фаціальными типами осадков. Так, мы видели, что совершенно идентичный состав глинистой фракции имеют фаціально совершенно разнотипные осадки: сравнительно грубые терригенные, крупнопелитовые, почти бескарбонатные или Бенгальского залива, известковые, фораминиферовые илы и красные глубоководные глины.

В осадках Индийского океана З. Н. Горбунова не обнаружила даже признаков каких-либо диагенетических изменений глинистых минералов по вертикальным колонкам длиной до 4 м. В образцах со станции 303 (интервал 85—95 см) и станции 307 (интервал 60—70 см) обнаружено возрастание количества каолинита по сравнению с верхними и нижними горизонтами. На станции 222 в более глубоких слоях осадка возрастает степень окристаллизованности глинистых минералов. На других станциях, изученных З. Н. Горбуновой, количество каолинита изменяется без какой-либо определенной закономерности. З. Н. Горбунова совершенно справедливо объясняет это тем, что изменения в составе глинистых минералов вызваны прежде всего различной интенсивностью приноса минеральных частиц с суши в разное время. Это подтверждается увеличением количества более грубого крупнопелитового материала и соответствующим уменьшением содержания фракции $<0,001$ мм в гори-

зонтах, обогащенных каолинитом. Для столь малых скоростей осадконакопления, как океанические, отсутствие изменений глинистых минералов по колонкам до 4 м является достаточно убедительным фактом в пользу их аллотигенного генезиса.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Глинистые минералы донных осадков Северного Ледовитого океана и его окраинных морей еще меньше изучены, чем осадки Индийского океана. В 1936—1939 гг. мною (Ратеев, 1948) минералогически изучалась глинистая фракция отдельных образцов из сравнительно мелководной прибрежной зоны Баренцева и Карского морей по сборам М. В. Кленовой на э/с «Персей». С 1949 по 1954 г. мною была исследована другая группа проб прибрежных морских осадков из Карского, Восточно-Сибирского и Чукотского морей по сборам Т. И. Горшковой на ледоколе «Северный полюс».

Глинистые минералы центральной, более глубоководной части Северного Ледовитого океана из сборов дрейфующей станции «Северный полюс» И. Д. Папанина исследовали Т. И. Горшкова, А. П. Лямина и частично П. П. Авдусин. Наконец, некоторые сведения о глинистой части осадков Северного Ледовитого океана приводятся в статье Н. А. Лапиной и Н. А. Белова (1961). На этих материалах мы и базируем характеристику глинистых минералов Северного полярного бассейна.

Водосборный бассейн и поступающие с него глинистые минералы

Водосборная площадь Северного Ледовитого океана равна 12 млн. км², а площадь акватории 13 млн. км², откуда их отношение составляет 0,92 (Страхов, 1960б, 1961), что превышает в 3 раза соответствующий коэффициент для Атлантического океана и в 10 раз больше того же отношения для Индийского океана, не говоря уже о Тихом океане, для которого оно равно 0,04, т. е. в 23 раза менее, чем для Северного Ледовитого океана. Повышенное значение данного коэффициента для Северного Ледовитого океана по сравнению с соответствующей величиной других океанических бассейнов указывает на более значительную скорость в нем осадконакопления. Это, по-видимому, связано не только с громадной водосборной площадью, но и с тем, что в область его осадконакопления взвешенный осадочный материал поступает не только за счет эрозии реками на водосборе обычных коренных пород и почвенного покрова ледовой и гумидной умеренной зон, но и за счет быстрого разрушения берегов, на которых широко распространена вечная мерзлота (Ломанченков, 1961). Мерзлотное выветривание пород, слагающих побережье Ледовитого океана, создает громадные массы рыхлых мерзлотных отложений, которые, как показал В. С. Ломанченков на примере дельты р. Индигирки, легко мобилизуются и переносятся в окраинные моря, а тонкая глинистая часть их попадает и в центральную зону океана. Стационарные наблюдения и расчеты В. С. Ломанченкова показали, что только с одной дельтовой площади р. Индигирки выносятся в Восточно-Сибирское море 10,7 млн. т взвешенных наносов в год. Из минералов глинистой фракции взвешенных наносов, поступающих в Северный Ледовитый океан из Советского сектора Арктики, преобладают главным образом гидрослюды.

Образование гидрослюды в результате современного атмосферного выветривания и подзолистого почвообразования в условиях холодного и влажного климата Карелии было доказано П. А. Земятченским (1933,

1940). Им же установлена минералогическая близость современных гидрослюдов к гидромусковитам. П. А. Земятченский отметил обилие гидрослюдов в составе химических осадков озер и русел рек Мурманского побережья и Прибалтики. В устьевых наносах р. Оби наряду с гидрослюдой нами были обнаружены хлорит и монтмориллонит. Н. Н. Лапина и Н. А. Белов (1961), указывают, что в Арктический бассейн, кроме гидрослюдистых минералов, может приноситься с суши и каолинит. При этом они также подчеркивают, что в условиях арктического климата в полярных областях механическое выветривание горных пород и минералов преобладает над химическим и биологическим выветриванием; поэтому вещественный состав донных отложений в первую очередь определяется геологическим строением и литолого-петрографическим составом пород, слагающих побережье и острова бассейна.

Изучив терригенные минералы осадков Северного Ледовитого океана, Н. Н. Лапина и Н. А. Белов выделили минералогические провинции зоны седиментации и показали соответствие их питающим провинциям на суше. Местоположение и конфигурация этих провинций привели их к выводу, что основное количество материала, сносимого с суши, выпадает в пределах материковой и островных отмелей, а в более отдаленной зоне океана тонкий взвешенный материал подвергается значительному перемешиванию. Это положение, как увидим ниже, относится и к минералам глинистой фракции.

Глинистые минералы и их распределение в зоне осадконакопления

Рассмотрим вначале глинистые минералы тонкопелитовой фракции прибрежных, относительно мелководных осадков окраинных морей Советского сектора Арктики, а затем — особенности минералогического состава той же фракции в осадках центральной части Северного Полярного бассейна.

Арктические моря Северного Ледовитого океана

Из окраинных морей Советского сектора Арктики нами было изучено ограниченное число образцов из осадков Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Баренцево море. В Баренцевом море были изучены две донные пробы, взятые с э/с «Исследователь» близ Мурманского побережья. Первая проба (станция 216, глубина 117 м) представляет собой голубовато-серый ил с розовыми пятнами и черными примазками, с включениями песка, с бентосной фауной — *Astarte*, *Rhynchonella* и червями. Этот ил сверху был прикрыт тонким слоем зеленовато-серого илистого песка с обилием *Rhabdamina*, с галькой и щебнем береговых пород. Вторая проба (станция 210, глубина 127 м) представлена голубовато-серой глиной с розовыми пятнами и фауной офиур и ракообразных. Глина сверху была прикрыта небольшим слоем зеленовато-серого илистого песка с гравием, щебнем и камнями до 17 см в поперечнике.

Рентгенографией, термическими и химическими анализами во фракции <0,001 мм указанных проб было установлено явное преобладание деградированных гидрослюдов диоктаэдрического структурного типа. Наряду с гидрослюдой отмечено заметное количество хлорита (магнезиально-железистого), а во второй пробе — и примесь каолинита; кроме того, обнаружены полевые шпаты, кварц и гидрогётит.

Химический состав фракции <0,001 мм донных осадков окраинных морей приведен в табл. 56.

Карское море. Из осадков Карского моря изучалась проба коричневого ила (станция 844, глубина 181 м), взятая М. В. Кленовой с э/с «Персей» дночерпателем близ южной оконечности Новой Земли.

Химический состав (в %) донных осадков окраинных морей Советского сектора Арктики (фракция $<0,001$ мм)

Компоненты	Баренцево море		Карское море	Восточно-Сибирское море		Чукотское море
	станция 210	станция 216	станция 844	станция 36	станция 37	станция 17
SiO ₂	48,47	44,98	49,63	41,26	42,49	37,55
TiO ₂	Не опред.	Не опред.	Не опред.	0,97	0,90	0,71
Al ₂ O ₃	26,88	15,81	19,05	20,66	21,35	15,45
Fe ₂ O ₃	10,56	13,20	11,25	10,21	9,84	9,54
CaO	Не опред.	Не опред.	Не опред.	1,73	2,25	2,23
MgO	5,96	3,23	4,44	0,38	0,44	1,09
Na ₂ O	1,25	5,19	1,50	2,37	2,60	3,98
K ₂ O	—	1,60	0,58	0,67	1,40	0,66
H ₂ O ⁺	—	3,20	3,22	4,28	4,47	9,32
H ₂ O ⁻	4,63	10,64	5,13	8,86	8,60	15,84
	1,83	2,88	5,92	8,61	5,66	3,63
С у м м а	99,58	100,73	100,72	100,00*	100,00	100,00

* Для проб со станций 36, 37, 17 расчет дан на 100% после исключения аморфной SiO₂ и кварца

С поверхности ил был покрыт желтовато-коричневой, охристой массой гидроокислов железа. Во фракции $<0,001$ мм этой пробы установлены гидрослюда, хлорит, полевые шпаты, кварц и гидрогетит. Гидрослюда определены здесь рентгенографически, по рефлексам (001) с $d = 9,91$ кХ, (002) с $d = 4,96$ кХ; (060) с $d = 1,497$ кХ и т. д. Оптические свойства гидрослюда характеризуют следующие константы: Ng' от 1,588 до 1,610; Np' от 1,555 до 1,575; $Ng' - Np'$ от 0,033 до 0,035. Хлориты составляют существенную (до 15%) примесь; они относятся к триоктаэдрическим магнезиально-железистым разностям.

В осадках Карского моря, кроме гидрослюд и хлорита, нами в пробе (РТ-47), переданной Т. И. Горшковой, было обнаружено заметное количество монтмориллонита.

Восточно-Сибирское море. Из осадков Восточно-Сибирского моря были изучены две пробы. Первая проба (станция 36), отобранная дночерпателем из верхнего слоя осадка, представляет собой коричневатого-серый ил, а вторая проба (станция 37), поднятая трубкой Экмана с глубины 30—40 см от поверхности дна, — вязкий серый ил. При исследовании тонкопелитовой фракции органическими красителями и фотометрией в обеих пробах обнаружена слабая степень связи красителей, отвечающая гидрослюдистому составу с примесью каолинита. Рентгенографически в данных пробах отчетливо устанавливается обилие гидрослюд и примеси мало измененных слюд — биотита и мусковита. В первой пробе обнаружена еще и примесь каолинита, по свойственным ему рефлексам. В иммерсионных препаратах фракции $<0,001$ мм этих проб абсолютно преобладают мелкочешуйчатые гидрослюда, дающие ориентированные агрегаты с $Ng' = 1,580 \pm 0,003$; $Np' = 1,565 \pm 0,003$; $Ng' - Np' = 0,015$. Мелкие и тонкие, почти изотропные пластинки с $N_{cp} = 1,562 \pm 0,003$ принадлежат каолиниту. Монтмориллонит в этих пробах не обнаружен.

Чукотское море. Из донных осадков Чукотского моря изучена одна проба (станция 17) коричневого ила из верхнего слоя. По комплексу дифракционных линий здесь были установлены гидрослюда,

небольшая примесь монтмориллонита и кварц. Светопреломление гидрослюд, измеренное на чешуйках во фракции 0,01—0,001 мм, дало следующие величины: $Ng' = 1,583 \pm 0,003$; $Np' = 1,565 \pm 0,003$; $Ng' - Np' = 0,018$. Гидрослюды в форме обычных удлиненных чешуек, на которых возможен замер Ng' и Np' , в этой пробе очень редки. Химический состав фракции <0,001 мм этой пробы характеризуется весьма высоким содержанием K_2O (9,32%) и крайне малым количеством SiO_2 (37,55%), входящим в решетку алюмосиликатов (см. табл. 56). Однако это может быть связано не только с гидрослюдами, а и с наличием полевых шпатов, которые найдены здесь во фракции крупного пелита и частично во фракции <0,001 мм. Под микроскопом в ориентированных агрегатах, кроме гидрослюд, обнаружены и мелкочешуйчатые агрегаты монтмориллонита с $N_{cp} = 1,519—1,522$. В проходящем свете они имеют бледно-синевато-зеленую окраску, а при скрещенных николях — довольно высокое двупреломление. Показатель преломления этого монтмориллонита несколько повышен по сравнению с бентонитовыми монтмориллонитами, но вполне укладывается в нормы А. Н. Винчелла (1953). При исследованиях иммерсионных препаратов были еще обнаружены редкие чешуйки биотита и более крупные пластинки минерала оранжево-золотистой или золотисто-коричневой интерференционной окраски с $N_{cp} > 1,562$. По своим оптическим свойствам этот минерал близок к вермикулиту.

В химическом составе фракции <0,001 мм осадков арктических морей имеется ряд особенностей. Содержание свободного кремнезема в форме кварца невелико — всего 2,22—3,36% (табл. 57). Содержание

Т а б л и ц а 57

Содержание (в %) кварца и аморфного (биогенного) кремнезема в верхнем слое донных осадков арктических морей (фракция <0,001 мм)

Водоемы	Номер станции ледокола «Северный полюс»	Кварц	Аморфная SiO_2
Восточно-Сибирское море	36	3,06	6,83
То же	37	3,36	7,97
Чукотское море	17	2,22	24,32

аморфной (биогенной) SiO_2 в осадках Восточно-Сибирского моря не превышает 8%, а в осадках Чукотского моря составляет более 24%. Химические силикатные анализы фракции <0,001 мм, выполненные под руководством Э. С. Залманзон и частично Т. И. Горшковой, после исключения расчетным путем соответствующих количеств кварца и аморфной SiO_2 показали в донном осадке Чукотского моря очень малое содержание Al_2O_3 (15,45%) и очень большое количество F_2O_3 (9,54%). Для донных осадков окраинных морей наблюдаются резкие колебания в содержании K_2O — от 3,2 до 4,47%; MgO — от 1,25 до 5,19% и H_2O^+ — от 4,63 до 10,64%. Исключением является проба станции 17, где содержание K_2O составляет 9,32%, а H_2O^+ — 15,84%, что, по-видимому, обусловлено наличием в ней вермикулита.

Центральная часть Северного Ледовитого океана

Из центральной части Северного Ледовитого океана с дрейфующей станции «Северный Полюс» И. Д. Папанина были отобраны легким щупом при помощи ручной гидрологической лебедки небольшие колонки донных осадков, диаметром до 3 см и длиной до 25 см. Эти колонки,

представлявшие собой карбонатные илы, были переданы для изучения Т. И. Горшковой в лабораторию моря Всесоюзного института рыбного хозяйства и океанографии. Т. И. Горшкова совместно с А. Н. Ляминой произвели химические и рентгенографические исследования глинистой фракции этих образцов. Исследования показали, что комплекс глинистых минералов осадков центральной части Северного Ледовитого океана имеет более сложный состав по сравнению с осадками окраинных морей и характеризуется одновременным присутствием в них гидрослюда, хлорита, монтмориллонита и каолинита. Независимо от Т. И. Горшковой эти же образцы исследовал П. П. Авдусин по несколько особой методике, с выделением ряда фракций близких удельных весов и с последующими оптическими исследованиями в иммерсионных препаратах. П. П. Авдусин обнаружил в исследуемых илах те же минералы, что нашли Т. И. Горшкова и А. Н. Лямина.

Более новые данные о минералах глинистой фракции осадков, собранных в центральной части Северного полярного бассейна последующими дрейфующими станциями, пока в литературе не известны.

Общая схема распределения глинистых минералов в Северном Полярном бассейне представляется нам в следующем виде. Осадки окраинных морей при сильноном преобладании во фракции $<0,001$ мм гидрослюда отличаются в то же время пестротой комплекса сопутствующих глинистых минералов. Так, в осадках Карского и Чукотского морей наряду с гидрослюдой и хлоритом устанавливается и монтмориллонит. В осадках Восточно-Сибирского и, частично, Баренцева морей наряду с гидрослюдой и хлоритом обнаружен и каолинит. Наконец, при оптических исследованиях илов Чукотского моря найден еще минерал типа вермикулита. Глинистая фракция осадков центральной части Северного Ледовитого океана имеет сложный минералогический состав, в котором одновременно присутствуют все минералы, найденные в прибрежных осадках окраинных морей, — гидрослюда, хлорит, монтмориллонит и каолинит. Такое распределение глинистых минералов в осадках Северного Полярного бассейна обусловлено вымыванием тонкого глинистого материала из отложений прибрежной зоны и переносом его в центральную, более глубоководную часть океана. Аналогичный механизм разноса терригенного материала отчетливо устанавливается здесь Н. И. Лапиной и Н. А. Беловым (1961) и по терригенно-минералогическим провинциям.

Влияние климатической зональности на пространственное размещение глинистых минералов в океанических осадках, как оно имело место в других океанах, в Северном Полярном бассейне ослаблено, прежде всего потому, что все его побережье фактически находится в одинаковой климатической обстановке. Кроме того, господство в ледовых арктических условиях механического разрушения пород зоны вечной мерзлоты и слабое химическое выветривание не способствуют разнообразию ассоциаций возникающих здесь глинистых минералов. Но тем не менее влияние климата здесь может сказываться на формировании самого набора минералов. Так, например, если с какого-либо участка побережья Северного Ледовитого океана взвешенный сток рек поступает только из ледовой, таежной зоны почвообразования, то в прибрежных осадках можно ожидать наличия гидрослюда, хлорита и, возможно, вермикулита. Если же взвешенный речной сток формируется за счет не только ледовой, но также и гумидной умеренной зоны, то в прибрежных осадках наряду с гидрослюдой и хлоритом может появиться и монтмориллонит. Но если все перечисленные минералы могут иметь здесь двойкий источник, а именно — или эрозию почвенного покрова, или размыв более древних коренных пород, то наличие каолинита в осадках окраинных морей вызвано только переотложением из более древних пород. Дело в том, что этот каолинит не мог образоваться сингенетически в морских условиях,

не мог возникнуть и в почвенном покрове окружающих побережий тундровой или даже подзолистой зоны ввиду того, что в зоне холодного и влажного климата процесс разложения минералов, как известно, не доходит до образования каолинита, а конечным его продуктом является гидрослюда, на что имеются многочисленные указания: А. Е. Ферсмана (1938), Н. М. Страхова (1947б), И. И. Гинзбурга (1951), Н. И. Горбунова (1956, а, б), Тедроу (1954), М. А. Ратеева (Страхов, Ратеев и др., 1954). Следовательно, каолинит в прибрежной зоне Арктических морей является продуктом механического переноса и переотложения из древних каолинитсодержащих пород водосборных площадей. В пределах последних каолинит, как известно, развит во многих горизонтах.

На формирование глинистых минералов тонкой фракции арктических морей путем приноса их в составе речных взвесей с континента указывает и совместное нахождение монтмориллонита и каолинита в пробах как из центральной части Полярного бассейна, так и из Чукотского моря. На этот признак уже обращал внимание Н. М. Страхов (1954) при описании донных осадков Малайского архипелага. О влиянии механического переноса на формирование ассоциаций глинистых минералов в рассматриваемой зоне свидетельствуют и другие признаки: полимиктовый состав тонкой фракции, ее полидисперсность, аналогичная таковой почва, и обогащенность мало измененными слюдами — биотитом и мусковитом. В целом глинистые минералы заносятся в окраинные арктические моря с континента в составе речных взвесей, полученных от размыва почвенных горизонтов и пород водосборной площади. Каолинит же в осадках центральной части Северного Ледовитого океана может не только выноситься в виде наиболее мелких частиц из осадков окраинных полярных морей, но и приноситься теплым течением из Атлантического океана.

На примере Северного Ледовитого океана с его окраинными морями довольно отчетливо видно, что в том случае, когда на континенте ослабляется влияние климатических условий на формирование комплекса глинистых минералов, более отчетливо выступает роль размыва геологического субстрата суши. Этот вывод уже подчеркивали для осадков Северного Ледовитого океана Н. И. Лапина и Н. А. Белов (1961), но нам представляется невозможным полностью исключать здесь влияние климата, как это, по-видимому, считают указанные авторы.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Основываясь на изложенных данных о размещении глинистых минералов в современных морских и океанических бассейнах можно сделать ряд выводов.

1. Набор, или ассоциация глинистых минералов донных осадков морского или океанического бассейна всех зон гумидного климата и даже начального этапа возникновения аридных условий в основных чертах не зависит от его гидрохимического режима. Так, в пресноводном озере Байкал на подводном склоне дельты р. Селенги обнаружен монтмориллонит, а в солонатоводных морских осадках Черного и Аральского морей содержится каолинит. В пресноводных осадках Байкала и морских осадках Японского моря практически устанавливается тот же набор минералов, с одинаковым количественным соотношением. Еще более ярко это несоответствие между гидрохимией и комплексом глинистых минералов выступает в океанических бассейнах, где в тропической зоне Атлантического и Тихого океанов каолинит является нередко доминирующим компонентом глинистой фракции донных осадков.

2. Отсутствует связь глинистых минералов с фациальными типами осадков, иначе говоря, каждый тип осадка не имеет специфического комплекса минералов глинистой фракции.

3. Набор глинистых минералов донных осадков того или иного водоема зависит в основных чертах от состава речных взвесей, поступающих с его водосборного бассейна. Это было доказано идентичностью комплекса глинистых минералов и их количественных соотношений в речных взвесах Чорохи и Риони с соответствующим комплексом донных осадков Черного моря. Аналогичная ситуация установлена и для Аральского моря, в донных осадках которого имеются все минералы взвесей Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи и примерно в тех же соотношениях.

4. Поскольку глинистые минералы морских и океанических осадков зависят от характера выветривания пород и почвообразования на водосборном бассейне, постольку их размещение подчинено, как и в почвенном покрове, климатической зональности. Так, для всей гаммы условий гумидного климата характерна примерно следующая смена ассоциаций глинистых минералов. Глинистые осадки ледовой полярной зоны, не получающей питания взвешенным материалом за счет соседней холодной, умеренно влажной зоны, обычно сложены так же, как и почвы этой зоны, а именно: гидрослюдой, хлоритом и отчасти вермикулитом. В комплексе глинистых минералов умеренной зоны доминируют более сильно деградированные гидрослюды и почвенный монтмориллонит (образующийся за счет гидрослюда) и обычно имеется небольшая примесь хлорита. В морских осадках субтропической зоны наряду с гидрослюдой и почвенным монтмориллонитом появляется постоянная примесь каолинита, а иногда и галлуазита. В тропической гумидной зоне преобладает каолинит, с подчиненным количеством гидрослюды. В этой зоне по большей части из набора минералов исчезает хлорит, и монтмориллонит низводится до незначительной спорадической примеси. В морских осадках аридной зоны на начальном этапе аридного литогенеза к тем же минералам (гидрослюдам, отчасти хлоритам и почвенному монтмориллониту) обычно прибавляются магнезиальные силикаты типа палыгорскита или сепиолита. Их появление связано с развитием солончакового и такырового почвообразования. Эта зональность глинистых минералов морских осадков, зависящая от климата водосборов, выявлена по схемам пространственного их распределения как во внутриконтинентальных морях, так и в океанических бассейнах.

5. Аллотигенный генезис глинистых минералов морских осадков в настоящее время подтверждается не только данными пространственного их размещения, но и другими важными фактами. Так, например, экспериментальные исследования Йодером и Югстером (Joder, 1959; Eugster, 1955) полиморфных разностей гидрослюды показали, что стабильные низкотемпературные иллиты представлены структурными разновидностями 1M и 1Md, близкими к слюдыстым глауконитам. Стабильный же высокотемпературный иллит является полиморфной разностью 2M₁. При этом оказывается, что гидрослюды Черного моря, по исследованиям В. А. Дрица и по данным Уивера (1959), Йодера и Югстера (1955), и гидрослюды из современных осадков других водоемов обычно относятся к структурной разновидности 2M₁ и редко принадлежат к глауконитоподобному структурному типу 1M или 1Md.

Аналогичное положение сложилось и со структурными разновидностями хлорита. Уивер указывает, что все глинистые минералы, преобразующиеся в хлорит, являются диоктаэдрическими высокоглинозистыми. В то же время хлорит современных морских осадков, по нашим исследованиям и данным Уивера (1959), обычно принадлежит к триоктаэдрическим разностям магнезиально-железистого типа, которые попадают в бассейн седиментации в результате переотложения продуктов выветривания магматических и метаморфических пород. Наконец, очень важные доказательства аллотигенности глинистых минералов морских осадков получены в последнее время А. Я. Крыловым, А. П. Лисицыным

и Ю. И. Силиным (1961) посредством определений абсолютного возраста береговых отложений Антарктического материка и возраста соседних океанических осадков, образовавшихся за счет их размыва. Так, у побережья Восточной Антарктиды возраст терригенной части илов по данным А. П. Лисицына (1961), около 500—700 млн. лет и примерно равен возрасту типических береговых пород, который был определен ранее Е. И. Стариком (Старик и др., 1959).

Илы Тихоокеанского побережья Западной Антарктиды имеют более молодой абсолютный возраст терригенной части, соответственно и берега также сложены более молодыми породами — 200—300 млн. лет. Терригенная часть тихоокеанских глубоководных глин отличается более молодым возрастом — порядка 150 млн. лет, что вполне согласуется с молодым возрастом тектоно-магматических провинций тихоокеанского пояса, с которыми связано возникновение пелловых монтмориллонитов. Еще более интересны, с нашей точки зрения, резкие колебания абсолютного возраста терригенной части, осадков с различных участков Индийского океана. Пробы, взятые вблизи восточных берегов Африки (станции 147, 148), показали сравнительно древний возраст, 560—680 млн. лет, что согласуется с широким развитием пород докембрия на Африканском материке. Красные илы у Кокосовых островов (станции 307, 316) показали возраст примерно 250 млн. лет, т. е. близкий к возрасту красных илов Тихого океана, области сноса которых имеют некоторое сходство. Илы Бенгальского залива, возраст которых составляет 140—255 млн. лет, моложе илов Антарктического и Африканского секторов Индийского океана, что А. П. Лисицын объясняет выносом материала Гангом из более молодых тектонических районов. Наконец, современный возраст илов, развитых у островов Херд и Кергелен (станции 120, 122), обусловлен обилием современного вулканогенного материала и отчасти глауконита.

Итак, вместо более или менее одинакового возраста терригенной части, глинистых донных осадков, чего можно было бы ожидать в пределах акватории океанического бассейна в случае аутигенного образования глинистых минералов, исследователями установлен их различный возраст, соответствующий возрасту пород областей сноса. Таким образом, если иметь в виду морские водоемы всех поясов гумидного климата, то приведенные факты о пространственном размещении глинистых минералов, их полиморфных модификаций и абсолютном возрасте не оставляют сомнения в аллотигенной природе основной массы глинистых минералов в донных осадках современных бассейнов. Развития аутигенного глинообразования можно ожидать с большой степенью вероятности в озерных условиях континентального осадконакопления и в сильно засоленной морской и лагунной обстановках зрелых стадий аридного литогенеза, о чем будет сказано в заключительной части работы.

ОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВОДОЕМАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

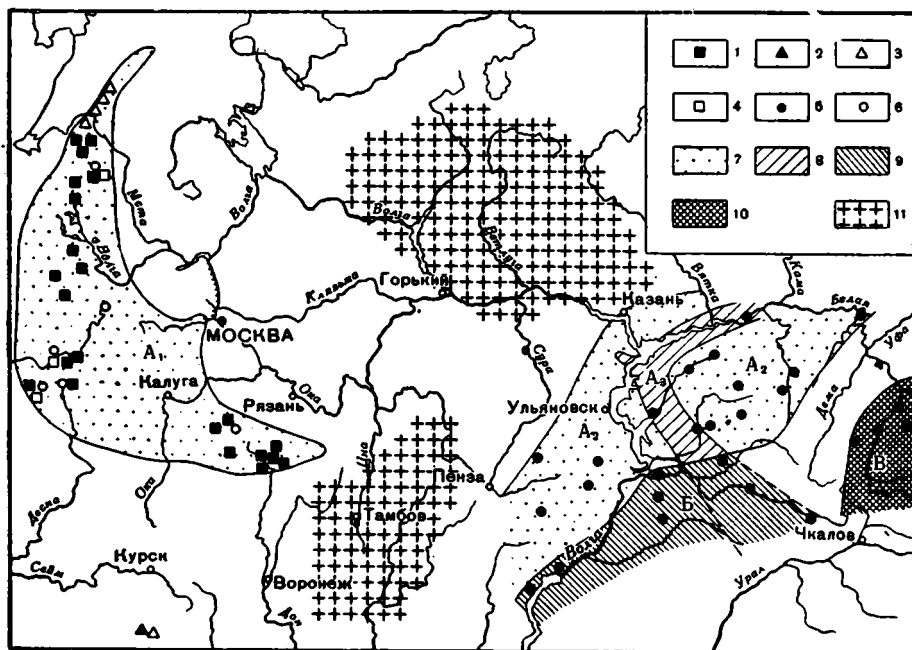
После того как мы выяснили некоторые общие закономерности размещения глинистых минералов в современных бассейнах в стадию седиментогенеза, нам важно установить, сохраняются ли эти закономерности также и в ископаемых осадках, или размещение глинистых минералов в связи с воздействием диагенеза приобретает здесь иные черты. Кроме того, среди изученных нами современных осадков не были представлены образования, типичные для тропических областей с обилием каолинита как порообразующего минерала глинистой фракции. А между тем только рассмотрение морских бассейнов с обильным поступлением в них каолинита из тропических областей и выяснение дальнейшей судьбы его в донных осадках этих водоемов может, на наш взгляд, решить основной вопрос диагенетической концепции Грима об интенсивности физико-химической переработки каолинита в условиях морской среды. Наконец, более интенсивно процессы диагенеза могли, естественно, воздействовать прежде всего в условиях малой тектонической активности земной коры, т. е. при малых скоростях осадконакопления. В этой связи наше внимание при рассмотрении древних отложений было сконцентрировано в значительной степени на исследовании пород гумидных тропических областей Русской платформы. Из них наибольший интерес для нас представляли угленосный бобриковский горизонт нижнего карбона Русской платформы, старооскольские слои верхов среднего девона и архединские и кикинские слои низов верхнего девона центральных ее районов. Бобриковский горизонт интересен обширным развитием в нем комплекса глинистых минералов, характерного для водосборного бассейна гумидной тропической области, и непосредственным переходом его на восточной окраине платформы в область морского осадкообразования. Бассейны среднего и верхнего девона представляют интерес для выявления особенностей размещения глинистых минералов внутри достаточно крупных морских водоемов платформенного типа и сопоставления их не только с областями сноса, но и с зонами различной солености, установленными по фаунистическим остаткам.

Глава IX

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Отложения бобриковского горизонта нижнего карбона широко развиты как в центральных районах Русской платформы, особенно к западу от Москвы, так и по восточной ее окраине. Стратиграфия и фациальный облик отложений нижнего карбона Русской платформы детально изучали в свое время М. С. Швецов (1938, 1940, 1954), Р. М. Пистрак (1950), В. С. Яблоков (1957), Д. М. Раузер-Черноусова (1943, 1947, 1948), Л. М. Бирина (1949), М. Ф. Викулова (Викулова и др., 1940), А. С. Корженевская (1932), В. А. Котлуков (1939), О. Л. Эйно́р (1960) и др. В последние годы эти данные были существенно дополнены сводками Н. С. Ильиной (1955), И. Д. Зхуса (1956), П. В. Орловой (1960), Е. С. Тихомировой (1958) и Н. М. Страхова (1959), работами Р. Б. Самойловой (Самойлова и др., 1954), Л. А. Юшко (1957), а по восточной окраине платформы — В. М. Познером (1955), Л. В. Шаломеевой (1955), Н. И. Марковским (1956), М. И. Фадеевым (1955) и Н. П. Бетелевым (1960). На этих работах мы и базировались при подборе для исследования соответствующего кернового материала.

Стратиграфические границы бобриковского горизонта для Подмосковского бассейна нами приняты по данным Геологического управления центральных районов (ГУЦР), согласно которым нижняя его граница фиксируется по залеганию на сильно эродированной поверхности фаунистически охарактеризованных известняков чернышинского подъяруса или на лихвинских карбонатно-глинистых породах. Верхняя граница бобриковского горизонта проводится здесь по появлению прослоев карбонатных пород горизонта A_0 , которой теперь относят к нижнетульским слоям (Самойлова, Фомина и др., 1954). В Волго-Уральской области стратиграфические отбивки бобриковского горизонта нами приняты по Л. В. Шаломеевой, а для Татарии — по Н. П. Бетелеву. В Куйбышевском Поволжье подолу бобриковского горизонта обычно отбивали по кровле карбонатных пород верхнетурнейского возраста. Однако после обнаружения Камско-Кинельской впадины, выполненной кизеловскими и малиновскими морскими карбонатно-терригенными осадками, эту границу проводят по кровле верхнемалиновских слоев с морской фауной (Познер, 1955). Верхнюю границу бобриковских отложений Л. В. Шаломеева проводит в районе Булдырско-Радаевской впадины (Большая Раковка, Малиновка и Покровка), по подошве слоя средне- и крупнозернистых песчаников. Возможность надежной синхронизации отложений бобриковского горизонта центральных районов Русской платформы с соответствующими осадками восточной ее окраины была установлена сравнительно недавно исследованиями С. Н. Наумовой, работами Л. А. Юшко (1957), Н. П. Малаховой (1957), Л. В. Шаломеевой (1955) и других.



Фиг. 46. Схема распределения глинистых минералов в осадках различных фациальных зон бобриковского горизонта Русской платформы.

1 — огнеупорные глины; 2 — бокситы коры выветривания; 3 — бокситы пестроцветной толщи; 4 — аллиты; 5 — скважины, изученные автором; 6 — скважины, изученные другими исследователями; 7—A₁—A₂ — осадки водосборного бассейна гумидных тропических равнин — каолинистые глины с малой примесью изометричной диоктаэдрической гидрослюда; 8—A₃ — осадки Камско-Кинельской впадины — каолинистые глины, иногда с более заметной примесью гидрослюда; 9—B — чередование прибрежно-морских и лагунных осадков — диоктаэдрическая гидрослюда, каолинит как породообразующий минерал; 10 — B — морские осадки — диоктаэдрическая гидрослюда, единичные пластинки каолинита и волокна палыгорскита; 11 — области размыва

В районах, расположенных между Волгой и западным склоном Урала, авторам удалось отделить кизеловские и луньевские слои от осадков собственно бобриковского горизонта и обнаружить комплекс спор, совершенно идентичный комплексу синхронных осадков Подмосковского бассейна.

Для бобриковского времени характерно прежде всего обширное распространение осадков водосборного бассейна, т. е. в данном случае — песчано-глинистых отложений континентального типа на северо-западных склонах и юго-западных склонах Московской синеклизы, а также на восточной окраине Русской платформы (фиг. 46). Последние и явились объектом более детальных наших исследований. Морские фации бобриковского горизонта на Русской платформе менее развиты, но на восточной ее окраине имеется переход по простиранию полосы песчано-глинистых континентальных осадков бобриковского горизонта в синхронные прибрежно-морские терригенные и терригенно-карбонатные породы, которые восточнее Стерлитамака сменяются известняками с разнообразной фауной кораллов. Изучение этой смены фациальных типов пород и дало возможность проследить характер распределения глинистых минералов при переходе от водосборного бассейна к области морского осадконакопления. В дополнение к этому нами были изучены глинистые минералы нерастворимого осадка карбонатных пород и зоны C₁^v Донбасса, которая считается теперь синхронной осадкам бобриковского горизонта центральных районов Русской платформы.

Континентальный генезис песчано-глинистых осадков бобриковского горизонта Подмосковского бассейна, как известно, был установлен ранее работами М. С. Швецова (1938), а в последние годы В. С. Яблоковым (1957), И. Д. Зхусом (1956, 1958), Е. С. Тихомировой (1958) и П. В. Орловой (1960). Континентальный характер осадконакопления доказывается здесь многими признаками. Среди них важную роль играют условия залегания, характерные для континентальных фаций, с выполнением долинообразных понижений, свойственных аллювию; изометричная форма залежей, присущая болотным и озерным отложениям; взаимные переходы фаций как на площади, так и по вертикали; смена в разрезе генетических типов углей, соответствующая зарастанию болот и озер; присутствие в почве автохтонных стигматий и, наконец, косая слоистость песчаных отложений нижнего подгоризонта, отмеченная в ряде пунктов Е. С. Тихомировой (1958).

В геоморфологическом отношении юго-западная часть Подмосковского бассейна в бобриковское время, по данным И. Д. Зхуса (1958), представляла собой, по-видимому, обширную континентальную аллювиальную равнину с очень густой и разветвленной эрозионной сетью. Непрерывный континентальный режим определял постоянное низкое значение водосборного потенциала (рН). Иначе говоря, среда, в которой накапливались бобриковские осадки, оставалась кислой, чему в немалой степени способствовало обильное увлажнение. Существенное дополнение к гидрохимическому облику континентальных водоемов бобриковского времени сделано недавно Н. М. Страховым (Страхов и др., 1959), который разделяет мнение других авторов об аллювиальном и озерно-болотном генезисе бобриковских отложений Московской синеклизы, но полагает, что при такой трактовке их фациальной природы нужно, по косвенным данным, допускать заметное содержание SO_4 в воде породивших их бассейнов; иначе говоря, это были несколько сульфатные водоемы. В условиях приморской заболоченной низины с отсутствием четкой границы суши и моря такого рода обогащение пресных вод ионом SO_4 представляет собой явление не удивительное и, по-видимому, неизбежное.

По восточной окраине Русской платформы обширная равнина, на которой, так же как и в Подмосковье, в бобриковское время накапливались песчано-глинистые осадки континентальных фаций, простиралась от Саратова до пос. Чекмагуш (Башкирская АССР) и от Казани до Пилюгино. В пределах этой полосы на территории Татарии Н. П. Бетелевым на основании спорово-пыльцевых анализов Л. А. Юшко бобриковские отложения установлены в Ново-Ибрайкино, Елабуге, Азнакаево, Ново-Мусабее и других пунктах. Бобриковские отложения, датированные по спорово-пыльцевым комплексам С. Н. Наумовой, прослеживаются на юго-западе этой полосы, в Юлово-Ишиме, Кикино, Ульяновске, Ново-Спасской, Комаровской, Ивановской и Верхозимовской скважинах. Эти данные С. Н. Наумовой позволяют непосредственно синхронизировать отложения $\text{C}_1^{2\text{bbr}}$ восточной окраины Русской платформы с осадками бобриковского горизонта Подмосковского бассейна. Континентальный генезис бобриковских осадков установлен для районов Татарии Н. П. Бетелевым (1960), а для Куйбышевского Поволжья — В. М. Познером (1955; Познер и др., 1957), Л. В. Шаломеевой (1955), М. И. Фадеевым (1955) и, кроме того, Н. И. Марковским (1956) почти для всей этой области, за исключением северо-восточных районов, которые не были охвачены его исследованиями.

Гумидный тропический облик зон A_1 и A_2 водосборного бассейна, дававшего материал для формирования осадков бобриковского горизонта, устанавливается по остаткам ризоид и стигматий, по наличию аллитов, огнеупорных глин и бокситов.

АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЗОНАХ ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА

Глинистые породы и ассоциации глинистых минералов осадков бобриковского горизонта в юго-западном крыле Московской синеклизы гумидной тропической зоны A_1 детально изучены нами в разрезе Ряжской скважины 159 (фиг. 46). В отношении осадков C_1^{bbr} северо-западного ее крыла мы опирались на работы П. В. Орловой (1960), И. Д. Зхуса (1956) и Е. С. Тихомировой (1958).

В Ряжской скважине 159 породы бобриковского горизонта имеют мощность около 25 м и представлены черными и серыми углистыми глинами с песчано-алевритовыми прослоями. Рентгенография (табл. 58) и кривые награвания указывают, что эти глины в тонкопелитовой фракции сложены целиком хорошо окристаллизованным каолинитом, который является здесь породообразующим и доминирующим минералом. Примеси гидрослюда и других минералов ничтожны. Химический анализ фракции $<0,001$ мм каолинитовой глины (табл. 59) показал значительное содержание в ней Al_2O_3 (до 37%) и высокий процент кристаллизационной воды (11,77%), что, как известно, является типичным признаком хорошо окристаллизованных каолинитов. Преобладание каолинита в составе глинистых пород C_1^{bbr} Подмосковского бассейна показано также в работах И. Д. Зхуса (1956), Е. С. Тихомировой (1958) и А. М. Блоха (1958). Основные выводы И. Д. Зхуса (1954, 1958) о минералогии глин бобриковского горизонта Подмосковского бассейна (западная часть зоны A_1) сводились к следующему: во всех без исключения изученных им скважинах наряду с значительным обилием каолинита отмечена незначительная примесь гидрослюда и отсутствие минералов группы монтмориллонита, причем относительная обогащенность гидрослюдой характерна для осадков более проточных водоемов и руслового аллювия.

Каолинит как породообразующий минерал резко преобладает и в ассоциации глинистых минералов в осадках C_1^{bbr} гумидной тропической равнины (зона A_2) восточной окраины Русской платформы. В центральной, осевой части этой равнины, на территории Татарии (Ново-Ибрайкино, Азнакаево, Чистополь, Елабуга, Мелекесс, Ульяновск, Борлы, Ново-Спасская, Радаевка и др.), отлагались темно-серые глины и аргиллиты, сменяющиеся вверх по разрезу пачками переслаивающихся алевритов и песчаников с тонкими прослоями углистых глин, иногда переходящих в угли. Изучение глин при помощи термографии в разрезах многих скважин (Кикино, Юлово-Ишим, Борлинская, Ульяновск, Мелекесс, Ново-Ибрайкино, Елабуга, Раковка, Радаевка, Чекмагуш, Дмитриево и Надеждино) показывает, что породообразующим компонентом в них всюду является хорошо окристаллизованный каолинит. Электронографические исследования Б. Б. Звягина, выполненные на наших образцах, показали (табл. 60), что каолинит из сухарных глин бобриковского горизонта зоны A_1 центральных районов Русской платформы (Ряжск, скв. 159, обр. 652) и из осевой части гумидной равнины зоны A_2 Татарии (Азнакаево, скв. 1, обр. 705 и Ново-Ибрайкино, скв. 42, обр. 765), так же как и в коре выветривания девона (с. Бабка, скв. 5, обр. C_5 и C_6), представлен более совершенной триклинной структурной разнородностью (Т), тогда как по юго-восточной окраине зоны A_2 она сменяется на менее совершенную псевдомоноклинную разность (рМ). Аналогичную смену триклинной, более совершенной структурной разности каолинита на менее совершенную псевдомоноклинную уже отмечала М. Ф. Видулова (1958) для континентальных отложений полтавского яруса Украины.

Нам представляется, что структурная перестройка триклинного каолинита в псевдомоноклинную могла возникнуть лишь в условиях не

Таблица 58

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов глинистых пород бобриковского горизонта различных фациальных зон восточной окраины Русской платформы (фракция $<0,001$ м.м)

Водосборный бассейн подомской гумидной зоны A_1		Переходная прибрежно-морская и лагунная зона B с каолинитом								Зона морского терригенного осадконакопления, наиболее удаленная от водосбора				Зона нормально-морского карбонатного осадконакопления	
Ряжск., скв. 159, обр. 727 а, глубина 402,2—404,4 м		Красная Поляна, скв. 1, обр. 2662, глубина 1864—1869 м		Бузулук, скв. 1, обр. 81, глубина 2657,5—2661,9 м				Сорочинская, скв. 4, обр. 47, глубина 2438—2442 м		Красноусолка, скв. 1/7, обр. 171, глубина 1042,7—1049,7 м		Стерлибашево, скв. 8/18, обр. 137, глубина 2154,2—2155,7 м		Макарово, обн. 17, обр. 188 (р. Сиказа восточнее Стерлитамака)	
Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Насыщенный глицерином препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат		Порошковый препарат	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
—	—	—	—	—	—	—	—	10,1	7	10,2	8	10,2	9	10,1	8
7,19	10	7,14	8	7,22	10	7,22	10	7,22	8	—	—	—	—	—	—
4,89	4	4,85	6	—	—	—	—	5,00	4	4,97	3	5,11	3р.	5,06	8
—	—	4,71	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,70	5
4,43	10	4,40	10	4,45	10	4,45	9	4,45	10	4,44	10	4,44	9	4,51	5
3,66	18	4,17	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,50	10	3,52	8	3,56	10	3,56	9	3,50	7	—	—	—	—	—	—
3,30	10	—	—	—	—	—	—	3,24	3	3,31	8	3,32	10	3,35	10
2,79	6	2,75	4	—	—	—	—	2,78	6	2,73	7	—	—	2,80	4
—	—	—	—	—	—	—	—	2,62	9	—	—	—	—	—	—
2,56	10	2,55	8	2,56	9 ш.	2,56	9	—	—	2,56	9	2,56	9	2,58	9
2,49	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,41	2р.	—	—
2,38	8	2,34	8	2,35	9 ш.	2,34	9	—	—	—	—	—	—	—	—
2,32	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,29	4	—	—	—	—	—	—	2,32	6	—	—	—	—	—	—
2,20	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,25	3	2,74	5
1,99	8	2,19	4	2,21	2	2,20	2	—	—	2,20	3	2,11	5	2,17	5
1,88	4	1,98	5	2,00	5	1,90	5	1,96	5	1,96	4р.	1,97	3	2,09	5
1,88	4	1,89	2	1,89	1	1,88	1	1,89	1	—	—	1,80	7	1,98	5
1,68	4	1,68	4	1,67	7р.	1,67	7	—	—	1,69	4р.	—	—	1,89	4
1,62	6	—	—	—	—	—	—	1,65	5р.	1,62	4р.	1,65	5р.	1,67	4
1,58	6	—	—	—	—	—	—	—	—	1,57	4	1,53	7	1,62	7
1,49	10	1,48	10	1,48	10	1,48	10	1,49	9	1,49	9	1,49	9	1,50	7
1,36	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1,37	5	1,36	7	—	—
1,29	2	1,29	4	1,29	5	1,29	5	1,29	5	1,29	7	1,29	5	—	—
1,24	2	1,24	5	1,24	6	1,24	5	1,24	4	1,24	3	1,25	3	—	—

Химический состав (в %) глинистых пород бобриковского горизонта восточной окраины Русской платформы (фракция < 0,01 мм)

Компоненты	Водосборный бассейн Подмосковной зоны А ₂	Водосборный бассейн восточной окраины Русской платформы зоны А ₂ (Камско-Кинельская впадина)			Переходная прибрежно-морская и лагунная зона Б с каолинитом	
	Ряжск, скв. 159, обр. 652, глубина 21,0—27,2 м	Елабуга, скв. 14, обр. 515, глубина 1109,2—1115,3 м	Мелекес, скв. 1, обр. 612, глубина 1597—1602 м	Радаевка, скв. 16, обр. 978, глубина 1328—1333 м	Красная Поляна, скв. 1, обр. 2662, глубина 1864—1869 м	Чекмагуш, скв. 4, обр. 1915, глубина 1382,9—1388,5 м
SiO ₂	43,95	44,23	40,12	41,46	42,29	48,19
TiO ₂	0,89	1,03	0,90	1,38	2,07	1,03
Al ₂ O ₃	36,94	33,04	32,64	32,58	30,74	25,74
Fe ₂ O ₃	1,01	2,01	0,57	1,70	0,87	4,17
FeO	0,37	0,88	1,10	0,87	1,01	1,63
CaO	0,75	1,96	0,86	0,50	1,92	1,45
MgO	1,02	0,77	1,06	0,16	0,83	1,74
Na ₂ O	0,09	0,17	0,13	0,15	0,79	0,16
K ₂ O	0,18	1,28	0,49	1,00	0,90	3,08
H ₂ O ⁺	11,77	11,74	12,52	14,85	12,77	8,27
H ₂ O ⁻	2,18	1,99	2,14	1,49	1,58	3,12
CO ₂	0,33	Нет	0,13	Нет	0,83	Нет
C	0,58	1,47	5,33	4,27	3,11	1,49
O + N	0,21	—	2,13	—	—	—
Сумма	100,27	100,57	100,12	100,41	99,71	100,07
SiO ₂ в форме кварца	0,17	Нет	0,09	Нет	1,88	0,79

только прогрессирующего измельчения его частиц, но также в результате дальнейшей его гидратации, о чем упоминает Макензи (1957). Аутигенному физико-химическому синтезу глинистых минералов в озерных водоемах гумидной тропической равнины сильно препятствовала проточность гумидных водоемов (Страхов, 1960), когда выщелачивание кремнезема и даже иногда частичное отделение его от глинозема могло продолжаться и в осадках этих озерных бассейнов. В такой обстановке интенсивного выноса из водоемов щелочных и щелочноземельных металлов в них могли накапливаться преимущественно лишь остаточные продукты каолинита — каолинитовые огнеупорные глины, реже аллиты, большей частью с незначительной примесью гидрослюда. Естественно, что в условиях отсутствия концентрации в воде озер или в иловых растворах таких соединений, как MgO и K₂O, в них и не могли возникать аутигенно ни минералы группы монтмориллонита, ни значительные количества гидрослюда.

Указание Л. И. Горбуновой и Е. В. Шабасовой (1957) на существенно монтмориллонитовый состав угленосных бобриковских отложений в некоторых скважинах Татарии вызвано неточностями стратиграфических отбивок, которыми пользовались авторы, имея дело, очевидно, с кизеловскими или тульскими слоями.

Выводы об остаточной аллотигенной природе озерных каолинитов сделаны с учетом и того факта, что при интенсивном химическом вывет-

Структурные разновидности каолинита в глинистых породах бобриковского горизонта и в коре выветривания среднего девона Русской платформы (фракция $< 0,001 \text{ мм}$)

(По электронографическим данным Б. Б. Звягина)

Стратиграфическое положение	Фациально-петрографический тип пород и пункт взятия образцов	Особенности кристаллической структуры каолинитов и примеси	Параметры элементарной ячейки
Девон, донжидефранский возраст	Кора выветривания. Бабка, скв. 5, обр. С ₅ , глубина 28,6—29,4 м	Триклинный каолинит — Т, с совсем совершенной структурой. Заметна вариация толщины пластинок каолинита. Примесь хлорита и аморфного вещества	$a = 5,14 \text{ кХ}$ $b = 9,90 \text{ кХ}$ $c = 7,3 \text{ кХ}$ $\alpha = 91^\circ 40'$ $\beta = 104^\circ 30'$
	Кора выветривания. Бабка, скв. 5, обр. С ₅ , глубина 28,6—29,4 м	Триклинный каолинит — Т, структура упорядочена только в проекции на плоскость ХО, смещение в направлении оси z беспорядочно	Те же
Нижний карбон, бобриковский горизонт	Сухарная каолинитовая глина болотной фации. Ново-Ибрайкино, скв. 42, обр. 765, глубина 1020—1027 м	Триклинный каолинит — Т, с почти строгим периодом c , но с некоторыми нарушениями совершенства структуры. Возможны следы монтмориллонита	$a = 5,14 \text{ кХ}$ $b = 8,90 \text{ кХ}$ $c = 7,3 \text{ кХ}$ $\alpha = 91^\circ 40'$ $\beta = 104^\circ 30'$
	Озерно-болотная фация. Рязск, скв. 159, обр. 652, глубина 21,0—27,2 м	Триклинный каолинит — Т, плоская пластинчатость. Возможна примесь хлорита	Те же
	Сухарная глина болотно-озерной фации. Азнакаево, скв. 1, обр. 705	Триклинный каолинит — Т. Примесь хлорита	Те же
	Глина каолинитовая, слабоалевритистая. Радаевка, скв. 16, обр. 978, глубина 1328—1333 м	Псевдомоноклинный каолинит — рМ, с несовершенной структурой. Возможна примесь монтмориллонита	$a = 5,14 \text{ кХ}$ $b = 8,90 \text{ кХ}$ $c = 7,3 \text{ кХ}$ $\beta = 104^\circ$
	Глина каолинитовая, слабоалевритистая. Чекагуш, скв. 4, обр. 1902, глубина 1371,1—1376,9 м	Псевдомоноклинный каолинит — рМ, с несовершенной структурой. Возможна незначительная примесь монтмориллонита	$a = 5,14 \text{ кХ}$ $b = 8,90 \text{ кХ}$ $c = 7,3 \text{ кХ}$ $\beta = 104^\circ$

ривании в условиях гумидных тропиков практически все алюмосиликаты проходят через стадию каолинита, причем лишь на наиболее дренируемых участках процессы доходили до разрыва связей глинозема с кремнеземом, с образованием аллитов, т. е. глин, частично обогащенных свободным глиноземом, или настоящих кондиционных бокситов с бемитовым или гиббситовым вещественным составом. При этом глинозем концентрировался, вероятно, в основном в форме остаточного продукта (Allen, 1955); в меньшей степени он перераспределялся в результате кристаллизации гелей ввиду весьма малой подвижности гидратов Al_2O_3 (Стра-

хов, 1960б). По той же причине мы вынуждены рассматривать и генетическую природу каолинита в основном как остаточного продукта, возникшего в тропической коре выветривания и сносившегося затем многочисленными водотоками в близлежащие озерные водоемы. Более того, миграция Al_2O_3 , как весьма четко показал Н. М. Страхов (1960б), в речных водах тропиков происходит не в форме свободного глинозема, а вероятно, в виде мицелл каолинита, на что указывают, по Ю. К. Горецкому (1958), соотношения $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, близкие к каолиновым.

По данным Н. М. Страхова (1960б), исключаются также и далекие миграции гидроокислов Al_2O_3 из поровых вод тропической коры выветривания, поскольку при $\text{pH} > 5$ происходит немедленное соосаждение Al_2O_3 с SiO_2 в соотношениях, близких к каолиниту, и садка самого глинозема, которая и разгружает раствор от Al_2O_3 . Наконец, гелевые сгустки свободного глинозема, выделившиеся где-либо из растворов, не могут при переносе отделиться от сопровождающего их тонкого взвешенного материала соответствующей размерности.

Из всех этих фактов логически вытекают выводы об аллотигенной природе каолинита и гидрослюд гумидных тропических водоемов, не говоря уже о непосредственных признаках, связанных с особенностями самих глинистых минералов. Выводы Н. М. Страхова о влиянии малой подвижности глинозема на область близлежащего осадконакопления подтверждаются и в случае формирования бобриковского горизонта, с приуроченностью основных бокситопоявлений большей частью к корам выветривания, описанным в Яковлеве у Белгорода А. П. Никитиной (1958), в верхнем Мамоне у Воронежа — А. А. Дубянским (Дубянский и др., 1940, 1961), а в Боровичско-Тихвинском районе — С. Г. Вишняковым (1951) и В. В. Гончаровым (1952). На это же указывают и слабые проявления аллитов в пестроцветных озерных фациях, развитых на более пологих склонах рельефа (Орлова, 1960).

Следы избыточного глинозема обнаруживаются и в сухарных каолиновых глинах озерных фаций. На это указывает пониженное молекулярное отношение $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$ (иногда до 1,8), что для зоны A_1 отложений бобриковского горизонта отмечал И. Д. Зхус (1956), а для зоны A_2 — Н. П. Бетелев (1960). Но более часто глинистые породы обеих зон, по данным химических анализов, содержат во фракции $< 0,001$ мм повышенное количество K_2O (табл. 59). Чаще всего это наблюдается в алевроитовых и песчаных глинах аллювиальных пойменных и русловых осадков. В таких глинах возрастание процента песчано-глинистых частиц обычно сопровождается увеличением показателей преломления в иммерсионном препарате, что позволяет объяснить повышенное содержание K_2O непосредственно примесью гидрослюды. В других случаях, когда светопреломление глин остается в пределах каолиновых норм, а содержание K_2O , тем не менее, заметно повышено, это может быть вызвано примесью так называемых каолинизированных гидрослюд или слюдистых каолинитов по терминологии В. П. Петрова (1948), или деградированных иллитов по Гриму (1953), которые могли в дальнейшем выноситься в область морской седиментации. Причем именно для таких деградированных, частично выщелоченных глинистых образований весьма характерны резкие вариации K_2O , которые уже отмечались нами для современных осадков и которые имеют здесь пределы колебаний в содержании K_2O от 0,18 до 2,5%. По рентгенографическим исследованиям гидрослюда относится здесь к диоктаэдрической разности, а пластинки ее имеют изометричный облик под электронным микроскопом, что в большинстве случаев указывает на обломочное ее происхождение. Из других минералов в глинистых отложениях бобриковского водосборного бассейна изредка отмечаются трубочки галлаузита, агрегаты хал-

цедона и очень небольшая примесь хлоритового компонента, установленная Б. Б. Звягиным по данным электронографии.

Таким образом, с области гумидного тропического водосбора в бобриковское время в рассматриваемом случае могли приноситься в близлежащую зону морского осадконакопления в существенных количествах лишь каолинит и гидрослюда и очень мало хлорита. Возможность приноса в морской водоем не только каолинита, но и гидрослюда будет очень важно учесть при разборе распределения глинистых минералов в области перехода от континентальных фаций к морским. Принос гидрослюда с континента в область морского осадконакопления имеет особенное значение потому, что ни при транспортировке реками, ни в седиментогенезе, ни в иловой фазе раннего диагенеза, как увидим далее, нет насыщения растворов K_2O , которое необходимо для ее аутигенного синтеза.

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ МОРСКИХ И ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА

Смена континентального осадконакопления на морское терригенное по восточной окраине Русской платформы происходит прежде всего на южной границе гумидной тропической равнины, у Сызрани, Покровки и Красной Поляны.

Д. М. Раузер-Черноусова описывает в бобриковском горизонте района Сызрани известняки с неопределимыми створками пластинчатожабберных в нижней и верхней части разреза. Специальный сбор и анализ фаунистических остатков из прослоев известняков в разрезе угленосного бобриковского горизонта Сызрани был выполнен в свое время С. В. Максимовой (1955). Прослои известняков с остатками морских фораминифер установлены и в разрезах C_1^{2bbr} Саратовского района. Разрез угленосного бобриковского горизонта Красной Поляны по характеру пород и мощности, как указывает Д. М. Раузер-Черноусова (1947, 1948), очень сходен с разрезом Поволжья в пределах полосы от Сызрани до Саратова, и по условиям осадконакопления участок Красной Поляны относится к области, сравнительно далекой от береговой линии.

В районе Муханово, Сорочинска и Пилюгино М. И. Фадеев (1955) отмечает в верхней пачке угленосного бобриковского горизонта прослои бурых углей, обуглившиеся древесные ветки, стебли трав, кору деревьев и косую слоистость песчаников, но в то же время он указывает, что при описании керна Мухановской скважины 3 (интервал 2161—2191 м) в сажистых глинах с сидеритом, подстилающих и перекрывающих песчаники четвертого пласта (мощность 7 м), найдены мелкие тонкостенные раковинки лингул и дисцин, а под микроскопом в тех же глинах — остракоды. Та же фауна найдена в Малиновке, в скв. 2 на глубине 1567—1573 м, над мощными (12 м) песчаниками четвертого пласта. В отличие от нижней, глинистой пачки, фауна верхней значительно беднее, более однообразна и не содержит представителей чисто морского населения. Эти контрасты в осадкообразовании, по-видимому, и привели М. И. Фадеева к заключению, что и условия формирования осадков угленосного времени на территории Куйбышевской области были в высшей степени сложными и разнообразными и что их нельзя уложить в рамки какой-то фациально однообразной обстановки.

Далее М. И. Фадеев (1955) указывает, что весь этот переменчивый комплекс тонкослоистых сажисто-глинистых пород, бурых углей, алевролитов, сидеритов и косослоистых кварцевых песчаников образовался, вероятнее всего, в обстановке последовательной смены и наложения лагунных, озерных, речных и болотных условий седиментации в низинной равнине приморья.

На основании всех этих данных мы и выделяем на схемах фаціальную зону *Б*, в пределах которой в бобриковское время несомненно сказывалось влияние морского осадконакопления, на принос глинистого минерала в нее постоянно осуществлялся с северо-запада, с гумидной тропической равнины и особенно по Камско-Кинельской впадине. Стратиграфические границы бобриковского горизонта в зоне *Б* в Бузулуке и Сорочинске взяты нами по спорово-пыльцевым анализам Т. В. Бывшевой (1957), а в Красной Поляне и Покровке — по данным С. Н. Наумовой. К востоку от линии Чекмагуш — Туймазы — Бугуруслан, в районе глубоких скважин Карлы, Стерлибашево и Красноусолка, область гумидной тропической равнины сменяется зоной терригенно-карбонатного, явно морского осадконакопления (зона *В*). Отложения C_1^{bbr} в этих районах представлены маломощной толщей переслаивающихся чисто кварцевых песчаников, темных уплотненных глин и известняков. В собранных нами образцах известняков Е. А. Рейтлингер обнаружила микрофауну бобриковского типа. В Стерлибашево (скв. 8/18, обр. 137, глубина 2154,2—2155,7 м) ею найдены бобриковские формы: *Arshaediscus krestovnikovi* Raus., *Hyperammina vulgaris* var. *minor* Raus. et Reitl.

В Красноусолке (скв. 1/7, обр. 171 и 175, глубина 1042,7—1049,7 м) Е. А. Рейтлингер отмечает: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *H. elegans* Raus. et Reitl., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Quasienadothyra* и *Urbana* Malakh. В Карлах (скв. 15/28, обр. 155, 157, 158, глубина 1830,3—1832,8 м) ею найдены: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *H. elegans* Raus. et Reitl., *Arshaediscus krestovnikovi* Raus., *Arch. kavveri* var. *namus* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl.

В своих определениях бобриковских отложений Е. А. Рейтлингер базировалась на сопоставлении изученной ею микрофауны с комплексом форм, установленных Н. П. Малаховой для морских карбонатных пород C_1^{2bbr} западного склона Урала. Все образцы глинистых пород этой зоны мы изучали только после установления их стратиграфической принадлежности к C_1^{bbr} согласно определения микрофауны Е. А. Рейтлингер. Юго-восточная граница полосы морской терригенной седиментации не оконтурена вследствие резкого погружения пород карбона и отсутствия скважин.

Наконец, к востоку от полосы Ишимбай — Стерлитамак область терригенно-карбонатного осадка сменяется зоной чисто карбонатной седиментации (*В*). Образцы из зоны карбонатного нормально-морского осадкообразования, синхроничной бобриковским отложениям, нам удалось отыскать только после тщательных полевых сборов нижневизейских известняков, описанных Д. В. Наливкиным (1937б). В серии образцов, отобранных нами в логу, расположенном к северо-востоку от дер. Макарово (водосборный бассейн р. Сиказы), Е. А. Рейтлингер найдены виды микрофауны, типичные для бобриковского времени. В обнажении 17 (обр. 188 и 214) ею определены: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Arshaediscus spirillinoides* Raus., *Arch. ex gr. krestovnikovi*, а в обнажении 18 (обр. 224) — *Arch. spirillinoides* Raus., *Arch. krestovnikovi* Raus., *Hyperammina moderata* Malakh.

Известняки бобриковского горизонта темно-серые, коричневатые, с сажистыми углистыми пятнами или мелкими гнездами, с фауной кораллов и брахиопод. Кроме карбонатных пород C_1^{bbr} , из разреза у дер. Макарово мы исследовали также глинистые минералы нерастворимых остатков известняков Донбасса из балки Безводной Ольгинского района Донецкой области, из зоны C_{1c}^v (обр. 123, 138, 142), отнесенных по микрофауне геологами треста «Атремуглеразведка» также к бобриковскому горизонту.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЗОНЕ, ПЕРЕХОДНОЙ ОТ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ К НОРМАЛЬНО-МОРСКИМ ФАЦИЯМ

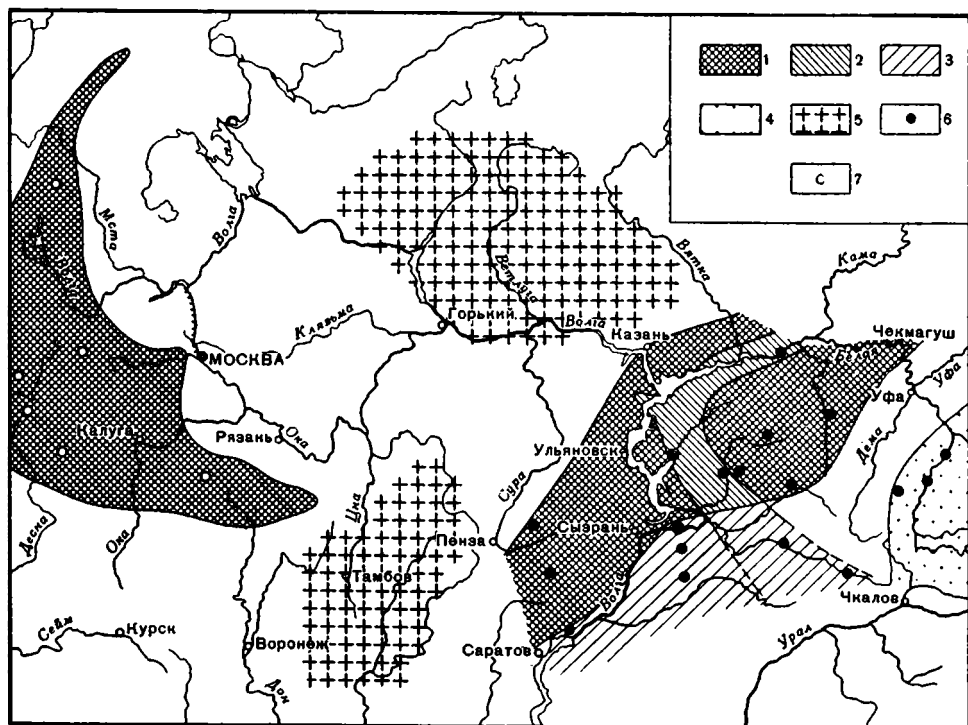
Изучение глинистых минералов из этой области лагунно-морской седиментации, объединяющей наши зоны *Б* и *В*, и сопоставление их с комплексом минералов глинистой фракции водосборного бассейна (зоны *A*₁, *A*₂, *A*₃) показывает, во-первых, что в зоне осадконакопления практически нет ни одного глинистого минерала, который отсутствовал бы на водосборе гумидных тропических равнин. И, во-вторых, что изменения их комплекса в различных фациальных зонах носят чисто количественный, а не качественный характер. Особенно ярко это выражено в зонах *B*₁ и *B*₂, испытавших влияние морской среды, но граничивших на северо-западе с гумидной тропической равниной, откуда постоянно выносился преимущественно каолиновый и, в меньшей степени, гидрослюдистый материал.

Литологические осадки этих зон в Иловле, Красной Поляне, Покровке, Сорочинске и Бузулуке представлены преимущественно слоистыми глинами темно-серой окраски, плотными, с включениями углистых растительных остатков в верхней части разреза, нередко более песчанистыми и алевритовыми или с прослоями песчаников. Микроскопически в шлифах устанавливается, что слабо двупреломляющая масса каолинита, часто одновременно гаснущая при скрещенных николях, включает обилие мелких, более сильно двупреломляющих удлинённых чешуек гидрослюда, зерен кварца, реже — полевого шпата, кремня, сфена и других терригенных минералов. Нередко в довольно значительном количестве встречаются скопления зерен пирита.

В глинистой фракции ($<0,001$ мм) бобриковских пород рассматриваемых зон, по данным рентгенографии, преобладают диоктаэдрическая гидрослюда и каолинит, в качестве примеси встречается хлорит. Количество каолинита особенно велико в Красной Поляне и Бузулуке (фиг. 47). Химический анализ тонкопелитовой фракции обр. 2662 из скв. 1 Красной Поляны (табл. 60) показал более 30% Al_2O_3 и 12% H_2O^+ , что также свидетельствует о существенном количестве каолинита. На обилие каолинита в этих осадках указывают и кривые нагревания, на которых, кроме того, фиксируются экзотермические эффекты при 300 и 450° от окисления органического вещества. Во фракции $<0,001$ мм (обр. 2662) мелкие удлинённые изотропные ориентированные агрегаты каолинита с $N_{cp} = 1,564—1,567$ наблюдаются непосредственно и в иммерсионных препаратах под микроскопом.

Итак, для лагунно-морских фациальных зон (*Б*) осадконакопления, непосредственно граничащих на севере с гумидной тропической равниной, важно подчеркнуть занос и сохранность в значительных количествах каолинита как порообразующего минерала, отсутствие смены структурной модификации гидрослюда и ее аллотигенный генезис. Наличие существенной примеси каолинита в морских осадках и занос его в бассейн с континента уже отмечали Грим (1953), В. А. Ерошев-Шак (1961, 1962б), А. Б. Ронов (Ронов и др., 1960) и другие.

В области морского осадконакопления (зоны *В*), наиболее удаленной от водосбора, картина распределения глинистых минералов изменяется еще более резко (фиг. 48). В тонкопелитовой фракции глинистых пород области морского осадконакопления рентгенографически установлено повсеместное преобразование диоктаэдрической гидрослюда, а в качестве примеси отмечен палыгорскит. Последний, по-видимому, мог быть занесен с юго-востока, из аридной зоны, которую для нижнего карбона отмечает Н. М. Страхов (1960б) юго-восточнее верховьев р. Урал, или же палыгорскит вымыт из лежащих ниже данково-лебедянских карбонатных пород верхнего девона, где он констатирован нами в ряде



Фиг. 47. Схема распределения каолинита в осадках различных фациальных зон бобриковского горизонта Русской платформы.

1 — >90%; 2 — от 40 до 80%; 3 — от 5 до 40%; 4 — <5%; 5 — области размыва;
6 — скважины, изученные автором; 7 — скважины, изученные другими исследователями

пунктов. Целиком гидрослюдистый состав имеют и нерастворимые остатки известняков из свиты C_{1c}^v Донбасса (Балка Безводная, обр. 138 и 142), являющиеся аналогами пород бобриковского горизонта Русской платформы.

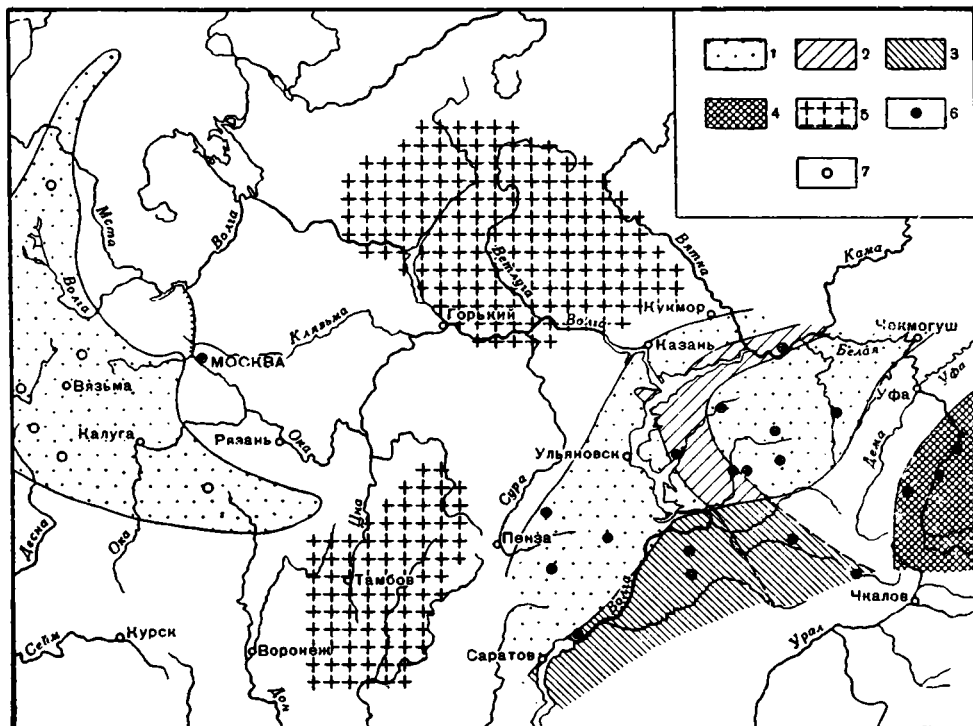
Убывание содержания каолинита и резкое возрастание количества гидрослюда при переходе от континентальных фаций гумидной тропической равнины к области морского осадконакопления убедительно подтверждается заметным возрастанием процента K_2O во фракции $<0,001$ мм разных фациальных типов пород при движении в том же направлении — от континента к морю (фиг. 49). В континентальных осадках среднее содержание K_2O равно 1,01%, в переходной же зоне оно увеличивается до 1,92%, а в зоне морского осадконакопления еще более резко возрастает, соответственно, в зоне B_1 — до 3,32 и в зоне B_2 — до 3,54% (табл. 61). Таким образом, содержание щелочных элементов в глинистой фракции заметно возрастает при переходе от суши к морю, и количество K_2O при резко олигомиктовом составе пород указывает на доминирующее значение гидрослюда. Но для полноты картины нужно было бы знать и характер изменения по этому профилю других главнейших компонентов алюмосиликатов — Al_2O_3 и SiO_2 .

По данным А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова (1960), распределение Al_2O_3 и SiO_2 в осадках яснополянского подъяруса центральных районов Русской платформы показало непрерывное снижение количества Al_2O_3 в глинах от периферии к центру бассейна (фиг. 50). Содержание SiO_2 , наоборот, растет в глинах от областей сноса в направлении к центральным пространствам бассейнов. Сопряженность всех этих изменений —

возрастание K_2O и SiO_2 и одновременное убывание Al_2O_3 при движении от суши к морю — может быть обусловлена только уменьшением в этом же направлении количества каолинита и резким возрастанием содержания гидрослюда, что фактически устанавливается нами и по изучению комплекса самих глинистых минералов. Но мы не можем согласиться с интерпретацией А. Б. Ронова о возрастании содержания гидрослюда якобы в результате аутигенного ее синтеза при переносе и в морском бассейне вследствие раздельной миграции глинозема и кремнезема, за счет более значительной подвижности последнего. Этому противоречит ряд фактов. Мы уже отмечали малую растворимость и малую подвижность гидратов Al_2O_3 при $pH > 5$, что свойственно большинству речных и морских вод, а свободный кремнезем без глинозема не может синтезировать алюмосиликаты ни по пути миграции до морского бассейна, ни в самом море.

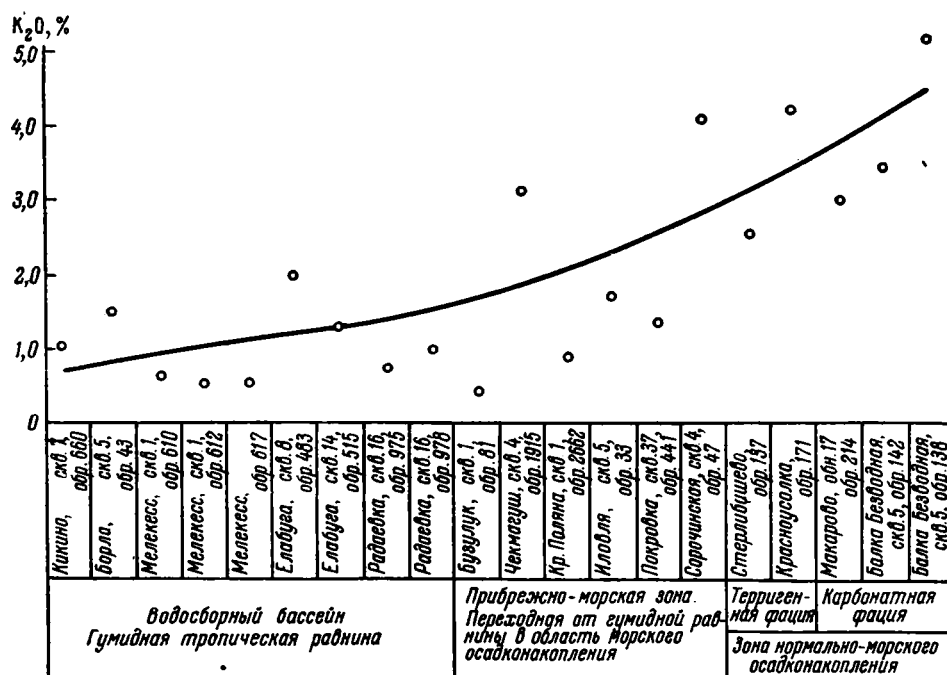
Проточность водоемов гумидных тропиков препятствовала насыщению кремнеземом вод или осадков и поэтому не случайно в них отсутствуют какие-либо признаки новообразований кремнезема (Страхов, 1960б), так как растворенный кремнезем, поступающий из тропической коры выветривания, в основной своей массе транзитом выносился в мировой океан без заметных следов минералообразования. Поэтому мы не можем и в яснополянских отложениях, характеризующихся постепенной сменой ассоциаций глинистых минералов от каолинита к гидрослуде с примесью монтмориллонита, приписывать аутигенный генезис этим минералам и зональность в их распределении, как это делают А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов (1960). К тому же в пределах изученной ими площади в бобриковском горизонте отсутствуют морские отложения и породы почти полностью каолинитовые, с очень малой примесью гидрослюда и без монтмориллонита. Значит, увеличение по направлению к морю содержания гидрослюда и монтмориллонита, показанное на картах А. Б. Ронова, относится целиком к тульским отложениям, представляющим собой продукт уже несколько иного, переходного, умеренно влажного климатического режима, при котором возникновение гидрослюда и монтмориллонита в соответствующей коре выветривания было вполне закономерным. Да и само разделение Al_2O_3 и SiO_2 , вероятно, в большинстве случаев идет химически — десилификацией SiO_2 только до каолинита. После этого каолинит, как наиболее тонкодисперсный минерал, быстро отмывается от обломочного кварцевого костяка и уносится реками в виде суспензии (взвеси), тогда как кварц образует чистые пески. И едва ли нужно для объяснения возникновения в гумидной зоне парагенезиса относительно бедных кремнеземом каолинистых глин и почти мономинеральных кварцевых песков привлекать какие-то дополнительные химические миграции Al_2O_3 и SiO_2 , как это делают А. Б. Ронов и другие исследователи. Если бы химическое выветривание доходившее до разрыва связи Al_2O_3 и SiO_2 в алюмосиликатах гумидной тропической зоны было правилом, а не исключением, то объем возникающих в результате этого бокситовых и аллитовых пород был бы неизбежно более значительным, а между тем он по сравнению с объемом продуктов каолинообразования весьма мал. Свойства глинистых минералов — их кристаллическая структура, морфология отдельных частиц, микроскопическая структура — не отражают никаких признаков аутигенности гидрослуд. Но если столь резкий количественный перевес гидрослюда в морских, особенно в удаленных от берега зонах осадконакопления не обусловлен ее аутигенным происхождением, то чем же он в таком случае объясняется?

Ответ на это мы находим в работах Уайтхауза, Джефри и Дебрехта (1960). Авторы экспериментальным путем, посредством изучения величины фактора сопротивления пептизации (P_{pe}^f), установили для различных глинистых минералов, в различных гидрохимических средах,



Фиг. 48. Схема распределения изометричной диоктаэдрической гидрослуды в осадках различных фациальных зон бобриковского горизонта Русской платформы.

1 — <10%; 2 — от 10 до 20%; 3 — от 60 до 90%; 4 — >90%; 5 — области размыва; 6 — скважины, изученные автором; 7 — скважины, изученные другими исследователями

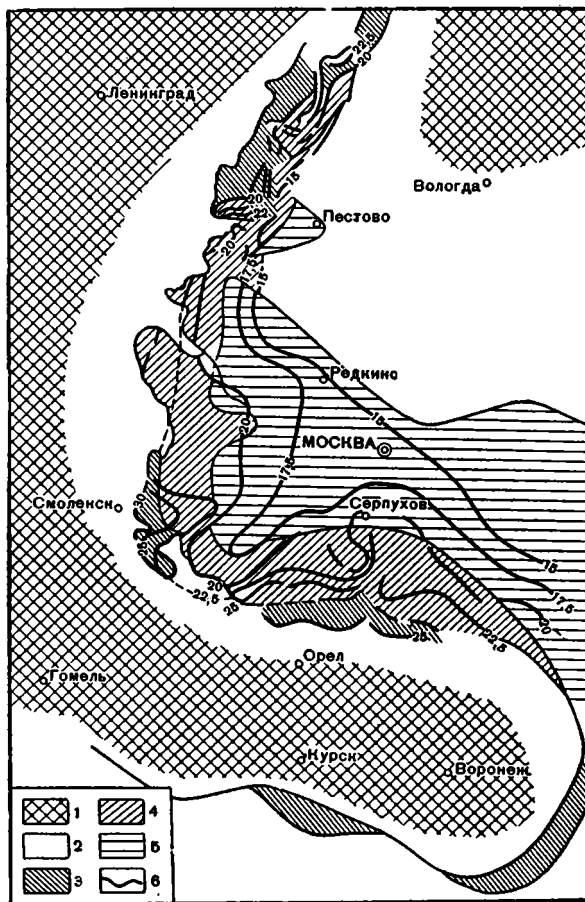


Фиг. 49. Изменение содержания K_2O в глинистых осадках при переходе от гумидной тропической равнины в область морского осадконакопления (бобриковский горизонт восточной окраины Русской платформы), фракция <0,001 мм

Содержание K_2O и Na_2O в глинистых осадках различных фациальных зон бобриковского горизонта (фракция $<0,001$ мм)

Зоны осадкообразования и пункты исследования	K_2O	Na_2O
Зона водосборного бассейна A_1-A_3 , осадки гумидной тропической равнины		
Кирино, скв. 7, обр. 660, глубина 842,3—848,0 м	1,09	0,58
Борла, скв. 5, обр. 43, глубина 1360,1—1363,4 м	1,44	1,77
Мелекес, скв. 1, обр. 612, глубина 1557,5—1565,4 м	0,62	0,20
Мелекес, скв. 1, обр. 612, глубина 1597,0—1601,9 м	0,49	0,13
Мелекес, скв. 1, обр. 617, глубина 1603,3—1606,0 м	0,48	0,12
Елабуга, скв. 8, обр. 483, глубина 1108,8—1115,1 м	2,00	0,14
Елабуга, скв. 14, обр. 515, глубина 1109,2—1115,3 м	1,28	0,17
Радаевка, скв. 16, обр. 975, глубина 1327,8—1333,0 м	0,70	0,14
Радаевка, скв. 16, обр. 978, глубина 1327,8—1333,0 м	1,00	0,15
Среднее	1,01	0,38
Зона Б — прибрежно-морская область, переходная от гумидной равнины в область морского осадконакопления		
Бузулук, скв. 1, обр. 81, глубина 2657,5—2661,9 м	3,45	0,42
Чекмагуш, скв. 1, обр. 1915, глубина 1382,9—1388,5 м	3,08	0,16
Красная Поляна, скв. 1, обр. 2662, глубина 1864,0—1869,5 м	0,90	0,79
Иловля, скв. 5, обр. 33, глубина 1832,8—1838,4 м	1,71	0,16
Покровка, скв. 37, обр. 441, глубина 1597,0—1603,0 м	1,30	0,28
Сорочинская, скв. 4, обр. 47, глубина 2438,0—2442,0 м	4,07	0,30
Среднее	1,92	0,35
Зона В — морского терригенного осадконакопления, удаленная от области сноса		
Стерлибашево, скв. 8/18, обр. 137, глубина 2154,2—2155,7 м	2,46	0,12
Красноусолка, скв. 1/7, обр. 171, глубина 1049,7—1054,9 м	4,19	0,24
Среднее	3,32	0,18
Зона Г — нормально-морского карбонатного осадконакопления		
Макарово, обн. 17, обр. 214	3,00	0,42
Балка Безводная, скв. 5, обр. 142, глубина 49 м	3,38	2,04
Балка Безводная, скв. 5, обр. 138, глубина 47,60 м	5,23	0,35
Среднее	3,54	0,94

с различными величинами отношений катионов $Mg : K$ и $Ca : K$ заметную разницу величины P_{rc}^f для каолинита, иллита и монтмориллонита как в пресных, так и в соленых водах. В конце этой главы мы рассмотрим этот вопрос более подробно, а здесь лишь подчеркнем, что различия в транспортабельности глинистых частиц гидрослюды и каолинита, отражаемые величиной P_{rc}^f , и обуславливают дифференциацию их при переносе от суши к морю. Главная масса частиц каолинита при наиболее низком пороге коагуляции выпадает из взвеси еще в пресных водах и частично — в прибрежной зоне моря. Подвижность или плавучесть частиц гидрослюды, наоборот, увеличиваются с того момента, когда они попадают в морскую среду, богатую катионами магния, калия и натрия, почему только они, по существу, и смогут достичь наиболее отдаленной



Фиг. 50. Литолого-геохимическая карта распределения Al_2O_3 в глинах [яснополянского подъяруса нижнего карбона Русской платформы (по А. Б. Ронову).

1 — области выветривания и сноса; 2 — области вероятного распространения яснополянских осадков, впоследствии размытых; 3 — континентальные пестроцветные каолиновые глины с примесью галлуазита, аллофана и гидратов глинозема; 4 — континентальные каолиновые угленосные глины и каолиновые глины опресненных лагун с примесью гидрослюда; 5 — преимущественно прибрежно-морские гидрослюдистые глины с примесями бейделлита, каолинита и монтмориллонита; 6 — линии равного содержания Al_2O_3 в глинах

зоны осадконакопления. В тех случаях, когда из рек выносился и монтмориллонит, его частицы вместе с гидрослюдой несомненно могли достичь этой удаленной области. Но так как величина P_{re}^f у каолинита и гидрослюда не очень сильно разнится, особенно в опресненной зоне, то в прибрежной зоне моря, граничащей с водосбором гумидной тропической зоны, обычно и возникает переходная, гидрослюдисто-каолиновая зона осадконакопления, где каолинит заходит в область морской седиментации.

Ширина, площадь и конфигурация этой переходной зоны, а также количество каолинита в ее осадках будут варьировать в зависимости от крутизны склона морского дна, от гидрохимических условий, от близости области сноса и интенсивности приноса глинистого материала.

Таким образом, подводя итоги рассмотрению ассоциаций глинистых минералов при переходе от суши к морю в гумидной тропической зоне, мы можем отметить отсутствие здесь аутигенного синтеза глинистых минералов и невозможность его осуществления. При этом физико-химическая среда водоемов при переходе от суши к морю или от прибрежных к наиболее удаленным морским осадкам не вызывает коренной химической переработки глинистых минералов, а является лишь главнейшим регулятором транспортировки глинистых частиц и дифференциации их при переносе. Именно взаимодействие катионов речных, озерных, лагунных и морских вод с поглощенным комплексом глинистых минералов сообщает последним различную подвижность или плавучесть, которая и приводит при переносе к обособлению их в различных фациальных зонах. Основная ошибка многих исследователей заключается в том, что при наблюдении смены в разрезе мелководных осадков глубоководными, сопровождающейся нередко соответствующей сменой каолинитово-гидролюдаистой ассоциации на гидролюдаисто-монтмориллонитовую, они рассматривают ее как результат аутигенного минералообразования глин в морской среде в диагенезе или седиментогенезе.

В действительности же монтмориллонит поступал в водоем из рек вместе с каолинитом и гидролюдой, но благодаря высокому значению P_{rc}^f , усиливающемуся в морской среде, не мог удерживаться и оседать в прибрежной зоне, а уносился в самые отдаленные или глубоководные области седиментации.

Глава X

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ КОНЦА СРЕДНЕГО И НАЧАЛА ВЕРХНЕГО ДЕВОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЭПИГЕНЕЗА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

При обсуждении нормальной схемы распределения глинистых минералов в осадках бобриковского горизонта мы имели возможность более подробно рассмотреть особенности их ассоциаций на водосборных площадях и смену в направлении от водосбора к области морского осадконакопления. Но мы не могли на этом объекте изучить характер размещения глинистых минералов внутри самой области морского осадконакопления вследствие ограниченного распространения на Русской платформе морских фаций C_1^{2bbr} . Осадки лагунно-морской, переходной зоны и зоны морского терригенно-карбонатного осадконакопления были намечены здесь лишь в виде узких полос по нескольким скважинам, поэтому рассмотрение самого процесса распределения и дифференциации глинистых частиц на площади древнего морского водоема на примере отложений C_1^{2bbr} Русской платформы не представлялось возможным. Для этих целей требовался более обширный морской бассейн, с развитой на его побережье корой выветривания и с поступавшими в него продуктами размыва. Кроме того, для решения основного вопроса диагенетической концепции — об интенсивности физико-химической переработки в морской среде каолинита — необходимо было выбрать такие морские бассейны, в которые вносилось бы реками существенное количество каолинита. Иными словами, для этих целей мы должны были исследовать морские водоемы гумидной тропической зоны. Такими удобными для нас объектами были морские бассейны, развитые на Русской платформе в староскольское время второй половины среднего девона и в архединское и кикинское время начала верхнего девона. Это были плоские мелководные моря платформенного типа, с обширными отмелями и широкой зоной взмучивания, с гумидным тропическим климатом, аналогичным тому, который существовал здесь в бобриковское время. При изучении этих древних отложений гумидной зоны, прошедших стадию диагенеза, для нас особенно большой интерес представляли вопросы устойчивости глинистых минералов: выяснение сохранения ими своих первичных структурных признаков, случаев непосредственного размыва коры выветривания, следов переноса глинистых минералов из элювиального чехла, дальность переноса и, наконец, изменения в физико-химической среде того или иного водоема. При этом мы придерживались убеждения, что сравнительное изучение глинистых минералов современных и древних отложений может разъяснить многие из поставленных вопросов.

В соответствии с поставленной задачей нами были детально изучены глинистые минералы и их пространственное размещение в глинистых породах старооскольского, архединского, среднекыновского и верхнекыновского (кикинского) горизонтов, преимущественно на территории центральных районов Русской платформы и частично по восточной ее окраине (в Куйбышевском Поволжье, в Татарской АССР и в Башкирской АССР). При выборе этих горизонтов учитывались еще два существенных обстоятельства: 1) преимущественно терригенный слабокарбонатный литологический состав пород, слагающих данные горизонты почти на всей площади их распространения, и 2) слабое влияние на них эпигенеза, исключающее возможность существенной перестройки кристаллической структуры глинистых минералов. Слабая степень измененности в эпигенезе девонских пород D_{2-3} Русской платформы была отмечена В. Д. Шутовым (1960), который отнес этот стратиграфический интервал разреза палеозоя к зоне неизмененного глинистого цемента начального эпигенеза.

О первичных седиментационно-диагенетических чертах этих горизонтов девона, по мнению В. Д. Шутова, свидетельствует отчетливая зональность продуктов переотложения кор выветривания и характер распространения некоторых минералов — монтмориллонитизированного биотита и свежих слюд, который может быть объяснен лишь сменой фациальной обстановки осадкообразования (сменой трансгрессий и регрессий моря), а не эпигенезом. В этой связи В. Д. Шутов указывает, что непрерывность осадконакопления доказывается наличием характерной зональности в распределении минералов по разрезу отдельных серий, прямо противоположной тем соотношениям, какие имели место в древних корах выветривания, служивших основными источниками обломочного материала для пород каждой серии.

Отсюда ясно, что во всех взятых нами трех горизонтах девона в пределах центральных районов Русской платформы мы имеем дело в основном с не нарушенными эпигенезом седиментационным и диагенетическим минералообразованием и с полным основанием можем путем изучения этих объектов решать интересующие нас вопросы минералогии глин.

При подборе кернового материала в центральных районах Русской платформы мы руководствовались стратиграфическим расчленением девонских отложений, принятым М. Ф. Филипповой (1958), С. В. Тихомировым (Ратеев и Тихомиров, 1961), А. И. Ляшенко (1952) и, частично, М. М. Толстихиной (1952). Кроме скважин Союзной геологопоисковой конторы (Поваровка, Зарайск, Смородино, Каверино, Грязи, Новоспасская, частично Борлы и Барановка), нами изучены соответствующие отложения по скважинам ВНИГНИ в Горьком, Зубовой Поляне, Юлово-Ишиме, Любиме, Солигаличе и Шарье. Нами исследованы также образцы глинистых пород, собранные С. В. Тихомировым и А. И. Ляшенко в музейной экспедиции МГУ во время маршрута 1951 г. в район Центрального девонского поля в верховье Дона (Хворостань, Бабки, Ястребовка), а также образцы, собранные С. В. Тихомировым при изучении разреза девонских отложений Главного девонского поля в 1952 г. в районе Тесно, Луга, Наволоки, Пярну, Оредеж, Ново-Сиверская и из разреза нижнешигровского пестроцветного горизонта среднего тимана (Печорская Пижма). В 1952 г. А. В. Копелиович (ВНИИГаз) передал нам образцы керна из Редкинской скважины, а образцы из Сердобской и Арчединской скважин получены от П. А. Меняйленко (МГРИ).

Начало наших работ по изучению глин Урало-Волжской области было положено в 1949 г. сбором и обработкой керновых материалов из папгийских, кыновских и верхнеживетских отложений района Второго Баку. Скважины исследовались по профилю Сызрань — Березовка — Боровка — Ерыклы — Тукмак — Крым-Сарай — Туймазы — Болтаево — Кар-

галы. Глинистые минералы изучались здесь в связи с исследованиями Н. М. Страховым, К. Ф. Родионовой и Э. С. Залманзон природы первичных битумов и их отношения к нефтеобразованию.

В 1950—1952 гг. данные о глинах Второго Баку были дополнены изучением размещения глинистых минералов в разрезах скважин Красной Поляны и Байтугана, керновый материал которых обрабатывался автором в Геологическом институте Академии наук СССР. Результаты изучения глин девонских водоемов неоднократно публиковались нами (Ратеев, 1956, 1957б, 1958б, д), но за последние годы удалось получить ряд новых фактов. По данным С. В. Тихомирова (Ратеев и Тихомиров, 1961), были введены более дробные стратиграфические подразделения (кикинские, архединские и старооскольские слои), показано распределение не фациальных типов глин, а отдельных глинистых минералов, уточнены количественные их оценки, зоны различной солёности по фаунистическим комплексам и зоны различной концентрации терригенных минералов, которые сопоставлены с характером распределения глинистых минералов по площади бассейнов в целом. Весь этот обширный аналитический материал по минералогии глин дал возможность осветить закономерности формирования, размещения и дифференциации глинистых минералов в трех обширных морских бассейнах девонского времени: в старооскольском горизонте, в архединских и кикинских слоях Русской платформы.

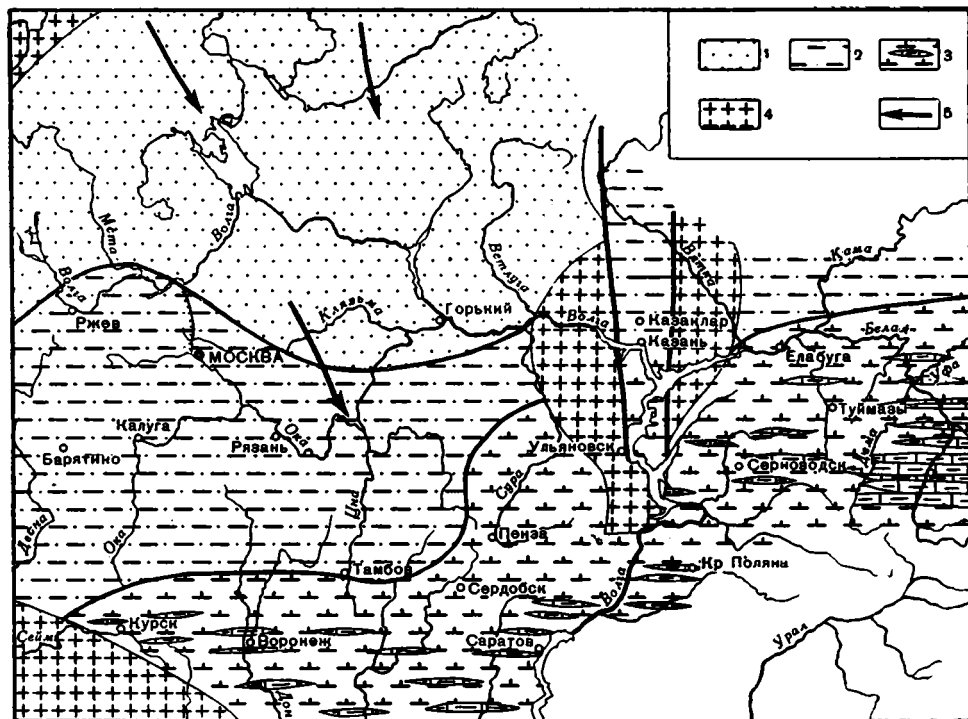
ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ СНОСА И МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИНИСТЫХ ПРОДУКТОВ, ВНОСИВШИХСЯ В МОРСКИЕ БАССЕЙНЫ СТАРООСКОЛЬСКОГО ВРЕМЕНИ

Области размыва в старооскольское время, как показано на схеме (фиг. 51), были расположены в районе Воронежского кристаллического массива (южнее Курска и к западу от Старого Оскола), в пределах Ульяновского выступа, протягивавшегося в меридиональном направлении от Борлы, через Марьинский посад и Сундырь, до Котельнича и далее к востоку — в район Кукмора и Тастубы. К северо-западу от Вологды также обнаружен выступ. Кристаллические породы этих выступов, представленные главным образом гранитами, гнейсами, биотитовыми гнейсами и другими метаморфическими разновидностями, подвергались интенсивному химическому разложению с образованием кор выветривания, продукты размыва которых в значительных количествах сносились в морской бассейн, находившийся в то время в центральной и юго-западной частях Московской синеклизы.

О минералогической природе продуктов выветривания, вносившихся в морской бассейн в старооскольское время, можно судить прежде всего по реликтам кор выветривания, сохранившимся на некоторых участках Воронежского массива (с. Бабка), Ульяновского выступа (с. Борла), частично на склоне Покровского выступа (с. Красная Поляна) и в некоторых других пунктах. Древняя кора выветривания, развитая в наиболее приподнятой части Воронежского массива, по северному его склону (с. Бабка и др.), петрографически изучена Я. К. Писарчик (1952).

Верхняя зона коры выветривания (2—2,5 м) сложена здесь светло-серой глинистой породой, с участками красно-бурых окислов железа, с зернами кварца и точечными включениями сидерита. Порода в основном сложена каолинитом, имеется примесь хлорита и гидрослюда.

Четко выраженная каолинитизация пород кристаллического фундамента обнаружена и в Краснополянской опорной скважине Р-1, в толще выветрелых пород мощностью 8—11 м, перекрытой песчаниками живетского яруса. Каолинитовый состав коры выветривания с теми же примерно минералогическими чертами установлен и в Борлинской скважине 5, где ее покрывают осадки нижнешигровского возраста.



Фиг. 51. Палеогеографическая схема центральных районов Русской платформы в старооскольское время — момент наибольшей трансгрессии (по С. В. Тихомирову).

1 — континентальные фации; 2 — морские опресненные фации с *Estheria* и *Lingula*; 3 — нормально-морские терригенно-карбонатные фации; 4 — массивы кристаллических пород; 5 — направление сноса материала

В Урало-Волжской области процессами каолинового выветривания, по С. Г. Саркисяну и Г. И. Теодоровичу (1955), затронуты кристаллические породы докембрийского фундамента в Аксубаевском районе — в Алметьеве, Шугурове, Ново-Письмянке, Крым-Сарае, Покровке (у Чапаевска) и некоторых других пунктах. На этих участках теперь имеются лишь незначительные остатки коры выветривания по той причине, что, как указывает Н. М. Страхов (Страхов и др., 1959), кора выветривания, как самое поверхностное и очень рыхлое образование, легче других осадочных пород поддается уничтожению. При всяком омоложении рельефа именно она первая срезается денудацией со всех сколько-нибудь приподнятых участков. Нужны специальные условия — очень мощная кора и очень быстрое погружение котловины, чтобы кора выветривания не была срезана наступающим морем или постепенно разливающимся озером. Короче говоря, полное разрушение коры после ее образования — правило, сохранение — исключение. Таким образом, непосредственно за счет размыва продуктов выветривания пород кристаллического фундамента в морские водоемы D_{2-3} Русской платформы с областей сноса, которыми являлись в то время приподнятые выступы докембрия, могли поступать в составе глинистой фракции, в наиболее значительных количествах — каолинит, в меньшей мере — гидрослюда и хлорит. Следует подчеркнуть отсутствие среди продуктов коры выветривания монтмориллонита, что, как увидим далее, характерно и для зоны морского осадконакопления

ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ СТАРООСКОЛЬСКОГО БАССЕЙНА И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ИХ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Отложения верхней части среднего девона (воробьевские и старооскольские слои) широко распространены в центральных районах Русской платформы. Они отличаются преимущественно терригенным составом, разнообразием фаций и палеонтологической характеристики. Старооскольский горизонт взят нами в понимании А. И. Ляшенко, который выделил его как верхнюю часть верхнеживетских отложений (giv₂). Одновременно им установлено, что в Рязано-Саратовском прогибе только эта часть разреза соответствует старооскольским слоям Центрального девонского поля, выделенным в свое время Д. В. Наливкиным (1937а) по характерной фауне — *Stringocephalus burtiny* Debr., *Atrypa desquamata* Sow. и др. В глинах старооскольских слоев зон А и В (фиг. 51) встречена обедненная фауна, содержащая главным образом пресноводные формы — *Esteria*, *Lingula* — и остатки рыб, что указывает на сильно опресненный режим бассейна в этих двух зонах. Палеонтологическая характеристика отдельных стратиграфических горизонтов отложений этого типа основывается исключительно на данных спорово-пыльцевого анализа. В распределении обломочного материала проявляется определенная закономерность, количество его возрастает к северу и северо-западу, в связи с чем в зоне А преобладают песчаные и алевритовые осадки, накапливавшиеся в некоторой своей части, вероятно, не только в опресненных, но и континентальных условиях. В г. Горьком и далее к северу (Шарья, Любим, Солигалич, Вологда) старооскольские слои преимущественно состоят из песчаных и крупнозернистых алевритовых отложений. Здесь глины в зоне А залегают лишь в виде тонких прослоев и обычно представлены сильно песчаными и алевритовыми разностями. В старооскольское время по сравнению с предшествовавшим воробьевским площадь осадконакопления значительно расширилась. Нормально-морские известково-глинистые отложения покрывали Центральное девонское поле (Бабки, Хворостань, Ястребовка, Мамон и др.). Глинистые отложения с редкими известковыми прослойками и с морской фауной известны из Пачелмы, Ряжска, Ольховки и Грязей.

Трансгрессия верхнеживетских бассейнов с юга на север и соответствующая ей смена в том же направлении карбонатно-глинистых осадков глинистыми, а затем песчано-глинистыми вызвана, по мнению М. Ф. Филипповой (1958), неравномерным прогибанием отдельных участков данной территории, в частности, более интенсивным прогибанием северо-западной части Прикаспийской впадины и большей устойчивостью Московской синеклизы.

Значительная перестройка в верхнеживетское время тектонического плана обусловила и перемещение зоны максимального прогибания из района Серпухова, Тулы, с почти широтным простираанием в нижнеживетское время, в северную и восточную часть, в район Солигалича и Любима. Ось этой единой впадины, очерчивающей изопакхитой 100 м, проходит в меридиональном направлении через Солигалич, Любим, Непейцино, соединяясь дальше через Каверино — Морсово — Сердобск с Рязано-Саратовским прогибом, который на юге и юго-востоке сливается с Прикаспийской синеклизой. Существование такого меридионального желоба, проходящего сквозь всю центральную часть Русской платформы и создавшего проточность старооскольского водоема, наложило, как увидим ниже, глубокий отпечаток на план размещения глинистых минералов в этот отрезок времени.

При продвижении к северу песчаные отложения, распространенные в широкой полосе, окаймляющей Балтийский, северо-западный континент, с охватом районов Пестова, Вологды, Любима и Солигалича, становятся более разнообразными по гранулометрическому составу, причем

увеличивается роль крупно- и среднезернистых разностей. Присутствие последних М. Ф. Филиппова (1958) объясняет близостью северо-западного континента, поставившего в это время основную массу терригенного материала. Отложения этой зоны представлены преимущественно кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаными породами. Мощности их варьирует от нескольких десятков метров до 180 м и М. Ф. Филиппова относит их к осадкам дельтовых, прибрежных и шельфовых фаций, о чем свидетельствует нахождение в некоторых прослоях доломита или спорадических зерен глауконита. Таким образом, старооскольское время знаменуется довольно обширным (максимальным в giv_2) развитием в центральной части Русской платформы морского осадконакопления, в то время как полоса континентального осадконакопления была отодвинута далеко на запад и северо-запад.

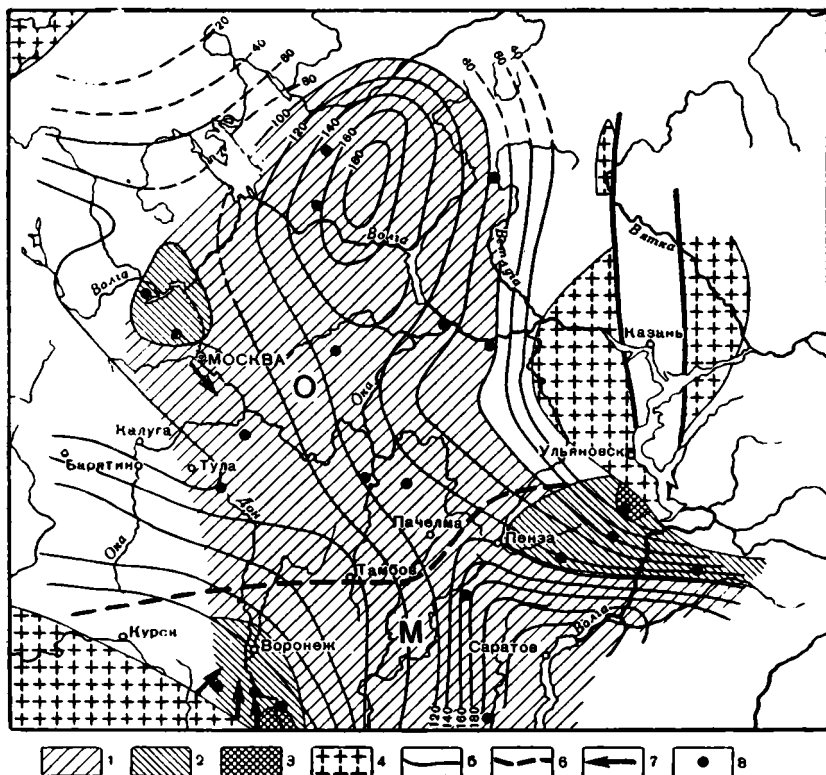
АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ СТАРООСКОЛЬСКОГО ГОРИЗОНТА И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТЬЮ

Перейдем теперь к рассмотрению поведения минералов, вносимых в морской мелководный бассейн платформенного типа. Может быть, следует ожидать, что в условиях вялого тектонического режима платформ, с малой скоростью осадконакопления, даже такие сравнительно устойчивые глинистые минералы, как каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда, под воздействием гидрохимии бассейна будут коренным образом изменяться и переходить в какие-то другие минералы, например в хлорит, монтмориллонит и т. п., или даже и в этих условиях замедленной седиментации и продолжительного периода диагенетических изменений глинистые минералы сохранят основные структурные особенности и минералогическую природу.

Интерпретация и увязка многочисленных данных рентгенографии, электронной микроскопии, термографии, электронографии показали, что фракция $<0,001$ мм во всех трех горизонтах девонских глин сложена в основном двумя пороодообразующими минералами — диоктаэдрической гидрослюдой и каолинитом, в различных количественных соотношениях (табл. 62). Изредка встречается незначительная примесь галлуазита и хлорита. Единичные агрегаты монтмориллонита иногда наблюдаются лишь под микроскопом, но не улавливаются рентгенографиями. Признаки смешаннослойных структур в водоемах гумидной тропической зоны не были отмечены ни рентгенографией, ни по электронографическим данным Б. Б. Звягина. Иными словами, детальное изучение комплекса глинистых минералов преимущественно морских осадков старооскольского горизонта Русской платформы показывает, что этот комплекс в подавляющем большинстве случаев состоит из тех же глинистых минералов, которые слагают кору выветривания достарооскольского возраста, т. е. из каолинита, диоктаэдрической гидрослюдой и частично из хлорита. Основные свойства указанных минералов были уже освещены в главе III, поэтому мы не будем повторять здесь эти сведения, а займемся обзором размещения глинистых минералов на площади водоема. Напомним лишь, что каолинит представлен в осадках D_2 хорошо окристаллизованной разностью с четкими гексагональными кристаллами таблитчатой формы сильно варьирующих размеров, а принадлежность гидрослюд к диоктаэдрическому типу устанавливалась по большей интенсивности базального рефлекса (001) с $d = 10$ kX и по величине рефлекса (060). Под электронным микроскопом этот структурный тип гидрослюд в наших объектах был представлен изометричной разностью, в которой содержание K_2O , по данным химического анализа, варьировало в пределах 4,32—6,81 %.

Межплоскостные расстояния (в *kX*) и интенсивности рефлексов старооскольских глинистых отложений морских и опресненных областей седиментации, граничащих с выступами кристаллического фундамента Русской платформы (фракция $<0,001$ м.м)

Каолинитовая зона, граничащая с Воро- нежским массивом		Каолинитовая зона близ Ульяновского выступа		Гидрослюдистая зона, питающаяся за счет размыва Главного девонского поля									
Бабка, скв. 5, обр. 5с, глубина 16,7—17,0 м	Хворостань, скв. 59, обр. 59а, глубина 60,8—65,1 м	Юлово- Ишим, скв. 5, обр. 288, глубина 1276,4— —1282,9 м	Красная Поляна, скв. Р-1, обр. 3598, глубина 2602— —2607 м	Поваровка, скв. 2, обр. 57/8, глубина 1049,5— 1088,3 м	Поваровка, скв. 2, обр. 54, глубина 1026,7— 1030,5 м	Поваровка, скв. 2, обр. 54б, глубина 1055,1— 1063,9 м							
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
—	—	—	—	—	—	—	—	10,32	6	10,63	6	10,32	6
7,43	8	—	—	—	—	7,38	10	—	—	—	—	—	—
—	—	7,19	8	7,18	6	7,14	10	7,18	6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	7,08	10	—	—	7,08	5	7,08	6
6,81	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	6,10	2	6,04	3	—	—	—	—	—	—
4,92	8	—	—	4,99	2	4,80	5	4,95	2	4,97	2	—	—
4,34	10	4,41	10	4,50	6	4,41	10	4,42	6	4,49	6	4,40	2
—	—	—	—	4,24	2	4,0	4	—	—	4,18	2	4,09	2
3,83	8	3,86	4	—	—	3,81	4	3,86	2	—	—	3,89	4
—	—	—	—	—	—	3,62	10	—	—	—	—	—	—
3,57	8	3,55	6	3,57	6	3,56	10	3,55	6	3,57	8	3,57	8
3,45	10	—	—	—	—	3,49	10	—	—	—	—	—	—
—	—	3,30	6	3,35	6	3,37	2	3,31	5	3,32	2	3,33	2
—	—	—	—	3,01	2	3,13	5	3,07	5	3,10	2	3,02	6
2,98	4	—	—	—	—	2,98	4	2,98	4	—	—	—	—
2,83	2	2,80	6	—	—	2,81	10	2,79	8	2,82	8	2,82	6
2,74	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,77	2
2,55	10	2,55	8	2,57	6	2,54	8	—	—	—	—	2,55	2
2,49	6	—	—	2,50	4	2,47	8	—	—	—	—	2,48	4
2,37	6	—	—	—	—	2,40	4	—	—	—	—	2,37	4
2,32	5	2,34	6	2,34	6	2,33	10	2,32	2	2,339	6	2,32	6
2,26	2	—	—	2,28	2	2,27	5	—	—	—	—	—	—
2,19	2	—	—	2,19	2	2,19	5	2,18	5	2,18	4	2,18	5
2,12	4	—	—	2,12	2	2,03	2	—	—	2,03	2	2,07	2
1,96	6	1,97	4	1,99	4	1,98	10	1,98	8	1,95	8	1,94	6
1,88	2	—	—	1,84	2	1,89	2	—	—	—	—	1,88	2
1,81	2	—	—	1,81	2	1,84	2	—	—	—	—	—	—
1,78	2	—	—	—	—	1,78	2	—	—	—	—	—	—
1,69	4	—	—	1,69	2	1,68	2	1,68	2	1,66	5	1,69	2
1,65	6	1,64	4	1,66	4	1,65	4	1,64	2	—	—	1,65	5
—	—	—	—	1,63	2	1,68	5	1,62	6	1,62	5	1,62	2
1,52	2	1,55	2	1,55	2	1,58	4	—	—	—	—	1,53	4
1,49	8	1,49	4	1,50	2	1,48	10	1,49	6	1,49	6	1,49	6
1,48	8	—	—	1,49	2	1,46	4	—	—	—	—	—	—
1,45	2	—	—	—	—	1,44	4	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,37	2	1,30	2	1,40	5	1,40	2	1,39	2
1,29	2	—	—	—	—	1,27	2	1,29	2	1,29	2	1,28	4
1,25	6	—	—	—	—	1,25	4	1,25	6	1,25	6	1,25	6



Фиг. 52. Схема распределения каолинита в глинистых отложениях старооскольского горизонта центральных районов Русской платформы, фракция $< 0,001$ мм.

1 — $< 20\%$; 2 — от 40 до 60%; 3 — $> 80\%$ (реликтовая кора выветривания кристаллических пород); 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакеты верхнежигетского подъяруса (Giv_2); 6 — граница нормально-морской (М) и опресненной (О) областей осадконакопления; 7 — направление сноса; 8 — скважины, исследованные автором

Кроме определения качественного состава, были сделаны некоторые количественные оценки отдельных глинистых минералов по соотношению интенсивностей базальных рефлексов и сравнению их с соответствующими рефлексами искусственных смесей. Для оценки количества каолинита, кроме того, учитывалось содержание Al_2O_3 во фракции $< 0,001$ мм, а для гидрослюд — содержание K_2O и отсутствие других щелочных минералов этой фракции, при резко олигомиктовом составе пород. Количественная оценка облегчалась отсутствием пигментирующих соединений железа, заметных примесей железистых хлоритов, хорошей окристаллизованностью каолинита и отсутствием смешаннослоистых структур. Мы частично учитывали и примененную Шульцем (Schultze, 1960а, б) методику рентгенографического определения количественных соотношений каолинита и иллита в почвах угольных пластов.

Количественные оценки содержания отдельных глинистых минералов и послужили основой наших схематических карт пространственного распределения каолинита и диоктаэдрической гидрослюд в трех морских бассейнах гумидного тропического пояса девона. Как показано на этих схемах, наиболее интересной чертой размещения глинистых минералов в отложениях является отчетливая приуроченность наибольших концентраций каолинита к выступам кристаллических пород докембрия, особенно в тех местах, где сохранились реликты каолинитовой коры вы-

ветривания достарооскольского возраста и отсутствие заметной связи их с зонами различной солености.

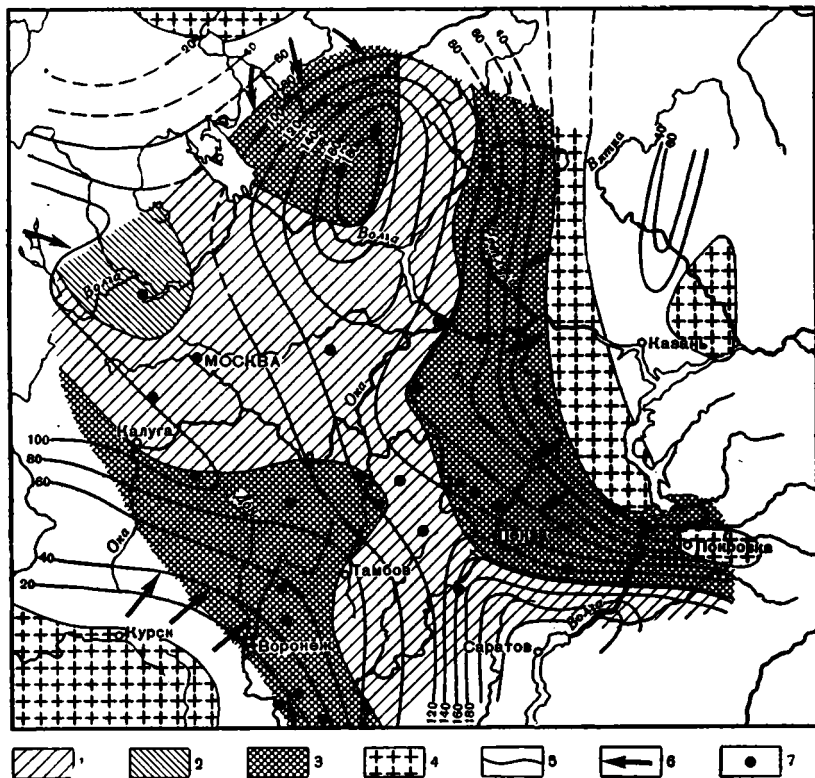
Зона с повышенным содержанием каолинита (40—60%) наблюдается в северо-восточной части Воронежского выступа, в нормально-морских старооскольских осадках Хворостани и Грязей (фиг. 52), по соседству с которой была эродирована каолинистая кора выветривания, вскрытая у с. Бабка (табл. 63). Аналогичные зоны отмечены в старооскольских слоях Юлово-Ишимской и Новоспасской скважин, расположенных вокруг южного окончания Ульяновского выступа с каолининовой корой выветривания (сохранившейся в Борлах), в Краснополянской скважине вблизи Покровского выступа, а также в скважинах Аксубаево и Крым-Сарай, окаймляющих Татарский свод. К северо-западу от Москвы полоса с повышенным содержанием каолинита имеется в старооскольских слоях Редкино и Поваровки, причем обилие каолинита здесь в этот отрезок времени, по-видимому, было связано с приносом его с запада. Характерно, что в этих зонах каолинит обогащает не только фракцию

Т а б л и ц а 63

Химический состав (в %) каолининово-гидрослюдистых глин коры выветривания и морских старооскольских отложений вблизи выступов кристаллического фундамента Русской платформы (фракция $<0,001$ мм)

Компоненты	Кора выветривания донне-франского возраста	Ареалы вокруг выступов кристаллических пород				
	Бабка, скв. 5, обр. 5, глубина 16,7—17,0 м	Хворостань, скв. 59, обр. 59а, глубина 60,8—65,1 м	Грязи, скв. 152, обр. 598, глубина 286,7—289,2 м	Красная Поляна, скв. 1, обр. 3598, глубина 2602—2607 м	Красная Поляна, скв. 1, обр. 3615, глубина 2618—2623 м	Кайтуган, скв. 24, обр. 1989, глубина 206,0—206,6 м
SiO ₂	42,20	50,14	47,59	35,76	43,48	45,95
TiO ₂	2,38	0,86	2,30	0,60	0,66	0,73
Al ₂ O ₃	33,02	27,91	26,21	32,64	33,26	29,49
Fe ₂ O ₃	2,48	5,36	5,10	1,88	1,76	1,97
FeO	1,06	Не опред.	1,53	Не опред.	1,06	2,54
CaO	0,72	0,20	0,42	0,32	0,60	1,32
MgO	1,08	2,17	1,97	0,12	0,26	1,04
Na ₂ O	Нег	0,15	0,27	1,37	1,23	0,78
K ₂ O	1,94	4,92	4,13	1,20	2,40	4,98
H ₂ O ⁺	9,42	} 9,03	6,36	12,10	9,55	7,43
H ₂ O ⁻	3,10		2,96	2,96	2,51	1,83
CO ₂	0,22	—	0,06	0,66	Нег	0,10
C	1,48	—	1,42	4,76	1,64	1,10
N + O	1,07	—	—	2,61	1,18	0,79
С у м м а	100,17	100,74	100,32	99,98	99,59	100,05

$<0,001$ мм, но, как показывают соответствующие кривые нагревания, и фракцию крупного пелита (0,01—0,001 мм). По мере удаления от Воронежского массива, в центральной части бассейна, но в пределах той же зоны морского гидрохимического режима (М), наблюдается явное убывание каолинита, однако характерно, что он не исчезает здесь совсем, а присутствует в глинах, как в нормально-морской, так и в морской опресненной фации, в виде небольшой, но постоянной примеси. Интересно отметить уменьшение в этом же направлении размеров кристалликов

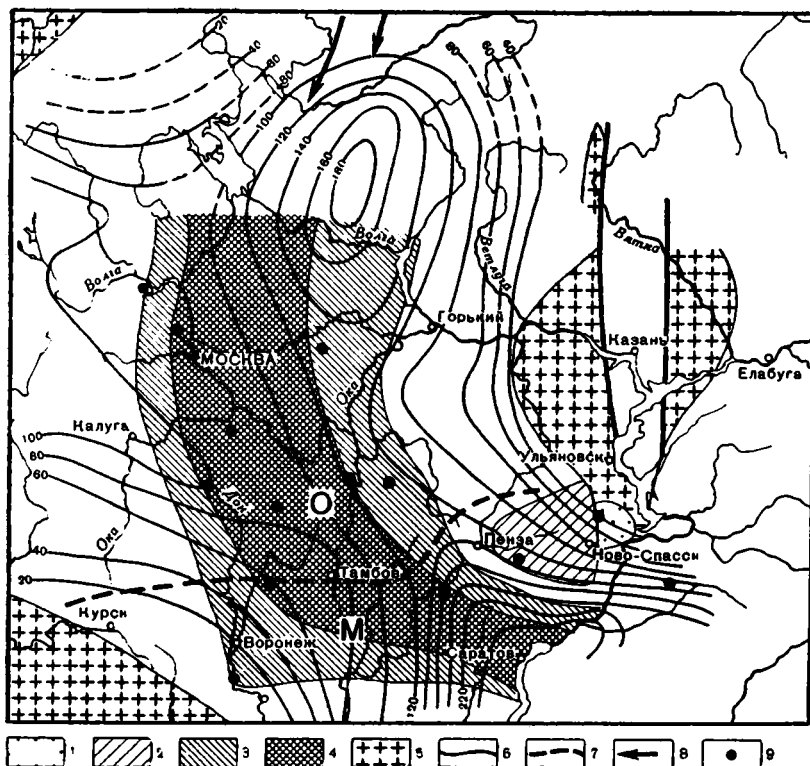


Фиг. 53. Схема распределения полевых шпатов в верхнеживетских отложениях центральных районов Русской платформы.

1 — < 2,5%; 2 — от 3 до 4%; 3 — от 4,5 до 25%; 4 — массивы кристаллических пород; 5 — изопахиты Giv_2 ; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ)

каолинита, имеющих четкие кристаллографические ограничения: в коре выветривания и в ареалах у выступов они равны 0,3—0,4 мк, в более удаленной зоне моря — 0,23—0,25 мк, а минимальные размеры многих его частиц здесь всего 0,13 мк. Массовые замеры их произведены на электронномикроскопических снимках. В пределах одной и той же зоны В — нормально-морского осадконакопления — наряду с ареалами повышенной концентрации каолинита (40—60%) выделяются участки, наиболее удаленные от массивов (Сердобск), где содержание его меньше 20%. Кроме того, эту обширную центральную меридиональную полосу с пониженным содержанием каолинита (<20%), начинающуюся к югу от Сердобска (морская зона В) и проходящую, без видимых отличий в качественном составе глинистых минералов, на север через Смородино, Зарайск, Zubovu Polyanu (опресненная зона В), сечет граница осадков различной степени солености, которая устанавливается по резко различным фаунистическим комплексам — нормально-морскому и опресненному.

Следовательно, распределение каолинита не управляется непосредственно соленостью бассейна, а зависит от расположения и близости областей сноса, от расстояния на них кор выветривания каолинитового типа, от рельефа прилегающего участка морского дна и т. п. При таких гидрохимических условиях не образуются каолинит или другие глинистые минералы, а катионный состав морской воды регулирует их транспортировку и последующую дифференциацию.

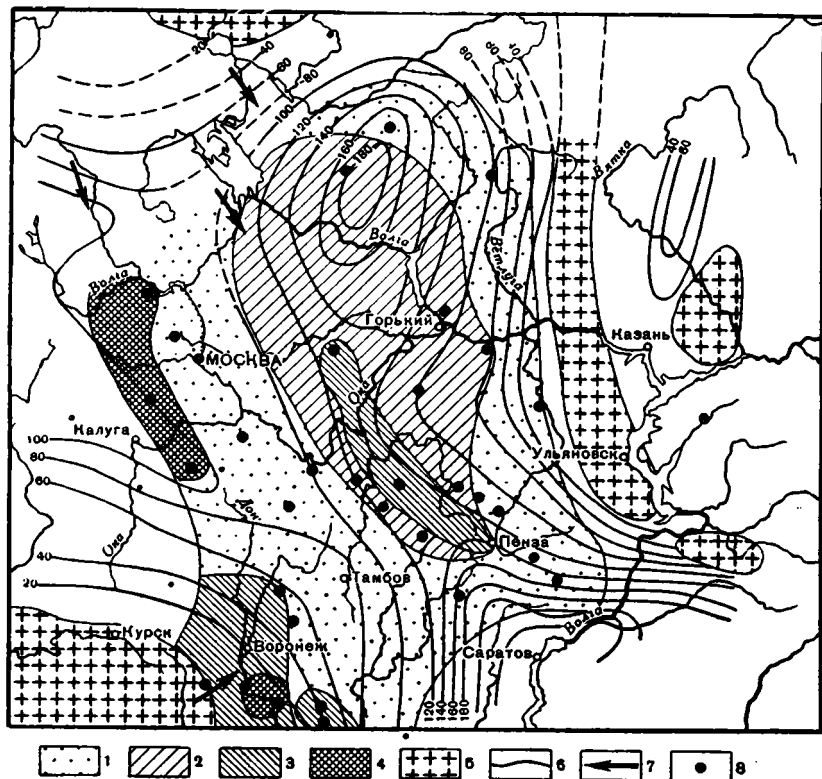


Фиг. 54. Схема распределения гидрослюд в глинистых отложениях старооскольского горизонта центральных районов Русской платформы.

Содержание K_2O во фракции $< 0,001$ мм: 1 — $< 0,3\%$; 2 — от 0,3 до 2%; 3 — от 3,5 до 3,8%; 4 — от 3,8 до 4,85%; 5 — кристаллические массивы; 6 — изопахиты Giv_2 ; 7 — граница нормально-морской (М) и опресненной (О) областей седиментации; 8 — направление сноса; 9 — скважины, исследованные автором

Факт разнота обломочных минералов легкой фракции за счет размыва выступов кристаллического фундамента хорошо иллюстрируется схемой распределения полевых шпатов (взятых в целом), составленной нами по цифровым данным Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ) для верхнеживецких отложений Русской платформы (фиг. 53). На этой схеме все выступы кристаллических пород докембрия окаймляются полями с повышенным содержанием полевых шпатов, а в центральной части бассейна, совпадающей с так называемым меридиональным желобом, отмечено минимальное содержание этих минералов. Интересно, что на участке Покровка — Редкино также слегка повышен процент полевых шпатов, что указывает на близость его от источника сноса, хотя вообще эти даже повышенные содержания очень невелики (чаще всего 4—6%) и в абсолютном большинстве случаев не выходят за пределы содержания полевых шпатов в олигомиктовых породах.

Каолинит поступал в зону морского осадконакопления старооскольского времени по крайней мере с трех направлений, за счет размыва кор выветривания массивов кристаллических пород, чем и предопределялось в значительной степени возникновение вокруг последних ареалов повышенного его содержания и минимальных количеств в центральной меридиональной зоне, куда он поступал в меньшем количестве, а отчасти и выносился отсюда в открытое море в юго-восточном направлении. Совершенно иной характер распределения в старооскольских слоях

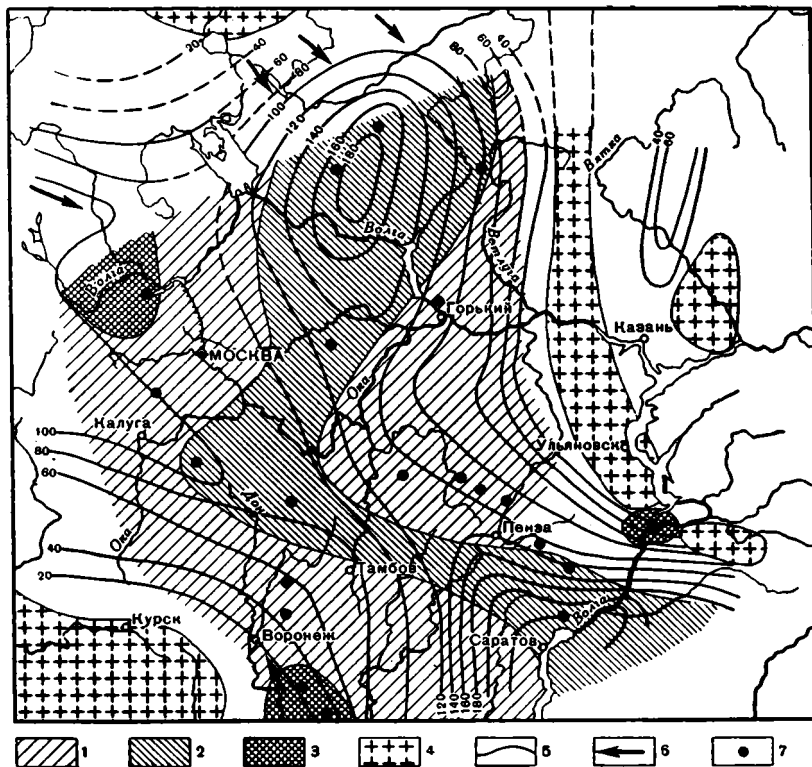


Фиг. 55. Схема распределения мусковита в верхнеживецких отложениях центральных районов Русской платформы.]

1 — до 0,7%; 2 — от 0,9 до 2,4%; 3 — от 3,5 до 7%; 4 — от 12 до 24%;
 5 — кристаллические массивы; 6 — изопахиты Giv_2 ; 7 — направление сноса;
 8 — скважины, исследованные Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ)

Русской платформы имела диоктаэдрическая гидрослюда. Хотя последняя распространена повсеместно, но максимальные ее концентрации отмечаются в центральной части бассейна, а минимальные — на склонах и по периферии выступов кристаллических пород фундамента (фиг. 54). Такой характер распределения гидрослюды несомненно связан с ее большей плавучестью и меньшими размерами частиц, вследствие чего пластинки ее не могут удерживаться на склонах выступов, а уносятся в более отдаленные участки бассейна.

Частично диоктаэдрическая гидрослюда поступала и за счет размыва коры выветривания кристаллических массивов. Это видно из того, что даже в наиболее измененных каолинизированных горизонтах элювия содержание K_2O доходит до 2%. Заметный процент щелолей, как мы видели на примере бобриковских осадков (чаще всего 1,0—2,5%), содержат типичные каолинитовые глины, образовавшиеся за счет размыва и переотложения гумидной тропической коры выветривания. Этот смыв гидрослюды и дальнейший разнос ее по водоему четко фиксируется у Воронежского выступа кристаллических пород (фиг. 49), где имеются зона минимального ее содержания ($<0,3\%$ K_2O) и зона средних содержаний (3,5—3,8% K_2O), которая далее переходит в обширную область полного преобладания гидрослюд (3,8—4,85% K_2O). Нетрудно видеть, что эта зона весьма далека от границы различной солености бассейна. Последняя несколько севернее Грязей и южнее Тамбова — Пачелмы сечет полосу с максимальными концентрациями гидрослюды. В Сморо-

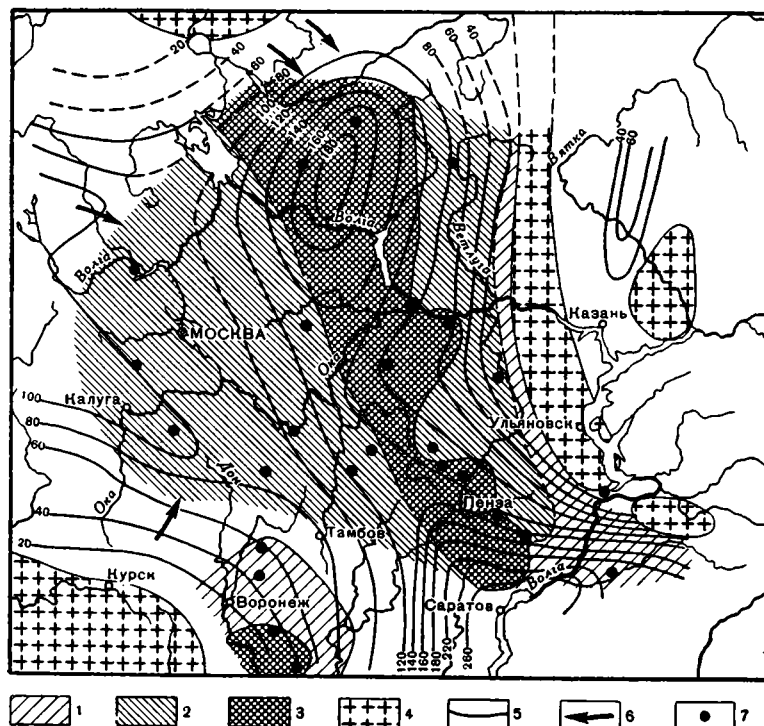


Фиг. 56. Схема распределения турмалина в верхнеживецких отложениях центральных районов Русской платформы

1 — от 0,8 до 4,6%; 2 — от 6,0 до 9,3%; 3 — от 9,8 до 17,5%; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакиты Giv_2 ; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные Филипповой и Гассановой ВНИГНИ)

дино (опресненная зона), Сердобске (нормально-морская зона) и, соответственно, в гидрослюдах Каверино и Грязей процент K_2O практически одинаков, хотя они и находятся в зонах с совершенно различной солесностью. В гидрослюдах Зарайска отмечается максимальное содержание K_2O — 4,85%, при недостатке калия в резко опресненной воде бассейна. Одновременно в Сердобске, в зоне нормально-морской седиментации, содержание K_2O на целый процент ниже — 3,83%. Понятно, что такое несоответствие в распределении глинистых минералов можно объяснить только дифференциацией при транспортировке частиц гидрослюды и каолинита, а не диагенезом.

Как уже подчеркивалось выше, Воронежский и Ульяновский кристаллические массивы поставляли в водоем преимущественно каолининовый материал, а источником диоктаэдрической гидрослюды служили продукты размыва не только выступов кристаллического фундамента, но также метаморфические породы в некоторых местах морского дна (Тула, Балахониха и др.) Московской синеклизы (фиг. 55) и в еще большей степени — частицы гранито-гнейсовых пород, массивы которых располагались в это время к северо-западу от Русской платформы, в пределах Балтийского щита, и придельтовых песчаных осадков, выделяемых С. В. Тихомировым (Ратеев и Тихомиров, 1961), М. Ф. Филипповой (1958) и П. А. Меняйленко (1954) на севере Московской синеклизы. На последний источник указывает большая слюдистость песчаных пород этой зоны.

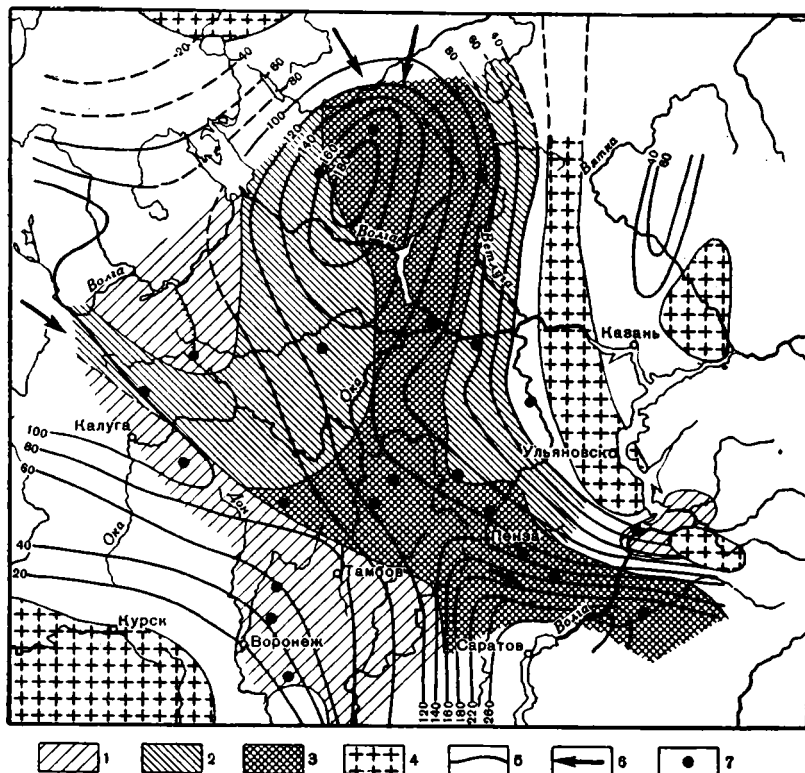


Фиг. 57. Схема распределения граната в верхнеживетских отложениях центральных районов Русской платформы.

1 — до 0,7%; 2 — от 0,8 до 8%; 3 — > 11%; 4 — кристаллические массивы; 5 — ихопахиты Gvi; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ)

Естественно, что дельтовые осадки более обогащены слюдястыми минералами, поскольку последние обладают наибольшей плавучестью и в большом количестве выносятся по руслу в устья рек. И действительно, литологическое изучение разрезов верхнеживетских отложений в этой зоне — в Солигаличе, Любиме и Шарье (Бирина, 1949) обнаруживает обилие и преобладание слюдястых песчаников и одновременно несколько повышенный процент полевых шпатов. Появление среди этих почти мезомиктовых пород грубозернистых разностей (особенно в воробьевском горизонте) указывает на близость области сноса, что четко фиксируется не только на картах фаций С. В. Тихомирова, но и на схемах распространения терригенных минералов тяжелой фракции (турмалина, гранита и анатаза), составленных автором по данным ВНИГНИ, и на картах распределения гранулометрических фракций. Поступление терригенного материала с севера подтверждается (см. наши схемы) постепенным убыванием в юго-восточном направлении минералов песчано-алевритовой фракции (0,25—0,01 мм) и фракции крупного пелита (0,01—0,001 мм) и явным возрастанием содержания мелкого пелита (<0,001 мм) в обширной зоне В, где он составляет более 35% состава глинистых осадков.

На первостепенную роль северной области сноса терригенного материала, в том числе и слюдястого, указывает и своеобразное характерное распределение ряда минералов тяжелой фракции, в частности турмалина, гранита и анатаза, в виде узких меридиональных полос, проходящих через всю Московскую синеклизу в Рязано-Саратовский про-



Фиг. 58. Схема распределения анатаза в верхнеживецких отложениях центральных районов Русской платформы.

1 — до 0,5%; 2 — от 1,5 до 5%; 3 — от 9 до 20%; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакеты Giv_2 ; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ)

гит. Так, полоса с повышенными (от 9,8 до 17,5%) концентрациями турмалина (фиг. 56) проходит через Солигалич, Любим, Балахну и Балахониху до Юлово-Ишима и Кикино. Воронежский и Ульяновский кристаллические массивы не играли заметной роли в поставке турмалина в центральную зону, о чем свидетельствует резкое убывание его в направлении от Воробьевки к Ольховке — Грязям и малые содержания в районе Порецкой и Сызрани. К востоку и западу от центральной полосы максимальных концентраций содержание турмалина постепенно убывает, что объясняется выносом его из зоны взмучивания, расположенной на этих участках. Аналогичным образом распределен и гранат (фиг. 57) — полоса повышенных его концентраций (0,8—8%) — меридионально простирается на участке Солигалич — Ряжск и в юго-восточном направлении — от Ряжска к Тепловке — Пугачеву. При этом нельзя не отметить, как и в случае с турмалином, пассивную роль Воронежского и Ульяновского массивов в поставке граната в центральную зону и еще более резкое убывание его к востоку и западу от этой полосы.

На схеме (фиг. 58) распространения анатаза ясно прослеживается такая же меридиональная полоса резко повышенных концентраций этого минерала (9—20%) начиная от Солигалича, Шарьи, через Горький, Балахониху, Зубову Поляну и Морсово, которая от Иосы резко меняет свое направление на широтное, проходя через Пруды и Кикино. К востоку и западу от этой полосы наблюдаются поля средних содержаний

анатаза (от 1,5 до 5%). Наконец, к югу и западу от последней отмечены поля с минимальными значениями анатаза ($<0,5\%$). Такая пространственная локализация тяжелых минералов в виде длинной полосы, совпадающей с зоной максимальных глубин старооскольского морского бассейна, объясняется концентрацией их и тяготением по крупности к алевритовой фракции, поступлением преимущественно с одного северного направления и достаточно свободным в то время сообщением северной части Русской платформы, через всю Московскую синеклизу, с северной частью Прикаспийской впадины, как на то указывает расположение изопакит на карте мощностей М. Ф. Филипповой (1958). На обычное тяготение максимальных концентраций турмалина и граната к алевритовой и тонкопесчаной фракции указывает Н. М. Страхов (1960б).

ВЛИЯНИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО И ФАЦИАЛЬНОГО ПЛАНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НИЖНЕЩИГРОВСКОЕ ВРЕМЯ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Нижние горизонты верхнего девона в центральных районах Русской платформы — нижнещигровские слои — по петрографическому составу очень сходны с верхней частью среднего девона. С. В. Тихомировым в Московской синеклизе нижнещигровские слои расчленены на три части — ястребовские, оредежские и старицкие. М. Ф. Филиппова (1958) подразделяет нижнещигровские слои в восточной части Московской синеклизы на два ритма, которые А. И. Ляшенко (Филиппова и др., 1958) назвал архединским и кикинским горизонтами.

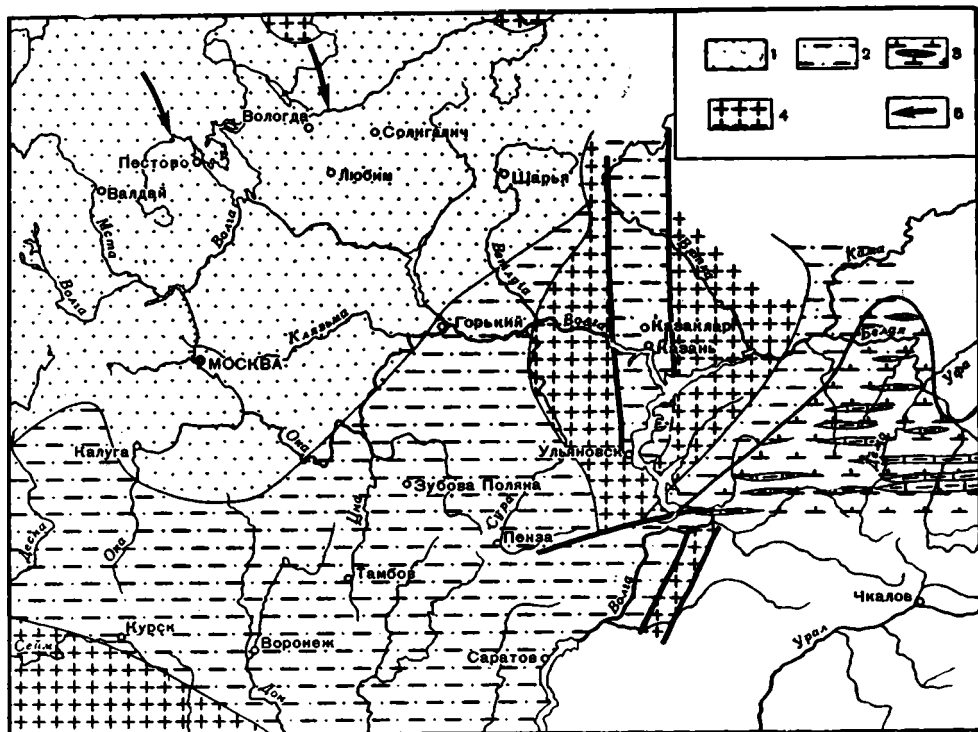
По данным спорово-пыльцевого анализа, произведенного С. Н. Наумовой (1953), в центральных районах Русской платформы отсутствуют отложения самой нижней части верхнего девона, синхронные пашийским слоям Волго-Уральской области. Базальный горизонт верхнего девона в Московской синеклизе сложен преимущественно песчаными породами ястребовских слоев.

В Воронежском массиве (Ястребовка, Хворостань, Бабка) ястребовские слои представлены глинистой фацией и залегают с размывами на разных частях старооскольских слоев. Этим устанавливается, что отложению нижнещигровских слоев предшествовал региональный перерыв в осадконакоплении в самом конце среднего девона, когда в условиях гумидного тропического климата, так же как и в старооскольское время, породы подвергались сильному химическому разложению с образованием каолиновой коры выветривания, более широко развитой в ястребовском горизонте.

Арчединские слои на большей части Московской синеклизы представлены преимущественно песчаным материалом, в котором кроме кварца и слюды содержится большая или меньшая примесь полевых шпатов кислого состава. Только в пределах Воронежского кристаллического массива и юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба начинают преобладать тонкозернистые алевритовые и глинистые отложения. На Воронежском массиве в основании архединских слоев залегают прослои белого тонкозернистого кварцевого песка и крупные железистые оолиты.

На территории Московской синеклизы, Токмаковского и Воронежского сводов морские отложения архединских слоев отсутствуют (фиг. 59). Морские отложения этих слоев имеются лишь в восточной части Самарской Луки и далее на восток, в Волго-Уральской области, где они носят название кыновских глин или, точнее, среднекыновских слоев.

Область сноса — водосборный бассейн — в среднекыновское время заметно сместилась к югу. Так, по данным М. Ф. Филипповой (1958), в начале нижнещигровского времени вся северная часть Московской си-

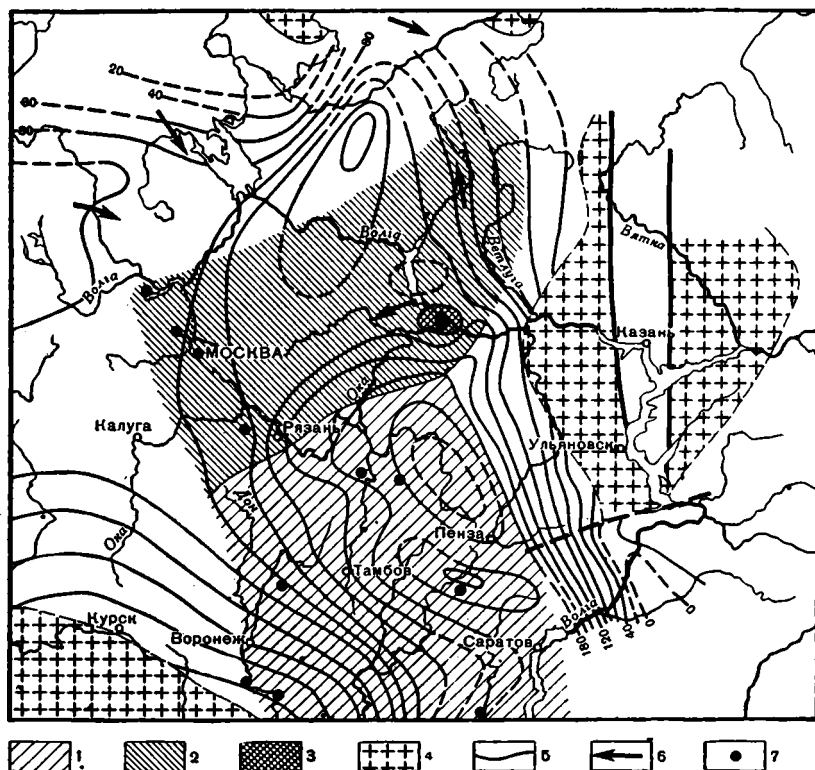


Фиг. 59. Палеогеографическая схема центральных районов Русской платформы в средне-кембрийское время (по С. В. Тихомирову).

1 — область накопления преимущественно песчаных и алевроитовых осадков в сильно опресненном бассейне или в континентальных условиях; 2 — область накопления алевроитово-глинистых осадков в резко опресненном бассейне; 3 — известково-глинистые осадки с соленостью, близкой к нормально-морской; 4 — кристаллические массивы; 5 — направление сноса

неклизы (Солигалич, Любим, Шарья) и частью ее центральные районы (Редкино, Поваровка, возможно, Горький и Непейцино) представляли собой обширный водосборный бассейн типа гумидной тропической равнины, откуда осуществлялся снос обломочного и глинистого материала в морской бассейн, отодвинувшийся далеко на юг и располагавшийся в северной части Прикаспийской синеклизы. Следует отметить, что в архединское время снижается роль Воронежского массива кристаллических пород докембрия как поставщика обломочного и глинистого материала. С восточной же части Токмовского свода продолжал сноситься кварцевый обломочный и глинистый каолиновый материал. Эти изменения фациального плана и расположения областей сноса, как увидим ниже, конечно, не могли не сказаться на распределении глинистых минералов. Нижнешигровский бассейн в течение большего времени был относительно обособленным и сообщался с открытым морем лишь на юге, ввиду ограничения его областями суши: Балтийским щитом на северо-западе, Ульяновско-Котельническим сводом, Покровским и Пугачевским поднятиями на востоке и Воронежским массивом на юго-западе (Филиппова, 1958).

Основываясь на данных С. В. Тихомирова (Ратеев и Тихомиров, 1961), мы можем считать, что вплоть до конца архединского времени в общем еще сохранились в значительной степени палеогеографические особенности, характерные для среднего девона, на что указывает северо-восточное простираание границы морского бассейна на востоке



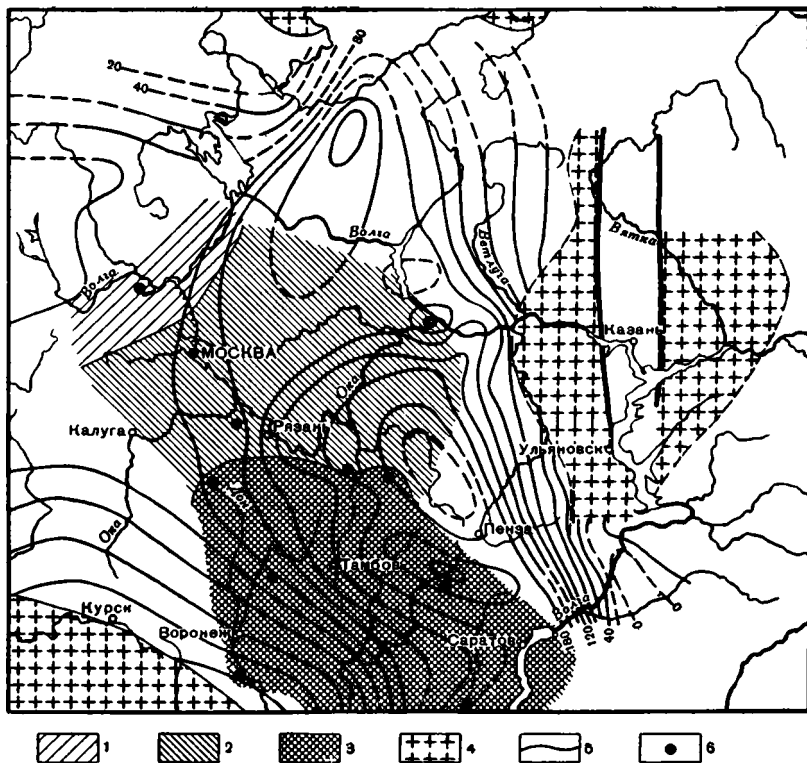
Фиг. 60. Схема распределения каолинита в среднекейнозовских архейдинских глинистых отложениях центральных районов Русской платформы, фракция $< 0,001$ мм.

1 — $< 20\%$; 2 — от 40 до 60%; 3 — $> 80\%$; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакхты нижнешигровских слоев (Sc_1); 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные автором

платформы. В центральных районах платформы был расположен резко опресненный морской бассейн, ограниченный с северо-запада и севера областью накопления континентальных, преимущественно аллювиальных отложений. Песчаные отложения распространялись значительно шире, чем в среднем девоне. К западу от Волги (за исключением Самарской Луки) морской бассейн с нормальной соленостью отсутствовал.

В начале нижнешигровского времени происходила интенсивная перестройка структурного плана платформы. Северо-восточное направление границы фациальных зон сменилось на меридиональное. Прекратилось поднятие Воронежского массива по отношению к Московской синеклизе. Так, мощность ястребовских слоев в Хворостани 6—7 м, а в Зарайске 15—17 м. Однако в Хворостани эти слои представлены преимущественно тонко отмученным глинистым материалом, а в Зарайске в них преобладает песчаный материал. Отложения, синхронные пашийской свите Татарии, как в синеклизе, так и на своде отсутствуют. Продолжаются излияния основной магмы по главному герцинскому разлому платформы. В конце архейдинского времени на месте Токмовско-Татарского свода возникло поднятие, в котором образовался гребень вдоль главного герцинского разлома.

Изменение структурно-тектонического плана и расположение области сноса в среднекейновское время непосредственно и весьма резко отразилось на распределении глинистых минералов. Прежде всего на схеме распределения архейдинских слоев (фиг. 60) наряду с исчезновением

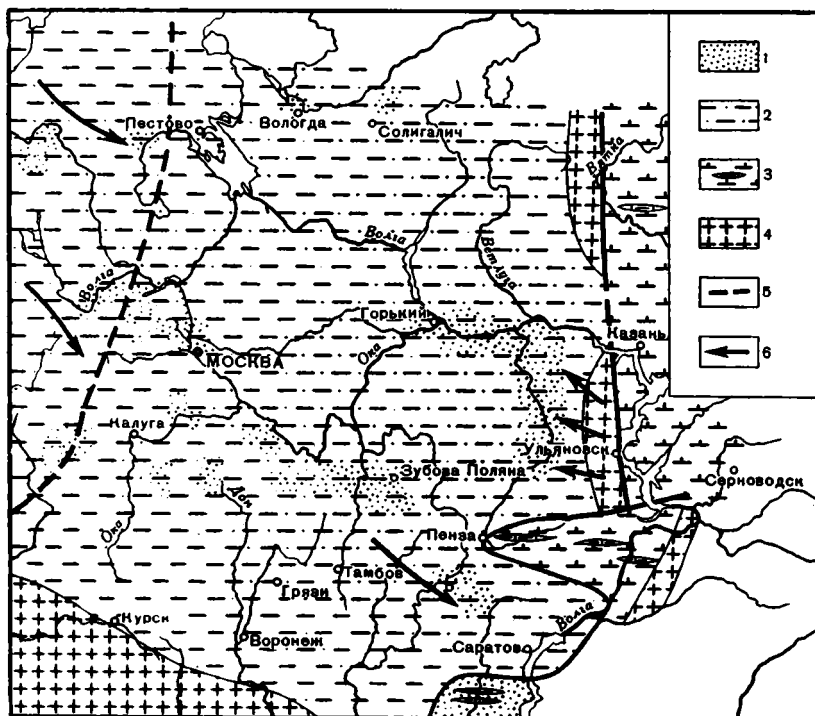


Фиг. 61. Схема распределения гидрослюды в среднекиневских глинистых отложениях центральных районов Русской платформы, фракция $< 0,001$ мм.

Содержание K_2O : 1 — $< 1\%$; 2 — от 2 до 3,5%; 3 — от 3,5 до 4,9%; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакиты Sc_1 ; 6 — скважины, исследованные автором

меридионального желоба видно и исчезновение меридиональной полосы максимальных концентраций гидрослюды и минимального содержания каолинита. Вместо нее в северной части центральных районов (к северу от Рязани и Касимова) на мелководной седловине между изопакитами 120—160 м располагалась зона с повышенным содержанием каолинита (40—60%). К югу эта зона сменяется зоной с убыванием каолинита до $< 20\%$, которая занимает более удаленную от области сноса пониженную часть бассейна с более крутым склоном между изопакитами 120—220 м и двумя халистазами, очерченными изопакитами 220 м, у Сердобска и Зубовой Поляны. Интересно, что в этой зоне, так же как и в наиболее удаленной зоне старооскольских слоев, уменьшаются размеры кристалликов каолинита. Характерно также, что как только Воронежский массив кристаллических пород докембрия перестал служить поставщиком в бассейн седиментации обломочного и глинистого материала, так вокруг него исчез ареал с повышенным содержанием каолинита, который был так четко выражен на схеме распределения старооскольских слоев. Токмовский свод (особенно северная его часть), продолжавший служить областью сноса, поставлял значительное количество каолинита, за счет чего, по-видимому, и возникли максимальные концентрации ($< 80\%$) данного минерала у г. Горького. Столь же резко, как и у каолинита, изменяется план размещения гидрослюды (фиг. 61).

Как показано на схеме распространения K_2O во фракции $< 0,001$ мм арчединских слоев, максимальные концентрации его (от 3,5 до 4,87%) приурочены к наиболее пониженной части бассейна — в халистазах



Фиг. 62. Палеогеографическая схема центральных районов Русской платформы в верхнекикинское (кикинское) время (по С. В. Тихомирову).

1 — континентальные образования; 2 — опресненные осадки; 3 — морские осадки; 4 — кристаллические массивы; 5 — границы фаций; 6 — направление сноса

Сердобска, Зубовой Поляны и в районе Грязи — Смородино. К северу от Смородино и Зубовой Поляны на отмолой седловине (с обилием каолинита) и пологом склоне содержание K_2O понижается до 3% (Каверино — 3,01%, Зарайск — 3,29%). Наконец, в Редкино, откуда, вероятно, приносился преимущественно каолинистый материал, содержание $K_2O < 1\%$. И вновь, как и для старооскольского времени, граница зон с различным количественным содержанием глинистых минералов совершенно не совпадает с границей солёности, установленной по фаунистическим комплексам. В архединское время в центральных районах Русской платформы вообще отсутствовали нормально-морские осадки, тем не менее, вне зависимости от этого, здесь наблюдаются зоны, для которых характерны буквально те же количественные градации содержания гидрослюда и каолинита. Это означает, что их размещение управляется не столько гидрохимией, сколько близостью областей сноса и рельефом дна водоема.

Подобная же связь распространения глинистых минералов с областями сноса и рельефом дна бассейна, а не с гидрохимией устанавливается и для кикинских (верхнекикинских) слоев. По С. В. Тихомирову, кикинские слои, по сравнению с архединскими, отличаются большим разнообразием фаций (фиг. 62). На юго-восточном склоне Токмовского массива в средней и верхней части этих слоев появляются известково-глинистые морские отложения, область распространения которых расширяется на восток (скважины Новоспасская, Кикинская, Никулинская, Березовка и др.).

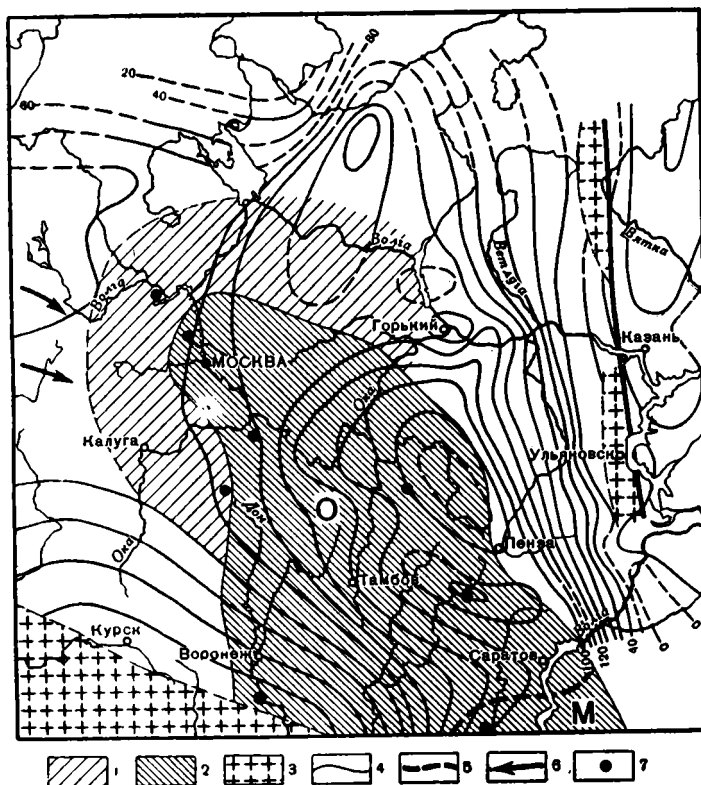
Вторым существенным отличием осадконакопления кикинского времени было перемещение области отложения преимущественно песча-

ных осадков на запад, тогда как во второй половине среднего девона и в начале верхнего основания масса обломочного материала поступала с севера. Значительно уменьшилось общее количество обломочного материала, поступавшего в резко опресненный бассейн, занимавший центральную часть Русской платформы, в котором накапливались в относительно большем количестве глинистые осадки. Характерной особенностью осадконакопления кикинского времени наряду с сокращением количества обломочного материала, поступавшего на Русскую платформу, является и дальнейшее продвижение к западу бассейна с нормально-морской соленостью. Во время образования кикинских слоев структурный план платформы приобрел черты, характерные для герцинского этапа развития. Морской бассейн занимал всю Волго-Уральскую область, а на всей остальной площади (фиг. 62) в это время существовали более стабильные морские условия, с накоплением пачки глинистых алевролитов и алевроитовых глин с фауной — *Lingula rectangularis* Kut., *Esteria vulgaris* Lutk., *E. excentrica* Lutk. Весь этот огромный, весьма мелководный бассейн, судя по фауне эстерий, лингул и рыб, был опресненным, в нем было много мелких временно возникавших островов и отмелей, заселенных обильной растительностью папоротников и псилофитов (Филиппова, 1958).

Интенсивная перестройка структурного плана Русской платформы, резко изменившая области сноса, одновременно внесла коренные изменения и в план размещения глинистых и терригенных минералов на площади центральных районов платформы, что отчетливо выявляется при сопоставлении схем размещения глинистых минералов в старооскольских, архединских и кикинских слоях со схемой размещения терригенных минералов в верхнеживетских и нижнешигровских слоях, составленной нами по данным ВНИГНИ (Филиппова и др., 1958).

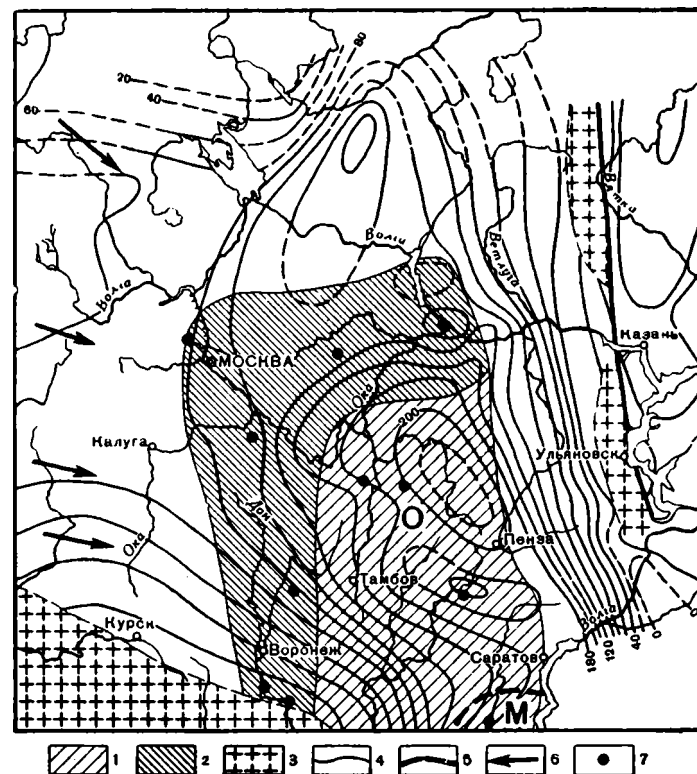
Перемещение области песчано-алевритовых осадков, а следовательно, и области сноса, к западу и северо-западу сопровождалось в кикинское время заметным проникновением полосы максимальных концентраций гидрослюда на север-северо-запад, так что северная граница его сместилась от линии Смородино — Зубова Поляна в район, расположенный к северу от Поваровки (фиг. 63). Таким же образом сместились и зоны с различным содержанием каолинита (фиг. 64). Зона с повышенными его содержаниями (40—60%) сдвинулась, по-видимому, к западу и северо-западу и не включена в нашу схему. В центральных районах (Зарайск, Поваровка, Горький) на том месте, где в архединское время находилась зона с содержанием каолинита 40—60%, и к юго-западу от нее (Смородино, Грязи, Хворостань) в кикинское время расположилась зона с малой примесью каолинита, меньше 20%, а в понижении и халистазах (Зубова Поляна, Каверино, Сердобск) содержание его упало еще ниже — менее 5%. Схема размещения каолинита в кикинских слоях интересна для нас тем, что вскрывает характер распределения его частиц в области морской опресненной седиментации, еще более удаленной от источника сноса, где уже зона с содержанием каолинита < 20% сменяется зоной с содержанием его < 5%, но где все же не исчезает полностью (табл. 64—68).

Интересно отметить, что в эти зоны уже не могут попадать крупные частицы каолинита, размером > 1 мк, поскольку он отсутствует во фракции крупного пелита. С таким распределением глинистых минералов хорошо гармонирует и характер распространения терригенных минералов — анатаза, граната, турмалина и мусковита (тяжелой и легкой фракции). В старооскольское время, как мы уже отмечали, меридиональная полоса с максимальным содержанием диоктаэдрической гидрослюда и минимальным каолинита проходила через всю платформу и совпадала с полосой максимальных концентраций минералов тяжелой



Фиг. 63. Схема распределения гидрослюда в верхнекировских (кикинских) глинистых отложениях центральных районов Русской платформы, фракция $< 0,001$ мм.

Содержание K_2O : 1 — от 2,8 до 3,7%; 2 — от 4,2 до 4,6%; 3 — кристаллические массивы; 4 — изопакиты Sc_1 ; 5 — граница нормально-морской (М) и опресненной (О) зон осадконакопления; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные автором



Фиг. 64. Схема распределения каолинита в верхнекировских (кикинских) глинистых отложениях центральных районов Русской платформы, фракция $< 0,001$ мм.

1 — $< 5\%$; 2 — от 5 до 20%; 3 — кристаллические массивы; 4 — изопакиты Sc_1 ; 5 — граница нормально-морской (М) и опресненной (О) зон осадконакопления; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные автором

фракции верхнеживетских слоев (которая создавалась сквозным течением, проходящим с севера на юг через всю Русскую платформу, и меридиональным расположением зон взмучивания). В архединское же и особенно в кикинское время этой полосы уже не существовало. На это указывает совершенно иное распределение в это время глинистых и тяжелых минералов. Последние образуют в нижнешигровских отложениях несколько отдельных, ограниченных по площади максимумов, которые свидетельствуют о том, что в нижнешигровское время уже не было

Т а б л и ц а 64

Химический состав (в %) обогащенных каолинитом мелководных морских опресненных отложений архединского горизонта Русской платформы (фракция < 0,001 мм)

Компоненты	Зарайск скв. Р-1, обр. 928, глубина 832,3—944,5 м	Редкино, скв. 2, обр. 87/10, глубина 895,6—902,6 м	Хворостань, скв. 59, обр. 10а, глубина 49,4—46,8 м
SiO ₂	44,62	38,72	41,24
TiO ₂	1,30	1,50	0,54
Al ₂ O ₃	33,80	34,12	34,12
Fe ₂ O ₃	1,94	1,13	3,41
FeO	0,18	0,56	—
CaO	0,60	2,00	1,77
MgO	1,02	0,84	1,03
Na ₂ O	0,70	2,40	0,30
K ₂ O	3,04	1,12	0,68
H ₂ O ⁺	9,52	13,45	11,80
H ₂ O ⁻	2,34	2,79	4,85
CO ₂	0,02	0,65	—
C	0,51	0,85	—
С у м м а	99,59	100,13	99,74

сквозной полосы течений, а выделялась обширная мелководная зона на северо-западе и более глубоководная область тонко отмученных глинистых осадков в районе Центрального девонского поля и Саратовского Поволжья. Особенно наглядно это подтверждают схемы распространения анатаза и граната (фиг. 65, 66).

Поле максимальных концентраций анатаза (от 12,5 до 18,5%) начинается от Токмовского свода, у Порецкой и занимает наиболее пониженную часть бассейна, с халистазой у Зубовой Поляны в центре (фиг. 65). Второе поле, средних концентраций (от 6,5 до 11,0%), расположено на севере, в небольшой депрессии у Солигалича, в районе Любим — Шарья. Для центральных районов (Москва, Мосолово, Непейцино, Лысково, Горький) характерно еще более пониженное содержание анатаза, от 1,9 до 6,4%. Наконец, вблизи самого Воронежского массива, хотя и отмечается небольшое пятно максимальной концентрации анатаза у Воробьевки, но здесь же видно, что вокруг него нет ареала разнотона, а есть поле минимальных значений у Хренового, Ольховки и Грязей.

Почти аналогичная картина наблюдается в распределении мусковита. Здесь в нижнешигровское время исчезли меридиональные полосы его распространения и появились отдельные максимумы (фиг. 67). И снова мы вынуждены отметить, как и для других горизонтов, что размещение глинистых минералов не связано с границей нормально-морского

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов глинистых отложений кикинских (верхнекиновских) слоев из области морского опресненного осадконакопления Русской платформы (фракция < 0.001 м.м.)

Каверино, скв. Р-1, обр. 2, глубина 652—667 м		Сердобск, скв. Р-2, обр. 67/2033, глубина 910—922 м		Сердобск, скв. Р-2, обр. 71/2065, глубина 958—964 м		Редкино, скв. Р-2, обр. 78/9, глубина 380—840 м		Редкино, скв. Р-2, обр. 78/7, глубина 831,8— 839,3 м		Сердобск, скв. Р-2, обр. 69/2048, глубина 934— 946 м	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,97	8
10,32	6	10,26	5	10,14	6	10,32	10	10,32	10	—	—
—	—	7,08	6	—	—	—	—	—	—	7,03	6
6,95	6	—	—	6,88	6	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	6,02	2	—	—
5,43	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,80	4	4,99	2	4,84	4	—	—	4,89	6—4	4,87	6
—	—	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	4,64	7	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	4,43	2	4,41	4	4,42	6	4,41	8
4,37	5	—	—	4,42	2	—	—	—	—	—	—
—	—	3,91	2	3,84	2	—	—	—	—	3,84	2
—	—	3,73	2	—	—	—	—	—	—	—	—
3,60	2	—	—	—	—	—	—	—	—	3,62	2
—	—	3,53	6	—	—	—	—	—	—	—	—
3,48	4	—	—	3,49	6	—	—	—	—	3,47	4
—	—	3,34	7	—	—	—	—	—	—	—	—
3,25	6	3,21	2	3,26	6	3,25	4	3,27	8	3,29	7
—	—	—	—	—	—	3,01	6	3,06	2	—	—
—	—	—	—	—	—	2,97	6	2,98	6	—	—
2,79	2	2,82	8	2,78	10	2,78	8	2,78	8	2,79	6
2,54	8	2,58	6	2,54	6	2,54	2	2,54	6	2,54	8
2,34	2	2,39	2	2,34	2	2,32	2	—	—	2,36	4
2,24	2	2,19	2	—	—	2,24	2	2,24	2	2,22	2
2,11	2	2,13	2	—	—	2,16	6	—	—	2,16	2
1,96	2	1,99	8	1,97	6	1,97	8	1,97	6	1,97	6
1,86	2	—	—	—	—	1,88	2	—	—	1,87	2
—	—	—	—	—	—	1,83	2	1,83	2	1,84	2
1,79	2	1,70	2	—	—	1,77	2	—	—	—	—
1,68	2	1,69	2	1,68	2	1,68	2	1,68	2	1,68	10
1,64	2	1,65	4	—	—	—	—	—	—	1,64	6
—	—	1,62	5	1,63	4	1,61	6	1,61	5	1,62	2
—	—	—	—	1,58	2	1,59	2	—	—	—	—
1,52	2	1,53	2	—	—	1,54	2	—	—	1,53	2
1,49	5	1,50	6	1,49	2	1,49	5	1,49	6	1,51	2
—	—	—	—	—	—	1,47	2	—	—	—	—
1,41	2	1,43	2	—	—	—	—	—	—	1,41	2
—	—	—	—	1,33	2	1,38	4	—	—	1,36	10
—	—	—	—	1,29	2	—	—	1,29	2	1,29	6
—	—	—	—	—	—	—	—	1,28	2	—	—
—	—	—	—	—	—	1,25	10	—	—	—	—

бассейна. Правда, здесь, по существу, отсутствует монтмориллонит, а если бы он приносился в ощутимых количествах, то под влиянием стабилизации катионами, возможно, и заносился бы преимущественно в зону морской терригенно-карбонатной седиментации.

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов известково-глинистых отложений D₂₋₃ морской, наиболее удаленной области осадконакопления центральных районов Русской платформы (фракция $< 0,001$ мм)

Старооскольские слои		Кикинские (верхнекиновские) слои			
Сердобск, скв. Р-2, обр. 85/2165, глубина 1079—1088 м		Сердобск, скв. Р-2, обр. 61/1881, глубина 838—850 м		Сердобск, скв. Р-2, обр. 62/1957, глубина 850—862 м	
d	I	d	I	d	I
10,32	6	10,98	4	10,63	6
6,97	6	7,03	4	7,03	5
5,79	2	—	—	—	—
—	—	4,88	4	4,97	2
—	—	4,47	4	4,50	5
3,95	2	3,87	2	3,91	2
—	—	—	—	3,68	2
3,48	6	3,50	6	—	—
3,26	6	3,33	6—4	3,33	5
—	—	3,11	2	3,10	2
2,92	2	—	—	2,99	2
—	—	2,81	6	2,81	6
2,55	8	2,56	6	2,55	6
2,32	6	2,36	2	2,37	4
2,18	2	2,18	2	2,18	2
—	—	—	—	2,12	2
1,97	8	1,90	6	1,98	6
1,79	2	—	—	—	—
1,76	2	—	—	—	—
1,68	2	1,68	2	1,68	2
1,64	6	1,65	2	1,63	5
1,63	2	1,62	2	1,62	2
1,54	2	1,53	2	1,53	2
1,52	2	1,51	5	1,50	5
1,49	6	1,48	5	—	—
1,41	2	1,41	2	—	—

Следовательно, закономерности размещения глинистых минералов в платформенных морских бассейнах гумидного тропического климата обусловлены в первую очередь не гидрохимическим режимом водоема, а климатом водосборного бассейна, расположением (близостью или удаленностью) областей сноса, рельефом морского дна, размерами глинистых частиц, порогами коагуляции и дифференциацией частиц при транспортировке. Рассмотрим теперь несколько подробнее возможности дифференциации глинистых минералов при транспортировке под влиянием катионного состава морской среды, а также факторы, определяющие дифференциацию этих минералов при транспортировке от водосбора к месту осаждения — в область морского осадконакопления.

Еще в период полного господства физико-химической аутигенной концепции образования глинистых минералов в зоне седиментации высказывались мысли о том, что эти минералы в большинстве своем не возникают аутигенно в физико-химической среде морских водоемов (Ратеев, 1948; Страхов, Ратеев и др., 1954), а поступают в них в составе взвешенного стока рек и распределяются по фаціальным зонам внутри бассейна в зависимости от так называемых порогов коагуляции и других

Таблица 67

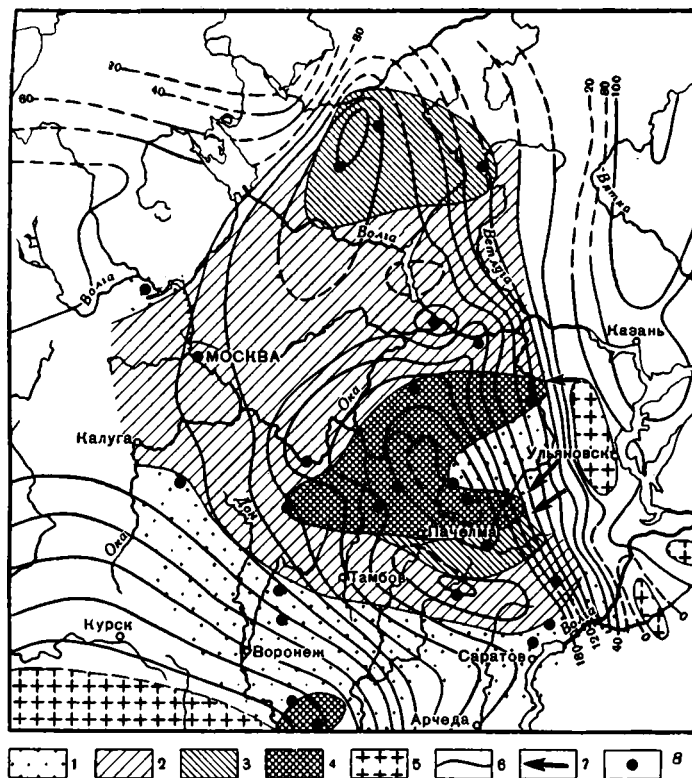
Химический состав (в %) мелководных морских глинистых отложений кикинских (верхнекиновских) слоев Русской платформы (фракция < 0,001 мм)

Компоненты	Смородино, скв. Р-4, обр. 879, глубина 598,4—608,3 м	Зарайск, скв. Р-1, обр. 931, глубина 771,9—784,5 м	Грязи, скв. 152, обр. 513, глубина 271,8—272,2 м	Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 350а, глубина 630,0—635,4 м	Сердобск, скв. Р-2, обр. 71/2065, глубина 958—964 м
SiO ₂	51,92	48,59	45,44	49,12	45,58
TiO ₂	1,18	0,85	1,48	1,18	0,81
Al ₂ O ₃	22,94	24,87	25,64	26,22	27,80
Fe ₂ O ₃	6,35	6,54	4,71	3,66	4,05
FeO	0,70	Не опред.	2,34	1,26	3,44
CaO	0,72	0,45	0,52	1,12	0,80
MgO	1,52	2,53	2,52	1,76	2,27
Na ₂ O	0,22	0,58	0,06	0,21	0,87
K ₂ O	4,14	6,16	4,66	4,27	4,87
H ₂ O ⁻	3,32	6,59	6,24	6,40	6,86
H ₂ O ⁺	5,34	2,60	4,40	4,60	3,12
CO ₂	0,26	—	0,16	Нег	0,31
C	0,48	—	0,99	1,02	0,05
N + O	0,34	—	0,71	—	—
Сумма	99,43	99,76	99,87	100,82	100,83

Таблица 68

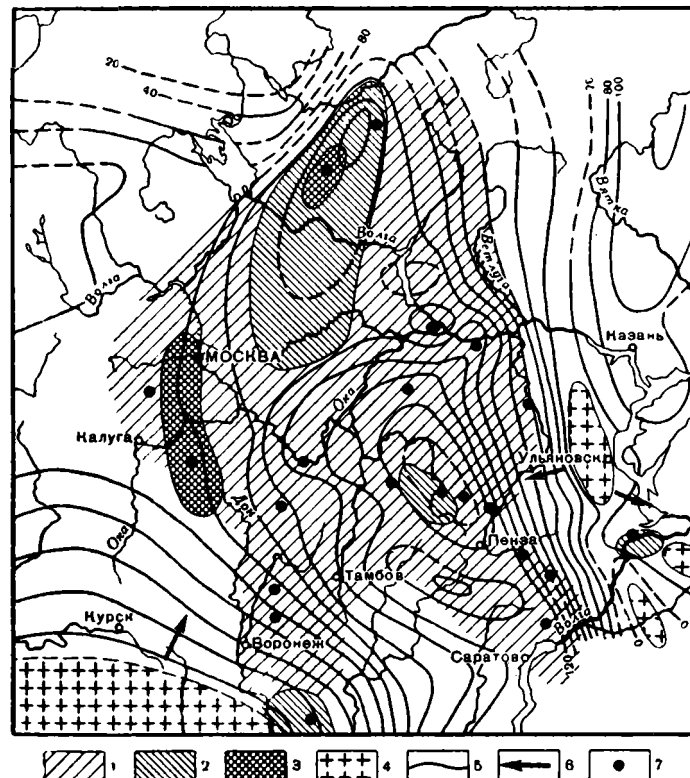
Химический состав (в %) гидрослюдистых глин области нормально-морского осадконакопления старооскольского и кикинского слоев Русской платформы (фракция < 0,001 мм)

Компоненты	Старооскольские слои		Кикинские (верхнекиновские) слои		
	Зубова Поляна, скв. 1, обр. 251, глубина 820,7—822,5 м	Сердобск, скв. Р-2, обр. 85/2165, глубина 1079—1088 м	Сердобск, скв. Р-2, обр. 62/1957, глубина 850—862 м	Сердобск, скв. Р-2, обр. 60/1830, глубина 826—838 м	Ново-Спаская, скв. 3, обр. 499, глубина 1637,4—1646,2 м
SiO ₂	44,80	44,95	46,94	41,92	42,64
TiO ₂	1,00	0,41	0,74	1,05	0,91
Al ₂ O ₃	28,64	26,84	27,49	26,69	27,31
Fe ₂ O ₃	8,38	4,89	4,95	7,85	2,18
FeO	1,08	4,22	2,69	4,60	2,62
CaO	0,26	0,74	0,84	1,00	1,80
MgO	1,40	2,16	1,80	2,18	2,10
Na ₂ O	0,21	0,76	0,77	0,92	1,46
K ₂ O	3,25	3,83	4,58	3,35	4,74
H ₂ O ⁻	3,47	6,55	5,53	5,78	4,72
H ₂ O ⁺	7,87	3,08	3,64	4,54	7,88
SO ₃	—	0,39	0,32	0,40	—
P ₂ O ₅	—	0,05	0,15	0,07	—
CO ₂	0,10	—	—	—	0,67
C	0,40	—	—	—	—
Сумма	100,86	99,87	100,44	100,35	99,03



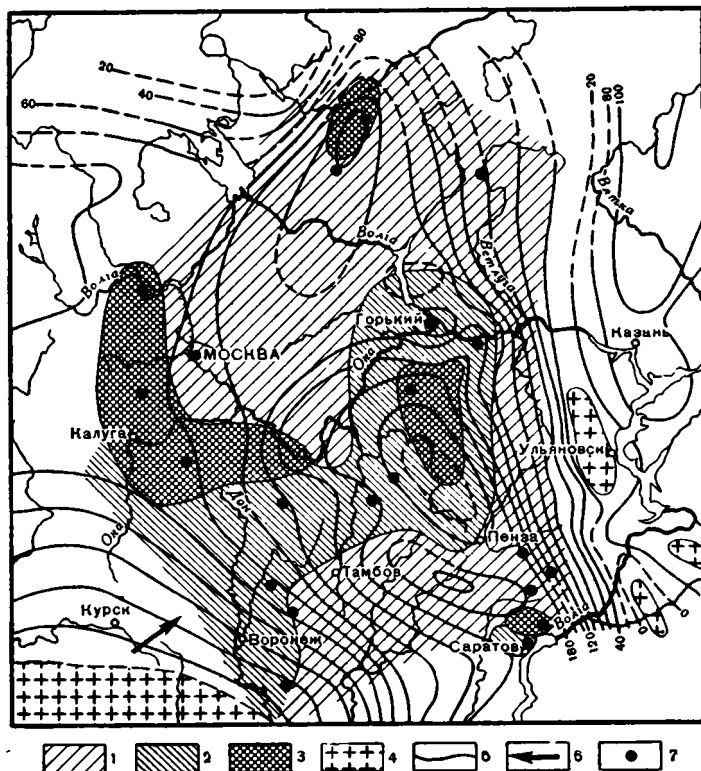
Фиг. 65. Схема распределения анатаза в нижневулканических отложениях центральных районов Русской платформы.

1 — до 1,4%; 2 — от 1,9 до 6,4%; 3 — от 6,6 до 11%; 4 — от 12,5 до 18,5%; 5 — кристаллические массивы; 6 — изопахиты Sc_1 ; 7 — направление сноса; 8 — скважины, изученные Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ)



Фиг. 66. Схема распределения граната в нижневулканических отложениях центральных районов Русской платформы.

1 — от 0,1 до 1,3%; 2 — от 1,5 до 2,7%; 3 — от 6 до 10%; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопахиты Sc_1 ; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ)



Фиг. 67. Схема распределения мусковита в нижнецигровских отложениях центральных районов Русской платформы.

1 — от 0,1 до 3,9%; 2 — от 5,3 до 9,7%; 3 — от 10 до 37%; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакиты S_C ; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные Филипповой и Гассановой (ВНИГНИ)

факторов (Приклонский, 1939; Страхов, Ратеев и др., 1954). В свое время эти указания не привлекали к себе должного внимания, главным образом ввиду недостатка данных о глинах морских водоемов, на основании которых было бы возможно проверить эти положения. В последние годы роль порогов коагуляции (фактора сопротивления пептизации — $P_{\tau c}'$, по терминологии американских исследователей) в дифференциации глинистых частиц вновь привлекла внимание ученых, и сейчас это положение настолько основательно разработано экспериментально для искусственных и некоторых природных морских водоемов (Whitehouse, Jeffry, 1955; Whitehouse, Jeffry a. Debrecht, 1960), что может служить, как увидим ниже, реальной основой, удовлетворительно объясняющей смену ассоциаций глинистых минералов в некоторых рядах фациальных типов морских осадков (табл. 71, 72). Разумеется, резкие различия основных структурных типов глинистых минералов по размерам индивидуальных частиц, плотности, емкости поглощения и составу поглощенных катионов, степени агрегации, величине фактора сопротивления пептизации не могут не создать различий в скоростях и траектории их переноса водами рек и морей. Несмотря на сложность физико-химических и гидродинамических процессов, происходящих при взаимодействии речных и морских вод, что неоднократно подчеркивали Н. М. Страхов (1954), И. В. Самойлов (1952), К. И. Иванов (1948) и другие исследователи, все же можно выделить, применительно к нашей

проблеме, ведущие факторы и в какой-то мере оценить их роль в пространственной локализации глинистых минералов.

Рассмотрим здесь влияние двух важнейших факторов — размеры частиц и величину сопротивления пептизации ($P_{\tau c}^f$). Исследования размеров частиц глинистых минералов, выполненные Конта (1956), Каном (Kahn, 1959) и Бейтсом (1959), показывают, что частицы каолинита должны распределяться в водном бассейне иначе, чем, например, частицы иллита или монтмориллонита. Так, по данным Конта, наиболее крупные размеры, большей частью в пределах 0,3—10 мк (табл. 69), имеют кристаллики каолинита из пластинчатых глинистых минералов. Толщина

Таблица 69

Плотность и размеры частиц глинистых минералов по измерениям различными методами (электронной микроскопии, электрооптического двуупреломления)

Минералы	Плотность (по Гриму, 1953, и Бейтсу, 1959)	Длина частиц в мк	Толщина частиц в мк	Автор и способ измерения
Каолинит	2,63—2,68	0,3—10,0	0,05—2,0	Конта (1956) и Грим (1953). Электронная микроскопия (метод суспензий)
Галлуазит 4H ₂ O	2,00—2,56	0,22—0,46	0,04—0,09	Бейтс (1959). Электронная микроскопия (метод реплик)
Галлуазит 2H ₂ O	2,55—2,56	0,46—1,07	0,1—0,18	То же
Монтмориллонит	2,34—2,38	0,28—1,38	0,018—0,146	Кан (1959). Электрооптическое двуупреломление
Иллит без адсорбированной H ₂ O	2,64—2,68	0,10—0,48	0,068—0,72	То же
Нонтронит		0,68—1,0	0,014—0,064	»
Гекторит		0,54—1,03	0,026—0,410	»
Аттапульгит		0,66—1,55	—	»

кристалликов каолинита также значительно больше, чем у минералов других групп, и составляет 0,05—2 мк, а гибкость пластинок невелика. Следовательно, он более хрупок, но разлом пластинок происходит по спайности, вследствие чего размеры их при измельчении уменьшаются, сохраняя кристаллографическую форму. Частицы минералов группы монтмориллонита, по Конта и Гриму, большей частью имеют форму неправильных, весьма тонких чешуевидных листочков с преобладающими весьма малыми размерами, 0,01—0,03 мк.

Листочки монтмориллонита очень гибки, толщина их около 0,002 мк и часто приближается к толщине элементарной ячейки. Гидрослюды по величине, толщине и совершенству кристаллических граней пластинок, а также по их гибкости являются переходными между минералами группы каолинита и минералами группы монтмориллонита. Размеры частиц гидрослюд (иллитов), по определениям Кана (1959) при помощи электронной микроскопии и электрооптического двуупреломления, варьируют от 0,1 до 0,48 мк. В девонских бассейнах вблизи массивов пластинки каолинита имеют размеры 0,3—0,4 мк, тогда как в центральной части бассейна они составляют всего 0,13—0,15 мк (табл. 70).

Эти различия в размерах частиц каолинита во фракции < 0,001 мм свидетельствуют о том, что даже в пределах этой фракции уже существует заметное разделение по крупности частиц каолинита, переносимых во взвешенном состоянии в морском бассейне. При этом как бы естественном отмучивании более крупные частицы оседают вблизи кристал-

лических массивов, а более мелкие уносятся в центральную часть бассейна. Если же учесть, что в прибрежных участках моря каолинит обогащает и фракцию крупного пелита, то общая концентрация его здесь будет еще более значительной. Таким образом, влияние только одного фактора объясняет все особенности локализации каолинита в рассмотренных бассейнах: тесную пространственную связь зон, обогащенных каолинитом, с выступами кристаллических гранитных пород фундамента с сохранившейся на них каолиновой корой выветривания;

Т а б л и ц а 70

**Размеры кристаллов каолинита из старооскольских слоев
Русской платформы, установленные электронной микроскопией**

Место взятия образца	Размеры частиц в мк
I. Воронежский выступ	
Бабка (кора выветривания), обр. Сз	0,3—0,4
Хворостань, обр. 59а	0,4
II. Область, близкая к выступам кристаллических пород	
Юлово-Ишим, обр. 281	0,23
Там же, обр. 288	0,20
Сердобск, обр. 85/2165	0,25
III. Область морской седиментации, наиболее удаленная от выступов кристаллических пород	
Зубова Поляна, обр. 251	0,15
Каверино, обр. 21	0,13

большую обогащенность каолинитом прибрежных песчано-алевритовых разностей пород по сравнению с глинистыми; примесь каолинита в нормально-морских и морских опресненных осадках, т. е. в обстановке, не свойственной его хемогенному образованию; обломочный габитус его частиц, отмеченный в ряде случаев; наконец, идентичность размеров и морфологии частиц каолинита в коре выветривания и в морских осадках. Все это, наряду с дифференциацией частиц каолинита по крупности на площади водоема, полностью подтверждает в данном случае аллотигенный генезис каолинита, т. е. принос его в морской бассейн в виде взвеси реками, с последующим разносом течения по площади водоема в соответствии с крупностью частиц и порогами коагуляции. Интересно отметить, что, несмотря на явно аллотигенный генезис каолинита в нормально-морских и морских опресненных осадках старооскольского возраста, его частицы, как уже отмечалось выше, в большинстве своем имеют форму хорошо образованных псевдогексагональных таблитчатых кристаллов, которые обычно считаются признаком аутигенного происхождения каолинита в результате кристаллизации гелей. Однако кристаллизация каолинита из гелей, требующая спокойных условий осадкообразования и кислой физико-химической среды водоема, здесь отпадает. Следовательно, нахождение каолинита в форме псевдогексагональных чешуек в осадках говорит о том, что чешуйки каолинита, сохранившие четкие кристаллографические очертания, могут переноситься на довольно значительное расстояние в составе тонкой глинистой взвеси, не приобретая обломочного габитуса.

Нельзя не отметить также, что обилие механически перенесенного каолинита и в то же время весьма ограниченное число пунктов его

проявления в форме обломочных частиц позволяет заключить, что последний приобретался не просто при механическом переносе вообще, а главным образом лишь при перетирании с крупным обломочным материалом в условиях сильных течений или в зоне взмучивания. Если бы его обломки регенерировались эпигенетической перекристаллизацией, то мы, несомненно, могли бы наблюдать под электронным микроскопом следы регенерации по кристаллографическим ограничениям. Таким образом, можно подчеркнуть еще раз, что все эти черты говорят о механическом генезисе каолинита в девонских отложениях, с переотложением его, так же как и изометричных обломочных гидрослюдов, из коры выветривания, а частично и из других подстилающих пород. К аналогичному выводу пришли Е. В. Шабаева и Л. И. Горбунова (1959) при изучении глинистых пород жигетского яруса Татарии и Саратовского Поволжья, а также В. Р. Влодарская и Г. И. Носов (1961), исследовавшие глинистые минералы в девонских и пермо-триасовых отложениях Камско-Вятской впадины. Итак, закономерности размещения каолинита в трех изученных горизонтах девона ни в какой степени не управляются гидрохимией водоема и совершенно не согласуются с границей нормально-морских и морских опресненных осадков (фиг. 45, 53). Их размещение зависит от близости того или иного участка морского дна к выступам кристаллических пород, от степени развития и сохранности на них каолиновой коры выветривания, от интенсивности эрозии этой коры, от рельефа морского дна, от размера сносимых в бассейн частиц каолинита, от величины физико-химического порога коагуляции, а совсем не от диагенетической его переработки, как это утверждают Грим, Мийо и другие авторы. Обилие каолинита в нормально-морских и опресненных осадках D_{2-3} и хорошая сохранность его здесь находятся также в полном согласии с новейшими данными Уайтхауза и Картера (1958) об устойчивости каолинита под воздействием искусственной морской воды.

Вторым важнейшим фактором дифференциации глинистых минералов при их транспортировке в речной и морской среде к месту осаждения являются пороги коагуляции, или фактор сопротивления пептизации (P_{rcf}). Уайтхауз, Джеффри и Дебрехт (1960) исследовали экспериментально скорости осаждения глинистых минералов разных структурных типов и их смесей в искусственной морской воде (трех составов — А, В и С) и в некоторых природных морских водоемах, в интервале температур от 6 до 26°, при хлорности 0,5—18‰, концентрации суспензий 0,01—3,6 г/л и рН от 6,5 до 9,8. Кроме того, исследовалось влияние на скорость осаждения турбулентных движений, а также начальные и конечные размеры частиц коагулирующих суспензий. Объектами служили природные месторождения глин, глинистые минералы, извлеченные из современных морских осадков и из наземных почв. Всего авторами изучено 1534 образца. Измерения скоростей осаждения производились в основном двумя методами — методом пипетки (Andreason, Berg, 1935), с замерами осветления суспензий спектрофотометром Бекмана и Келлей-Вигнера, и при помощи микроманометра (Whitehouse, Jeffry a. oth., 1960).

Многочисленные тщательно выполненные авторами измерения позволили обнаружить весьма резкие различия в скоростях осаждения глинистых минералов (табл. 71, 72): у каолинита — скорость порядка 80,1—81,2 см/мин · 10⁻², у иллита 88,6—110,0 см/мин · 10⁻², у монтмориллонита всего 0,22—8,77 см/мин · 10⁻².

Влияние хлорности минимально и практически ничтожно у каолинита, у иллитов оно сказывается в возрастании скорости осаждения, начиная с 2‰ хлорности, а максимальному влиянию хлорности подвержен монтмориллонит, у которого заметное повышение скорости наблюдается уже при 1‰ хлорности и особенно резкий скачок приходится в интервале между 2 и 6‰. Однако возрастание скорости осаждения почти не

Размеры частиц глинистых минералов, установленные электронной микроскопией для фракций, осажженных при pH 8,2 и t 26°

Минералы	Хлорность в ‰	Скорость осаждения фрак- ции в см/мин	Размеры твердых час- тиц в мк
Каолинит	0,5	0,65—0,80	120—205
	0,5	0,80—0,82	120—160
	0,5	0,82—0,95	120—130
	18,0	0,78—0,81	120—205
	18,0	0,81—0,82	120—165
	18,0	0,82—0,98	120—125
Монтмориллонит	0,5	0,0010—0,0020	2—40
	0,5	0,0020—0,0021	2—32
	0,5	0,0021—0,0036	2—20
	18,0	0,085—0,088	2—40
	18,0	0,088—0,090	2—30
	18,0	0,090—0,105	2—24
Иллит	0,5	0,76—0,89	50—80
	0,5	0,89—0,91	50—72
	0,5	0,91—0,95	50—55
	18,0	0,96—1,10	50—80
	18,0	1,10—1,12	50—70
	18,0	1,12—1,15	50—58

сглаживает различия вследствие несоизмеримого порядка их величин — единицы первого десятка у монтмориллонита и единицы второй сотни у гидрослюда. Это создает, несомненно, дифференциацию при транспортировке глинистых частиц, т. е. после осаждения частиц каолинита или гидрослюда монтмориллонит будет непременно еще переноситься в самые отдаленные участки, что и было установлено нами как общая закономерность для аридной зоны (осадки Аральского моря и среднего карбона Русской платформы). То же отмечается А. И. Осиповой для палеогена Ферганы, а М. Ф. Викуловой (1956) — для умеренно влажной зоны мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. При осаждении каолинита и гидрослюда последняя будет сноситься дальше к центру водоема. При осаждении гидрослюда и монтмориллонита в более глубокие зоны моря заносится монтмориллонит, при отсутствии на побережье баров, рифов, лагун и т. п. Зависимость дифференциации глинистых минералов от крупности частиц и величины порога коагуляции подтверждается моделированием процесса в лабораторной обстановке. Так, при выделении и более дробном расчленении частиц фракции <1 мк из глинистых пород Усинского месторождения углей мы при помощи диспергатора 6% H_4OH получили для воркутской свиты нижнепермского возраста, при составе каолинит — гидрослюда, концентрацию каолинита в наиболее крупной фракции, $0,3—1,0$ мк, а концентрацию гидрослюда — в наиболее тонкой фракции, $<0,3$ мк; в другом случае, при составе гидрослюда — монтмориллонит получали концентрацию гидрослюда во фракции $0,3—0,05$ мк, а концентрацию монтмориллонита — в самой тонкой фракции, $<0,05$ мк.

Однако такая последовательность распределения глинистых минералов, отмеченная нами на природных объектах и в лабораторных усло-

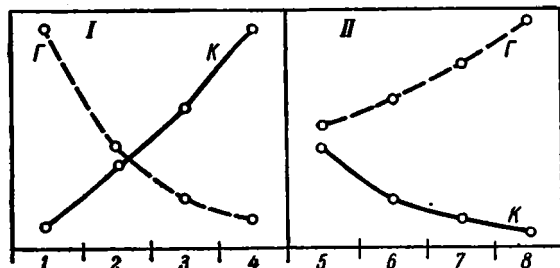
Скорость осаждения глинистых минералов трех типов в искусственной морской воде при pH 8,2 и t 26° (в см/мин · 10⁻³)

Экспериментальный метод	Минерал	Состав искусственной морской воды	Хлорность в ‰					
			0,5	1,0	2,0	6,0	12,0	18,0
Пипетка	Каолинит	A	80,1	80,5	81,0	81,2	81,2	81,2
		B	80,2	80,5	81,2	81,2	81,2	81,2
		C	80,1	80,4	81,1	81,2	81,2	81,2
			80,1	80,5	81,1	81,2	81,2	81,2
			80,1	80,5	81,1	81,2	81,2	81,2
Манометр	Каолинит	A	80,0	80,5	81,2	81,1	81,2	81,2
		B	80,0	80,5	81,2	81,0	81,2	81,2
		C	80,2	80,5	81,2	81,1	81,2	81,2
			80,2	80,5	81,2	81,1	81,2	81,2
			80,2	80,5	81,2	81,1	81,2	81,2
Пипетка	Монтмориллонит	A	0,21	0,35	0,77	4,02	7,52	8,75
		B	0,24	0,37	0,79	4,11	7,58	8,79
		C	0,22	0,35	0,78	4,06	7,55	8,77
			0,22	0,35	0,78	4,07	7,55	8,77
			0,22	0,35	0,78	4,07	7,55	8,77
Пипетка	Иллит	A	89,1	90,1	105,0	110,0	110,0	110,0
		B	89,2	90,1	106,0	110,0	110,0	110,0
		C	89,1	90,1	105,0	110,0	110,0	110,0
			89,1	90,1	105,3	110,0	110,0	110,0
			89,1	90,1	105,3	110,0	110,0	110,0
Манометр	Иллит	A	88,5	89,5	100,0	105,0	110,0	110,0
		B	88,9	89,8	100,0	106,0	110,0	110,0
		C	88,4	89,2	100,0	105,0	110,0	110,0
			88,6	89,5	100,0	105,3	110,0	110,0
			88,6	89,5	100,0	105,3	110,0	110,0

Примечание. Ионы тяжелых металлов отсутствовали.

виях, несколько не согласуется со скоростями осаждения, установленными Уайтхаузом, Джефри и Дебрехтом (1960). Согласно материалам указанных авторов, гидрослюда (иллит) имеет большую скорость осаждения, чем каолинит, поэтому она должна бы оседать раньше. Можно полагать, что, кроме величины фактора сопротивления пептизации ($P_{\tau c}^f$), в данном случае более значительную роль играют дифференциация и сортировка по крупности частиц, которые у гидрослюды заметно меньше каолинита. Поэтому распределение этих двух минералов зависит в значительной мере еще и от того, насколько хорошо может проявиться эта сортировка в реальных условиях того или иного бассейна.

В правильности таких выводов нас убеждают существующие различия в распределении глинистых минералов по петрографическим типам пород в континентальных и морских осадках платформенных бассейнов гумидной тропической зоны (фиг. 68). При обзоре распределения глинистых минералов в континентальных угленосных осадках бобриковского горизонта Русской платформы нами уже была отмечена приуроченность максимальных концентраций каолинита к глинам болотных и озерных фаций и повышенного содержания гидрослюда к песчано-алевритовым русловым и, частично, пойменным осадкам.



Фиг. 68. Схема распределения каолинита (К) и гидрослюда (Г) по петрографическим типам пород в континентальных и морских отложениях гумидной тропической зоны Русской платформы.

I — зона континентального (аллювиально-озерного) осадконакопления, бобриковский горизонт; II — зона морского (прибрежного и наиболее удаленного) осадконакопления Д₂₋₃.

Ф а ц и и : 1 — русловая, песчано-глинистая; 2 — пойменная, алевритово-глинистая; 3 — стариц и прибрежья озер, алевритово-глинистая; 4 — озерная, глинистая; 5 — прибрежно-морская, часто опресненная, песчано-алевритовая; 6 — мелководно-морская, шельфовая, алевритово-глинистая; 7 — середины и нижнего края шельфа, глинистая, слабоалевритовая; 8 — морская, наиболее удаленная от берега, глинисто-мергельно-известковая

В то же время обратные соотношения существуют в морских девонских отложениях, где гидрослюда концентрируется в более тонких глинах центральной части бассейнов, а каолинит — преимущественно в песчано-алевритовых прибрежных фациях. В первом случае в речных и озерных водоемах гидрослюда с наибольшей величиной фактора P_{rc}^f осаждалась в русловых, пойменных и отчасти в старичных осадках, тогда как каолинит с несколько меньшей скоростью осаждения успевал заноситься несколько дальше, аккумулируясь в озерных осадках.

В мелких озерных водоемах, поймах и старицах, с их переменным режимом, сортировка тонких глини-

стых частиц не могла проявиться в достаточной мере. Иная картина наблюдалась в морских бассейнах, где при обширности зоны взмучивания и непрерывности ее действия гидрослюда при почти той же скорости оседания, что и у каолинита, но при значительно меньших размерах частиц не могла вся задерживаться на мелководье и в значительной степени относилась дальше в море, концентрируясь в глинистых и карбонатных осадках, а каолинит, с более крупными частицами, отставал от нее и осаждался в большей своей части вблизи берегов вместе с песчано-алевритовым материалом. Несомненно, что в таком распределении глинистых минералов по петрографическим типам пород заметную роль играл и тектонический режим.

Несмотря на то, что на водосборных площадях платформенных водоемов гумидной зоны с олигомиктовым типом осадков, как указывает Н. М. Страхов (1960б), обычно имеется равнинный рельеф, здесь все же, хотя и при слабых тектонических движениях, имела место пульсация интенсивности эрозии, т. е. усиление или ослабление эрозии каолинитовой коры выветривания, покрывавшей выступы кристаллических пород фундамента. В моменты усиления эрозии увеличивался снос каолинита, обогащавшего песчано-алевритовые разности глинистых пород, при ослаблении же ее вынос каолинита с суши, естественно, уменьшался. Значительно большая крупность кристаллов каолинита по сравнению с гидрослюдой и особенно с монтмориллонитом приводит в услови-

ях переноса волнениями и течениями в морских и крупных озерных бассейнах к более заметной дифференциации по крупности частиц.

Конкретный анализ пространственного размещения глинистых минералов посредством рассмотрения схем их распространения в четырех палеозойских бассейнах Русской платформы обнаружил некоторые признаки дифференциации частиц глинистых минералов по их размерам. Особенно явно это устанавливается для каолинита, ввиду сохранности кристаллографических очертаний его частиц и возможности их измерений под электронным микроскопом. По морфологическим особенностям частицы каолинита из областей опресненных и нормально-морских осадков при измерении под электронным микроскопом идентичны частицам каолинита кор выветривания достарооскольского возраста из района с. Бабка. Как в коре выветривания, так и в морских осадках среднего — верхнего девона он образует в большинстве случаев таблитчатые кристаллы шестиугольных псевдогексагональных ограничений, почти всегда с четкими контурами, но сильно варьирующих размеров. Наиболее крупные пластинки каолинита, размером до 1,7 мк, обнаружены нами под электронным микроскопом в старооскольских глинах, вскрытых скв. 59 у с. Хворостань, в непосредственной близости от Воронежского кристаллического массива и от коры выветривания у с. Бабка.

Крупные кристаллы каолинита, размером 2—5 мк, отмечены также во фракции крупного пелита в песчано-глинистых породах Поваровки и Редкино, формировавшихся в старооскольское время за счет переотложения аллювиальных каолинистых глин Главного девонского поля. В количественном отношении каолинит крупнопластинчатого габитуса, слагающий фракцию крупного пелита (1—10 мк) в морских осадках вблизи кристаллических массивов, не уступает фракции <1 мк, если не превосходит ее. Минимальные размеры кристалликов каолинита обычно составляют 0,13 мк, причем более заметное их количество отмечается в центральной части бассейна старооскольского времени в Зубовой Поляне, Каверино и других пунктах. Средние размеры окристаллизованных частиц каолинита, установленные при помощи электронной микроскопии в коре выветривания и в отложениях старооскольского горизонта вблизи Воронежского кристаллического массива, равны 0,3—0,4 мк (табл. 70).

Глава XI

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРЕЙСКОГО ВОЗРАСТА (начальный этап аридного литогенеза)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Аридный литогенез, выделенный как особый тип осадочного процесса Н. М. Страховым (1945, 1956₃, 1960₂, 1962) и в последнее время особенно детально охарактеризованный в его работах, имеет ряд специфических черт, оказывающих серьезное влияние и на генезис глинистых минералов в водоемах аридных областей. Эти особенности следующие.

1. Широкое развитие аллохтонности и унаследования в вещественном составе терригенных аридных отложений (в начальной стадии аридного литогенеза).

2. Сухость климата, исчезновение угленакопления и обедненность осадков органическим веществом; бессточность водоемов, ослабление интенсивности химического разложения алюмосиликатов в корях выветривания, влекущее за собой активизацию миграции магния в почвенном покрове на водосборных площадях аридной зоны.

3. Подавленность биогенной садки элементов и резкое усиление процессов химической седиментации.

4. Пересечение геохимического цикла магния с геохимическим циклом кремнезема при генерации аутигенных магнезиальных силикатов типа сепиолитов и палыгорскитов, иногда керолитов и т. п. в самих водоемах аридной зоны на конечной стадии аридного литогенеза.

Обзор ассоциаций глинистых минералов водоемов аридных областей в главах X, XI, XII мы ограничили почти исключительно морскими бассейнами платформенного типа. Мы рассматриваем здесь генетические особенности комплекса глинистых минералов в первую очередь в терригенно-карбонатной формации верейского горизонта Русской платформы (с умеренно расчлененной площадью водосбора на начальном этапе аридного литогенеза), а затем — в карбонатной формации каширского горизонта (с плоской и низкой площадью водосбора, по Н. М. Страхову).

Кроме того, картина генезиса магнезитальных силикатов существенно дополняется обзором распространения сепиолитов осадочного генезиса в отложениях гумидной зоны нижнего карбона района Красной Поляны и Бузулука, граничившего с аридной зоной, расположенной в то время к юго-востоку от них, в пределах Актюбинска, а также новыми данными по палеогену Ферганского бассейна.

Рассматриваемые в главах (X, XI, XII) формации аридной зоны имеют для нас исключительное значение ввиду яркого проявления в них процессов аутигенного глинообразования, которое слабо выражено или отсутствует в других обстановках морского осадконакопления.

**СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ,
ФАЦИАЛЬНЫЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
ВЕРЕЙСКОГО ВРЕМЕНИ**

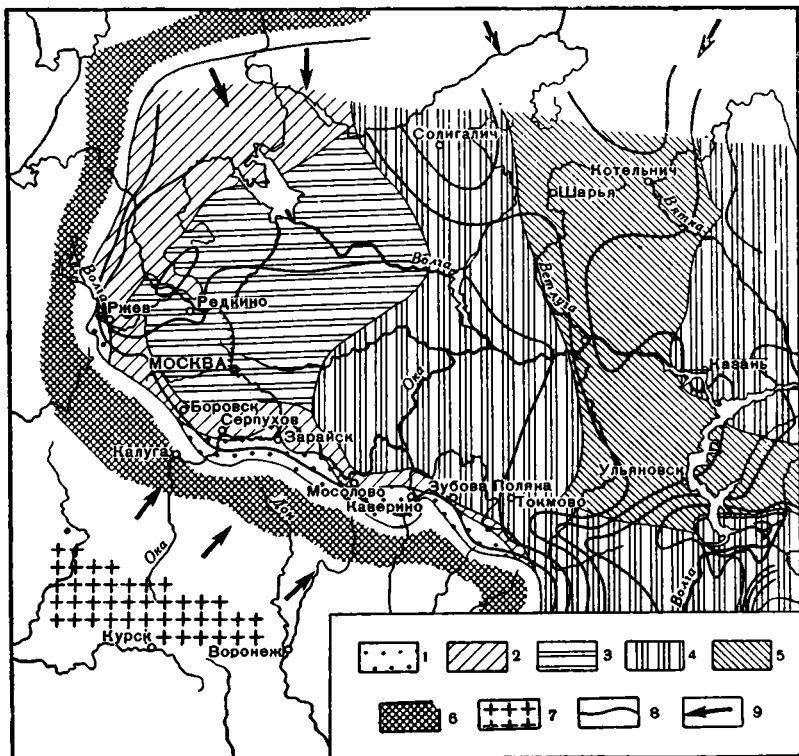
Отложения верейского горизонта Русской платформы выбраны для наших исследований потому, что они почти на всей площади платформы представлены терригенными и терригенно-карбонатными отложениями (более доступными для исследования глинистой фракции) характеризуются довольно разнообразным набором фаций и относятся палеоклиматически к начальному этапу развития аридного литогенеза. Кроме того, осадки верейского горизонта, отлагавшиеся, по-видному, в условиях несколько повышенной тектонической активности Русской платформы, весьма интересны ввиду наличия в них малоустойчивого минерала — биотита, являющегося как бы исходным сырьем для ряда аутигенных глинистых минералов.

Е. А. Ивановой (1947, 1949) и Д. М. Раузер-Черноусовой (1954) окончательно уточнены списки руководящей фауны верейского горизонта и биостратиграфические обоснования его выделения. В литологических работах М. С. Швецова, В. С. Яблокова, И. В. Хворовой и Л. М. Елиной даны четкие описания разрезов и их сопоставлений, что позволило нам в пределах всей платформы изучать размещение глинистых минералов в фациальных типах пород, синхронных верейскому горизонту. Наши исследования верейских глинистых пород базировались на материале, собранном нами в районах Серпухова и Каширы (по указаниям И. В. Хворовой), на образцах ядерного материала с разведочных участков Геологического управления центральных районов — в Ржеве, Сычевке и Кораблино и на образцах ядра, отобранных из многочисленных скважин в кернохранилище ВНИГНИ (с. Кирица). В районе Куйбышевского Поволжья по нашему заданию ядерный материал по скважинам в Боровке, Раковке, Радаевке, Покровке, Белебее и других пунктах был отобран Г. Ю. Бутузовой.

Верейский горизонт на большей части Русской платформы, как известно, трансгрессивно залегает на разновозрастных отложениях. В восточной части платформы, к востоку от линии Исса — Пруды — Поречское — Сундырь — Котельнич, отложения верейского горизонта, по данным Л. М. Елиной (1959), лежат на породах башкирского яруса. К западу от этой линии они с размытом ложатся на известняки протвинского горизонта, а еще западнее, в области центрального поднятия, залегают на размытой поверхности пород окского подъяруса. В районе, ограниченном с запада на восток Мосоловом и Зубовой Поляной, а с севера на юг — Балахонихой и Каверином, толща верейского горизонта лежит на алексинско-михайловских слоях. К западу от Москвы она вновь переходит на породы протвинского горизонта.

Нижняя граница верейского горизонта в наиболее полных разрезах, как указывает Л. М. Елина, отмечается по первому появлению фауны *Eostafella mutabilis* Raus. Верхняя граница верейского горизонта определяется появлением микрофауны: *Profusulinella prisca* (Depr.), *Pr. priscoidea* Raus., *Schubertella gracilis* Raus., характерной для низов каширского горизонта. В связи с изменением мощностей и литологического состава отдельных пачек верейского горизонта мы выуждены в своей работе рассматривать его в целом и изучать размещение глинистых минералов в вертикальных разрезах всего верейского горизонта, границы которого гораздо более определены. Фациальная зональность осадков верейского горизонта на всей Русской платформе рассмотрена в работах И. В. Хворовой, Е. А. Ивановой, М. С. Швецова и Л. М. Елиной.

На литолого-фациальной карте верейского горизонта Л. М. Елиной (1959) выделены шесть фациальных зон (фиг. 69).



Фиг. 69. Литолого-фациальная карта верейского горизонта Русской платформы (по Л. М. Елиной).

1 — краевая зона чередования континентальных и прибрежно-морских фаций; 2 — прибрежно-морская фация; 3 — прибрежно-морская фация, сменяющаяся к концу верейского времени осадками морского засоленного бассейна; 4 — зона морских глинисто-карбонатных осадков с глауконитом; 5 — зона частого чередования нормально-морских глинисто-карбонатных и алевритово-глинистых осадков; 6 — области размыва; 7 — островная суша; 8 — изопакеты; 9 — направление сноса

Первая, краевая зона чередования континентальных и прибрежно-морских фаций протягивается узкой извилистой полосой вдоль южной и юго-западной границ распространения верейских отложений. Условия образования верейских осадков в этой части платформы, как указывает Л. М. Елина, были весьма разнообразны и непостоянны. В течение почти всего верейского времени здесь существовало мелкое море с многочисленными островами и отмелями, в котором накапливались песчаные и, в меньшей мере, глинистые осадки. С южной и юго-западной стороны в эту зону моря впадали реки, приносившие аллювиальный материал, образующий обширные песчаные дельты. Песчано-глинистые, сильноослюженные осадки, часто с косой слоистостью дельтовых фаций, по данным И. В. Хворовой, обнажаются в Озерном районе, в верховьях р. Осетр, около дер. Альютово, в г. Шацке, в Кораблино, Кашире, Серпухове и Воротынске.

Вторая фациальная зона прибрежно-морских осадков сужается на юге и юго-востоке и заметно расширяется лишь в северной части ее распространения, между Подборньем и Вологдой. В фациальной зоне развиты преимущественно глинистые осадки со значительным содержанием обломочного материала, с тонкими прослоями

песков, песчаников и известняков, с редкой фауной гастропод и брахиопод.

Третья фациальная зона прибрежно-морских осадков, сменяющихся к концу верейского времени мелководными осадками засоленного морского бассейна, протягивается в меридиональном направлении от Боровска и Подольска на юге до Вологды на севере. Восточная граница зоны, как подчеркивает Л. М. Елина, проведена весьма условно. Эта зона отличается еще большим развитием глин и некоторым уменьшением числа прослоев песчаных пород, за исключением наиболее северных районов, где примесь его в глинах, например в Любиме, снова заметно увеличивается. Судя по прослоям глинистых доломитов с остатками рыб, осадки этой зоны отлагались в более спокойных прибрежных морских водах. В конце верейского времени эти условия в пределах третьей зоны сменяются режимом морского засоленного бассейна, когда отлагались доломиты с отпечатками брахиопод, со следами роющих организмов и пустотами от выщелоченных фораминифер.

Четвертая фациальная зона отличается, наряду с преобладанием глинистых осадков, накоплением известняков — органогенно-обломочных с глауконитом или микрозернистых с примесью глинисто-алевритовых частиц в нерастворимом остатке. Развитие этих карбонатных пород в данной фациальной зоне обусловлено дальнейшей трансгрессией верейского морского бассейна, который был здесь преимущественно мелководным. Иногда под влиянием аридизации климата он становился засоленным.

В северной части этой зоны, в районе Солигалича, в составе карбонатных пород отмечаются возрастание роли глинистого и алевритового материала, плохая сортировка, что, по данным Л. М. Елиной, указывает на усиление приноса терригенного материала с северной суши в конце верейского времени.

Для пятой фациальной зоны характерно значительное развитие, наряду с глинистыми, и карбонатных осадков. В пределах этой зоны в начале верейского времени существовал мелководный бассейн с нормально-морским режимом, благоприятствовавшим отложению органогенно-детритусовых и органогенно-обломочных, реже — микрозернистых известняков с фауной фораминифер, брахиопод, остракод, с обломками криноидей, водорослей, реже с фосфатизированными остатками рыб. В последующий этап наибольших поднятий в области суши в этой зоне происходило накопление глинистых осадков, сменявшееся в отдельные периоды образованием прослоев известняков, доломитов, песчаников и алевритов. По литологическому составу породы C_2^{Vr} этой зоны имеют промежуточный характер, неся признаки красноцветности в центральной части платформы и темноцветные окраски, типичные для соответствующих пород восточных районов.

Наконец, шестая фациальная зона, охватывающая территорию Татарии, а на юге-востоке — районы Саратовского и Куйбышевского Поволжья, представлена чередованием мелководных морских фаций с прибрежно-морскими. В начале верейского времени в этой зоне нормально-морского бассейна отлагались органогенные (фораминиферовые и криноидно-брахиоподовые) и органогенно-обломочные известняки с тонкими прослоями глин. В дальнейшем произошло обмеление морского бассейна, в связи с чем резко увеличилось поступление в эту зону терригенного материала, в том числе и грубообломочного. В пределах всей зоны в прибрежно-морской обстановке накапливались то красноцветные, то сероцветные глинистые и песчано-алевритовые породы с подчиненным числом прослоев известняков, мергелей, реже — доломитов. Л. М. Елина (1959) отмечает, что, по М. Л. Килигиной, фауна лингул,

встречающаяся в глинах, указывает на образование пород в условиях опресненного бассейна. С другой стороны, известняки, содержащие раковины брахиопод и фузулинид, свидетельствуют о нормально-морской обстановке осадконакопления. Все это, как подчеркивает Л. М. Елина, говорит о неустойчивости верейского моря, которое временами в этой части, возможно, представляло собой опресненную лагуну.

АССОЦИАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ И ОБЛАСТИ СНОСА В БАССЕЙНЕ ВЕРЕЙСКОГО ВРЕМЕНИ

Прежде чем перейти к обзору распределения ассоциаций глинистых минералов в данном бассейне и их соотношения с рассмотренным фациальным планом, необходимо хотя бы кратко охарактеризовать состав обломочного костяка пород, т. е. терригенных минералов тяжелой и легкой фракции, а также источники, или области питания этим материалом верейского бассейна.

По данным Л. М. Елиной, исследовавшей породы верейского горизонта не только в шлифах, но и в иммерсионных препаратах с количественными подсчетами компонентов, полевые шпаты в большинстве случаев преобладают над кварцем. Это относится как к западным, так и к восточным районам. Так, например, в разрезах скважин Балахониха, Токмово, Исса, Порецкое полевые шпаты вместе с зернами выветрелых пород составляют от 40 до 70%. Далее к северу, у Шарьи, Любима, Солигалича, и к северо-востоку — у Лыскова, Сундыря, Юлово-Ишима, Барановки содержание полевых шпатов значительно уменьшается, до одинакового количества с кварцем.

Состав тяжелой фракции верейских и башкирских пород весьма резко отличается от состава лежащих ниже визейских отложений разнообразием минералов. Наряду с преобладанием в них комплекса устойчивых минералов — циркона, граната, рутила, ставролита, дистена, отчасти турмалина, появляются и неустойчивые минералы — биотит, хлорит, эпидот, иногда роговые обманки, реже пироксены, а также аутигенные минералы — барит и целестин. В тяжелой фракции, так же как и в легкой, отмечается обилие мусковита. Столь разнообразный комплекс минералов тяжелой фракции, присутствие неустойчивых минералов и полимиктовый состав легкой фракции указывают на значительное ослабление интенсивности химического разложения алюмосиликатов в корях выветривания на водосборном бассейне. Это могло быть связано, во-первых, с аридизацией климата, а во-вторых, возможно, с некоторой сравнительной активизацией тектонического режима.

Очень важно подчеркнуть, что на водосборных площадях верейского бассейна в корях выветривания и в почвенном покрове не успевали целиком выветриваться и не могли исчезать (как в гумидной тропической зоне) слюдистые минералы, в том числе и такой мобильный минерал, как биотит, способный даже в условиях диагенеза давать целую гамму аутигенных глинистых минералов. Откуда же преимущественно сносились все эти минералы в бассейн верейского времени? Обстоятельно рассмотрел этот вопрос на основании многочисленных петрографических анализов М. С. Швецов (1954). Сопоставив комплекс терригенных минералов из визейских отложений с комплексом минералов из верейского горизонта, М. С. Швецов отметил для последнего: 1) исключительное разнообразие минералов; 2) господствующую роль среди тяжелых минералов граната, который в визе занимал второстепенное место; 3) появление, и в больших количествах, биотита; 4) переход ставролита и дистена в категорию спорадических и необильных компонентов.

Построив карту мощностей песчано-алевритовых осадков верейского горизонта и терригенной составляющей в целом, М. С. Швецов обнаружил

значительное возрастание их мощностей не в северо-западном направлении — к Фенноскандии, потенциальной области сноса, как предполагали ранее (Вишняков, 1940; Пистрак, 1950), а в юго-восточном направлении — в сторону Донбасса и Воронежского кристаллического массива. Следовательно, переотложение визейских пород Русской платформы и унаследование их комплекса не могли дать того разнообразия терригенных минералов, которым отличаются верейские отложения.

Вывод о том, что Фенноскандия и прилегающие к ней районы не могли быть областью сноса, поставляющей обломочный материал в морской бассейн верейского времени, М. С. Швецов подкрепил не только анализом мощностей отложений C_2^v , но и данными карты поверхности доверейского времени, составленной Р. М. Пистрак. На этой карте показано, что громадная часть этой области была перекрыта девонскими толщами однообразного состава, среди которых полностью отсутствуют неустойчивые минералы. Все эти факты привели М. С. Швецова к выводу, что в основном терригенный материал приносился на территорию Русской платформы в начале среднего карбона через Донбасс, со стороны Украинского кристаллического щита. Дополнительными источниками сноса были, по его мнению, выступы Воронежского кристаллического массива, выходы железных руд Курской магнитной аномалии на юге и юго-западе и Тиман на севере платформы. Аргументируя свой вывод, М. С. Швецов (1954) указывает, что набор минералов Арчединской скважины очень близок к комплексу минералов севера Донбасса (наиболее устойчивые минералы, рutil, турмалин, много биотита и граната, спорадически встречающийся апатит и т. д.). Вместе с тем они, естественно, сходны и с набором минералов платформы. Преобладание полевых шпатов над кварцем выражено здесь очень ясно. При таких условиях нельзя предполагать, что в район Арчеды, представляющий собой непосредственное продолжение рядом с ним находящегося Донбасса, принос материала шел не с юга, а из Фенноскандии. Непосредственно связанный с арчединскими и сходный с ними по поставу минералов Саратовский район вряд ли получал иное питание, чем Арчединский, Саратовский же район вместе с тем непосредственно связан и с другими районами платформы.

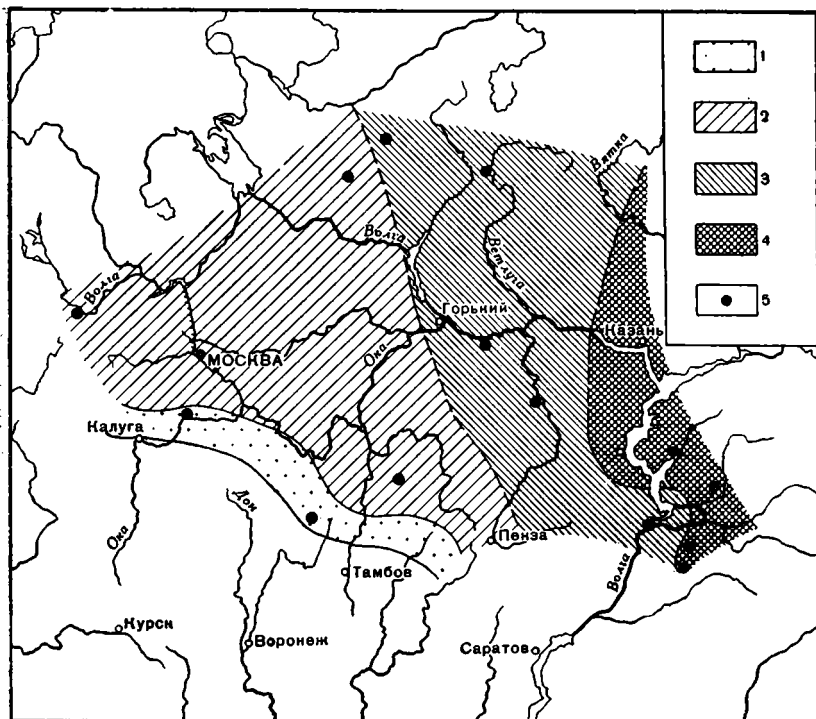
На сохранность крупного и устойчивого участка суши в пределах Воронежского кристаллического массива, площадь которого являлась областью размыва, указывают также И. В. Хворова и Л. М. Елина. И. В. Хворова (1953) указывает еще и на дополнительную область сноса, которой являлась устойчивая суша, видимо, сохранившаяся в северной части Московской синеклизы, где она на северо-западе была ограничена невысокими горами Балтийского щита. Она считает, что у подножия этих гор лежала пустынная низменность, куда временные потоки приносили из нагорий большое количество разнообразных обломков, формировавших пеструю фангломератовую серию бирючевской свиты. Однако М. С. Швецов подчеркивает отличие комплекса минералов этой свиты от верейского, указывая на отсутствие в ней биотита. Для нас важно подчеркнуть, что если, как указывает И. В. Хворова, размывавшиеся на северо-западе платформы породы бирючевской свиты имели литологический облик продуктов аридной зоны, но лишенных биотита, они могли образовать здесь совершенно иной комплекс глинистых минералов, чем в восточной части платформы, в зоне обильного поступления неустойчивого биотита из области Украинского кристаллического щита. И действительно, как увидим ниже, это обстоятельство сыграло очень важную роль и наложило глубокий отпечаток на характер формирования и размещения ассоциаций глинистых минералов (особенно аутигенных) в осадках верейского горизонта.

По минералогическому составу тонкопелитовой фракции или по ассоциациям глинистых минералов среди осадков верейского морского бассейна Русской платформы выделяется, по существу, четыре самостоятельных типа. Ассоциация первого типа обычно сложена аллотигенной диоктаэдрической изометричной гидрослюдой и каолинитом в варьирующих соотношениях. Монтмориллонит практически отсутствует. В ассоциации второго типа преобладает монтмориллонит в сочетании с аллотигенной диоктаэдрической гидрослюдой. Для ассоциации третьего типа характерно наличие, наряду с монтмориллонитом и диоктаэдрической гидрослюдой, небольшой примеси аутигенной удлиненно-пластинчатой гидрослюды. Наконец, в ассоциациях четвертого типа существенную роль играют аутигенная диоктаэдрическая удлиненно-пластинчатая гидрослюда глауконитового структурного облика и хлорит, характерно наличие монтмориллонита в карбонатных прослоях и небольшая примесь каолинита в алевроито-глинистых прослоях.

Пространственное распределение минералогических типов или ассоциаций глин в осадках верейского горизонта показано на фиг. 70. Оно, как показывает сопоставление этой схемы с картой фаций Л. М. Елиной (фиг. 69), обнаруживает лишь частичное сходство с фациальным планом. В западной части бассейна более заметно влияние областей сноса, а в восточной — обстановки осадконакопления. Так, ассоциация первого типа, с диоктаэдрической аллотигенной гидрослюдой и каолинитом, полностью охватывает первую фациальную область распространения континентальных русловых и дельтовых осадков юго-западной части Московской синеклизы, получавшей глинистый материал (по И. В. Хворовой) из соседней гумидной области, расположенной к юго-западу от нее. Ассоциация глинистых минералов второго типа с монтмориллонитом и аллотигенной гидрослюдой диоктаэдрической модификации обнимает вторую и частично третью фациальные зоны и формируется под влиянием выноса глинистого материала из северо-западной области сноса в виде продуктов размыва бирючевской свиты, т. е. отложений аридной зоны, богатых монтмориллонитом. Роль этой дополнительной области сноса неоднократно подчеркивали И. В. Хворова и Л. М. Елина при описании характера размещения фаций верейского времени. Ассоциация третьего типа охватывает на севере часть третьей фациальной зоны, а на юге занимает юго-западную часть четвертой фациальной зоны. Наконец, ассоциация четвертого типа, с обилием аутигенной диоктаэдрической гидрослюды глауконитоподобного структурного облика и отчасти хлорита, развита в пределах четвертой, пятой, а частично и шестой фациальных зон, характеризующихся частым чередованием кратковременных периодов усиления приноса песчано-алевритового материала и периодов увеличения глубокowodности, с усилением солености и карбонатообразования.

Рассмотрим теперь эти минералогические типы более подробно.

Ассоциация первого типа — диоктаэдрическая аллотигенная гидрослюда и каолинит. Этот минералогический тип тонкопелитовой фракции, как уже указывалось, наблюдается в полосе отложений субэфаальной дельтовой равнины и русловых осадков, отчетливо намеченной в юго-западной части Московской синеклизы И. В. Хворовой (1953). Она проходит с юго-востока на северо-запад через Кораблино, Смородино, Каширу, Серпухов, Воротыньск, Тулу и ограничена с севера и востока скважинами Морсова, Пачелмы, Сердобска. В пределах этой фациальной зоны, согласно И. В. Хворовой, была расположена плоская низина, покрытая многочисленными речными протоками, старицами, озерами и болотами.



Фиг. 70. Схема распределения глинистых минералов в отложениях верейской терригенно-карбонатной формации Русской платформы (начальный этап аридного литогенеза).

1 — диоктаэдрическая аллотигенная гидрослюда и каолинит; 2 — монтмориллонит с примесью диоктаэдрической аллотигенной гидрослюда; 3 — гидрослюда и монтмориллонит; 4 — диоктаэдрическая аутигенная гидрослюда глауконитоподобного структурного типа с примесью хлорита и монтмориллонита в карбонатных прослоях и каолинита — в алевритово-глинистых; 5 — скважины, исследованные автором

Глинистые породы верейского горизонта данной полосы были изучены нами по собственным полевым сборам из обнажений в районе Серпухова (овраг у дер. Шепиловой, обн. 5, обр. 7; обн. 6, обр. 10) и Каширы (устье р. Опрань, обн. 8, обр. 14, 18; обн. 9, обр. 21), у мельницы при дер. Поповке, а также из керна буровых скважин Кораблинского разведочного участка Геологического управления центральных районов. Детальное описание этих обнажений с фаунистическим обоснованием их возраста дано в монографии И. В. Хворовой (1953). Здесь можно отметить лишь более глинистый состав пород разреза у дер. Шепиловой, с несколько повышенной карбонатностью и с отдельными прослоями доломита, более значительную роль песчаных косослоистых пород в обнажениях р. Опрань и многократное чередование последних с глинами.

Макроскопически верейские глины этой фаунализационной зоны, с комплексом глинистых минералов первого типа из обнажений у Серпухова и Каширы, обычно кирпично- или малиново-красные и зеленые, нередко пятнистые, почти все карбонатные, чаще комковатого сложения, в сухом состоянии иногда рассыпающиеся в мелкую щебенку, нередко сильноалевритистые и слюдяные. В глинах заключены гнезда и неправильные линзовидные прослои мелкозернистого песка. Неравномерное распределение в глинах песчаного и алевритового материала, а также карбонатов, комковатость и пятнистость свидетельствуют об их седиментации в исключительно мелководном бассейне и хорошо согласуются с дельтовым их генезисом (по И. В. Хворовой).

Микроскопически глины этого типа, особенно из обнажений у Каширы и Серпухова, отличаются обилием алевритового материала кварцевого состава и по содержанию пелитовой фракции близки к глинистым алевролитам. В составе обломочного материала, кроме доминирующего кварца, отмечаются относительно крупные пластинки мусковита.

Глинистое вещество этих пород хорошо раскристаллизовано, имеет чешуйчатую структуру и двупреломление в желтых тонах интерференции. Гидрослюда образует не только общую тонкочешуйчатую массу, но встречается в виде мелких удлиненных чешуек или иголочек. Почти все

Таблица 73

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности рефлексов глинистых пород верейского горизонта Русской платформы (фракция < 0,001 мм)

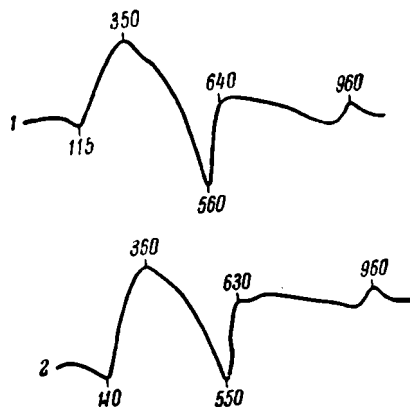
Дельтовые глины				Прибрежные крас- ноцветные глины		Нормально-морские темно-зеленые сильнокарбонатные глины			
Гидрослюды диоктаэдрические						Гидрослюды аутигенные, глауко- нигоподобного структурного типа			
Серпухов, дер. Шепи- лово, обн. 7		Кораблино, скв. 33668, обр. 261, глубина 66,8— 68,3 м		Ржев, скв. 38, обр. 87, глубина 23,2—23,9 м		Раковка, скв. 2, обр. 780, глубина 1018,0— 1026,5 м		Боровка, скв. 8, обр. 727, глубина 872,5— 879,5 м	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
9,63	8	9,63	8	10,7	8	9,87	6ш.	9,87	8
7,50	2	—	—	9,24	8	—	—	—	—
—	—	6,82	2	7,90	4	—	—	—	—
5,83	2	—	—	6,29	4	6,88	1 р.ш.	6,87	2
5,03	6	—	—	5,47	4	—	—	—	—
4,45	8	4,90	10	—	—	4,93	5	4,93	6
4,34	10	4,38	10	4,68	10	4,53	9	—	—
4,00	6	4,14	6	4,27	10	—	—	—	—
3,63	6	4,38	10	4,27	10	—	—	—	—
—	—	4,14	6	3,97	10	3,70	2	—	—
3,26	10	3,83	4	3,97	10	3,53	1	3,56	3
—	—	3,62	6	3,54	10	3,37	5	—	—
—	—	3,47	4	3,40	6	—	—	—	—
2,79	10	3,28	10	—	—	—	—	3,24	6
—	—	3,18	6	3,18	8	3,00	1	—	—
—	—	2,96	6	—	—	—	—	2,94	4
2,79	10	2,84	6	2,89	4	2,85	4	2,80	4
—	—	2,65	4	2,77	4	2,71	1	—	—
2,52	10	2,51	10	2,52	10	2,58	8	2,56	8
2,38	2	2,42	6	—	—	2,46	0,5	—	—
2,36	4	2,36	4	2,37	6	2,39	3	2,37	4
2,26	4	2,22	6	2,21	4	2,27	1	2,24	2
2,10	4	2,10	4	2,07	4	2,16	1	2,11	2
1,93	4	1,96	8	1,94	8	1,98	1	1,98	2
—	—	—	—	—	—	1,82	0,5	1,81	2
1,77	4	1,78	8	1,74	2	1,71	2	—	—
1,68	8	1,69	8	1,69	2	1,66	3	1,69	4
1,62	8	1,64	10	1,63	8	—	—	—	—
1,51	2	1,53	2	1,52	2	1,51	8	1,52	4
1,48	10	1,49	10	1,49	10	1,46	0,5	1,49	2
1,43	2	1,44	8	1,43	8	1,44	0,5	1,42	2
1,40	2	—	—	—	—	—	—	—	—
1,35	6	1,36	8	1,35	4	1,38	0,5	1,33	2
1,28	6	1,29	8	1,29	2	1,30	4	1,29	6

глины и алевролиты из обнажений у Каширы и Серпухова сильно обогащены красно-бурыми окислами железа, которые распределены весьма неравномерно (пятнисто). Исследования тонкой фракции этих глин комплексом методов (фиг. 71, табл. 73) обнаруживают в них диоктаэдрическую гидрослюда и каолинит в различных соотношениях.

Под электронным микроскопом гидрослюда обычно изометрично-пластинчатая, мелкая, реже в виде более крупных пластинок или угловатых частиц. Она относится, вероятно, к слюдам типа мусковита и серицита. Каолинит присутствует в форме гексагональных пластинок или их обломков. Преобладают мелкие пластинки каолинита, более крупные гексагоны его наблюдаются реже, причем они, как правило, очень темные, что, видимо, связано с их ожелезнением. Очертания пластинок каолинита нередко зазубренные, что весьма обычно для обломочных разностей и свидетельствует об их повреждении в процессе переноса. Интересно отметить, что пластинок каолинита значительно больше в глинах, переслаивающихся с песчаными породами, обнажающимися по р. Опрать, и заметно меньше в менее песчаных глинах из оврага у дер. Шепиловой, которые более карбонатны и содержат иногда прослойки доломитов. Судя по кривым нагревания, данным спектрофотометрии, а также по расплывчатым контурам частиц под электронным микроскопом, некоторые карбонатные разности верейских глинистых пород у дер. Шепиловой содержат наряду с гидрослюдой спорадическую, очень небольшую примесь монтмориллонита. Однако такое распределение глинистых минералов, как мы уже видели при описании гумидной зоны, не результат диагенетического изменения каолинита в условиях морского карбонатного режима, а лишь следствие различий в размерах частиц каолинита и монтмориллонита и дифференциации их по крупности при переносе.

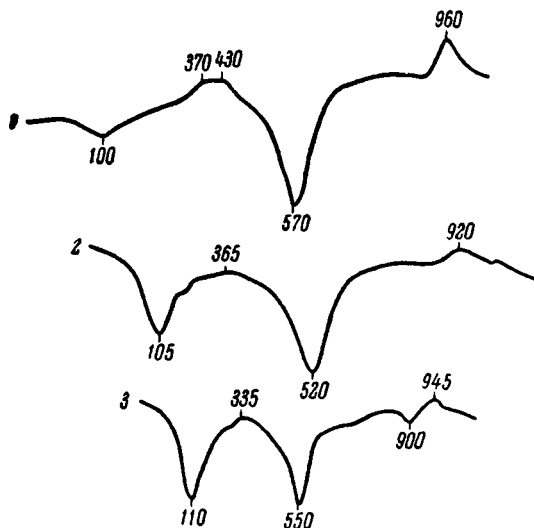
В пределах этой фациальной зоны и данного типа ассоциаций были изучены также и более тонкодисперсные разности глин из буровых скважин (3368, 34169, 33663, 34131 и 33674) Кораблинского участка. Здесь наблюдаются резкие изменения мощностей верейских отложений (в 1,5—2 раза) на сравнительно небольших расстояниях, значительное развитие песчаных и алевроитовых пород и резкая литологическая смена разрезов даже в двух соседних скважинах, а также наличие в некоторых скважинах в толще верейского возраста черных углистых глин. Макроскопически глины верейского горизонта, вскрытые разведочными скважинами в Кораблино, имеют окраску от красной и малиновой до серой, причем они менее пестрые, более плотные и менее комковатые, чем в обнажениях у Серпухова и Каширы. Окраска глин пятнистая как поперек слоистости, так и по плоскости наслоения.

Глины в вертикальном разрезе нередко сменяются алевролитами, обычно сильноослюженными, обогащенными мусковитом, нередко с полосчатой окраской, обусловленной чередованием серых и малиновых слоев. Пачки типичных алевролитов имеют здесь прекрасно выраженную косую линзовидную слоистость. Породы верейского горизонта Кораблинской разведочной площади большей частью бескарбонатны или слабокарбонатны. Косая слоистость, обилие песчаных и алевроитовых пород, частое



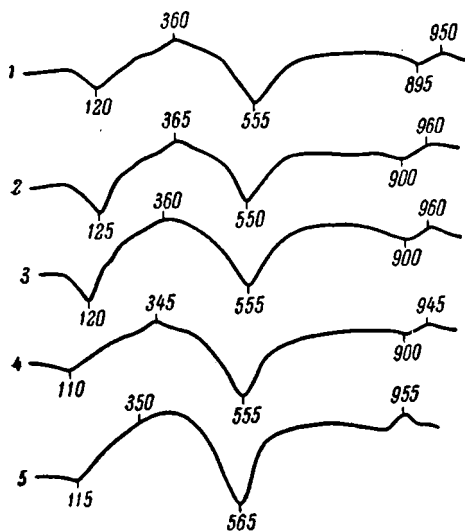
Фиг. 71. Термограмма верейских каолинитово-гидрослюдистых глин дельтовой зоны, фракция <0,001 мм. Р. Опрать, обн. 8.

1 — обр. 14; 2 — обр. 18



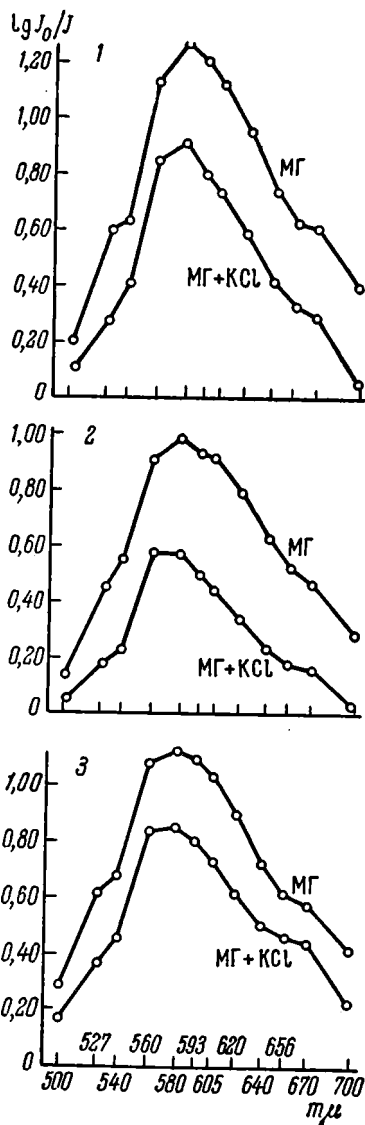
Фиг. 72. Термограмма верейских каолинитово-гидрослюдистых глин Кораблинского разведочного участка, фракция $<0,001$ мм.

1 — скв. 33674, обр. 276, глубина 58, 8—50,9 м;
2 — скв. 33668, обр. 254, глубина 51,2—52,0 м;
3 — скв. 33668, обр. 252, глубина 46,3—47,8 м



Фиг. 74. Термограмма верейских гидрослюдистых алевроитово-глинистых пород Кораблинского разведочного участка, фракция $<0,001$ мм.

1 — скв. 4169, обр. 358, глубина 28,2—30,8 м, алевролит; 2 — скв. 34569, обр. 355, глубина 9,3—11,3 м, алевролит; 3 — скв. 34169, обр. 363, глубина 37,8—41,0 м, глина алевролитистая; 4 — скв. 34169, обр. 370, глубина 62,4—63,5 м, алевролит; 5 — скв. 34169, обр. 372, глубина 70,4—72,7 м, глина



Фиг. 73. Кривые адсорбции метиленового голубого (МГ) и метиленового голубого с хлористым калием (МГ + КСl) верейских каолинитово-гидрослюдистых глин Кораблинского разведочного участка, скв. 33668, фракция $<0,001$ мм.

1 — обр. 254, глубина 51,2 — 52,4 м;
2 — обр. 257, глубина 45,3—56,9 м;
3 — обр. 261, глубина 66,8—68,3 м

переслаивание их с глинистыми разностями, растительные остатки в алевролитах, наличие углистых глин и слабая карбонатность указывают на более континентальный, озерно-аллювиальный фациальный облик верейских отложений Кораблинского участка.

Под микроскопом видно, что эти глины сложены чешуйчатым глинистым веществом гидрослюдистого типа и обладают тонкочешуйчатой и спутанно-чешуйчатой микроструктурой. Гидрослюдистый чешуйчатый материал иногда смешан с серой тусклой дисперсной массой каолинита. Обломочный материал алевроитовой размерности, состоящий из угловатых и полуокатанных зерен кварца и пластинок слюды, распределен в породе весьма неравномерно. В ряде случаев отмечаются растительные остатки, бурые сгустки гидроокислов железа и единичные зерна вторичного карбоната. В отдельных прослоях более тонкие глины мегапелитовой текстуры очень слабо двупреломляют; они сложены дисперсной массой каолинита, которая цементирует мелкие удлиненные чешуйки гидрослюды, беспорядочно рассеянные в породе.

Комплексные исследования верейских глинистых пород из Кораблино также обнаружили преимущественно гидрослюдистый их состав, часто с существенной примесью каолинита, приобретающего иногда равноценное с гидрослюдой породообразующее значение (фиг. 72—74). Кроме того, отмечаются отдельные разности глин каолинитового состава с примесью гидрослюды.

В химическом составе глин данной фациальной зоны (табл. 74) отмечено относительно повышенное содержание полуторных окислов Al_2O_3 , TiO_2 и Fe_2O_3 и пониженный процент K_2O (обр. 18 и 372), что свидетель-

Таблица 74

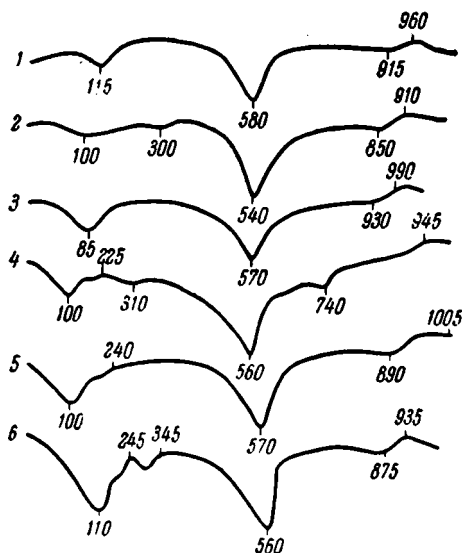
Химический состав (в %) верейских терригенно-карбонатных отложений Русской платформы (фракция $<0,001$ мм)

Компоненты	Ассоциации первого типа: диоктаэдрическая гидро- слуда и каолинит			Ассоциации второго типа: монтморилло- нит и диокта- эдрическая гидрослюда		Ассоциации третьего типа: диоктаэдри- ческая глауконитоподобная гидрослю- да, хлорит и монтмориллонит					
	Кашира, р. Опрань, обн. 8, обр. 18	Кораблино		Ржев, скв. 18, обр. 61	Зубова Поля- на, скв. 1, обр. 406	Шарья, скв. Р-1		Солигалич, скв. Р-1		Котель- нич, скв. Р-1, обр. 582	
		скв. 34169, обр. 372	скв. 33668, обр. 261			обр. 498	обр. 507	обр. 543	обр. 544		
SiO ₂	48,48	43,28	45,95	48,64	50,24	42,41	42,68	41,07	49,28	38,42	
Al ₂ O ₃	27,50	27,89	24,44	20,88	19,74	24,78	24,82	21,25	17,50	24,62	
TiO ₂	1,05	1,0	0,92	0,93	0,87	0,88	0,97	0,72	1,16	1,04	
Fe ₂ O ₃	5,0	7,26	8,67	5,57	7,43	5,58	8,87	9,55	9,58	11,30	
FeO	0,51	0,50	0,27	0,20	0,34	0,62	0,62	0,14	0,20	0,83	
CaO	0,66	2,76	1,0	1,08	0,66	0,76	0,92	2,35	0,36	1,96	
MgO	1,67	1,68	2,12	3,41	3,69	2,82	2,92	3,72	3,97	3,26	
Na ₂ O	0,81	0,52	0,41	0,39	0,84	3,90	1,59	2,07	0,55	1,84	
K ₂ O	2,02	2,60	4,67	3,01	3,64	4,91	5,06	5,19	3,89	3,06	
H ₂ O ⁺	7,41	7,43	6,42	6,42	5,50	6,32	7,32	7,29	7,13	7,13	
H ₂ O ⁻	4,84	4,13	4,55	8,99	7,32	7,06	3,76	4,23	6,45	5,63	
CO ₂	0,20	0,22	Нет	Нет	0,36	Нет	0,04	1,36	Нет	0,18	
C _{орг.}	0,22	0,34	0,24	0,29	0,01	0,15	0,59	0,61	0,32	0,26	
O + N	—	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100,37	99,85	99,66	99,81	100,64	100,19	100,16	99,55	100,39	99,53	

¹ Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон.

ствуется о сильной степени выщелоченности гидрослюдистого компонента и значительной количественной роли в них каолинита.

Под электронным микроскопом гидрослюды из глинистых пород этого участка имеют форму изометричных, с неправильными очертаниями пластинок, размеры которых сильно варьируют; пластинки каолинита имеют здесь более совершенные гексагональные ограничения. Для верейских



Фиг. 75. Термограмма красноцветных морских гидрослюдистых глин верейского горизонта Русской платформы.

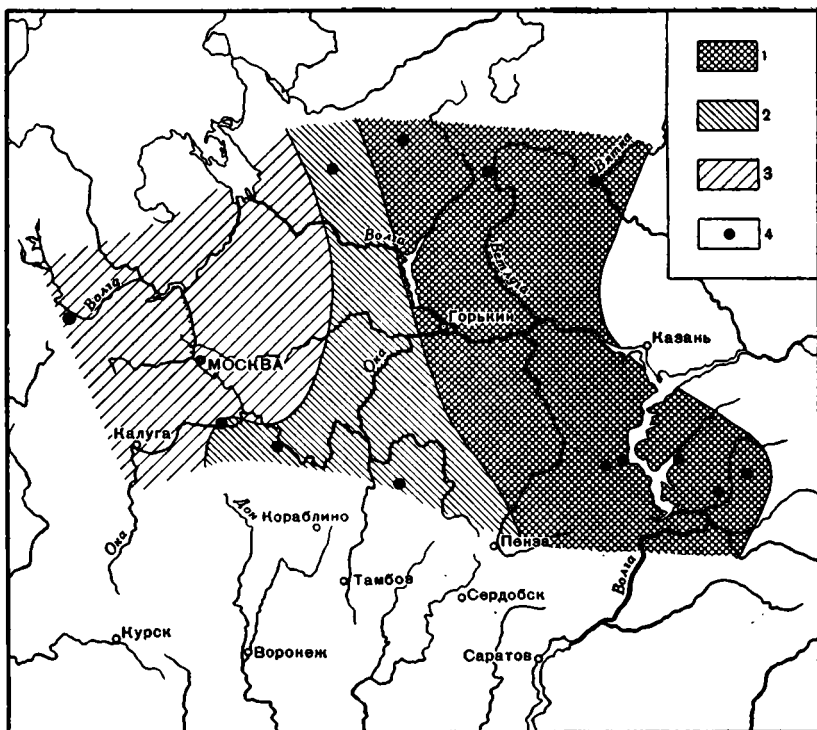
1 — Ржев, скв. 38, обр. 100, нерастворимый остаток; 2 — Zubova Polyana, скв. Р-1, обр. 407, исходная порода; 3 — Ржев, скв. 38, обр. 94, нерастворимый остаток; 4 — Ржев, скв. 18, обр. 67, исходная порода; 5 — Ржев, скв. 18, обр. 68, исходная порода; 6 — Ржев, скв. 18, обр. 69, исходная порода

глинистых пород Кораблина характерен более гидрослюдистый состав алевроитовых и песчаных глин и каолинитовый состав тонкодисперсных глин, что обусловлено образованием мегалелитовых глин в застойных озерных и болотных водоемах, а алевроитовых и песчаных разностей с алевролитовой структурой — в пойменно-русловой обстановке осадконакопления. Совершенно аналогичные закономерности распределения глинистых минералов по петрографическим типам пород отмечали мы, а также И. Д. Зхус (1956) для континентальных терригенных отложений бобриковского горизонта нижнего карбона Русской платформы.

Обилие каолинита в осадках верейского морского бассейна начальной стадии аридного литогенеза можно объяснить лишь выносом его из какой-то соседней гумидной тропической зоны, развитой на водосборе, или переотложением из более древних пород. Такой вывод полностью согласуется с палеогеографическими построениями И. В. Хворовой для выделенной ею субаэральной дельтовой равнины в

южной части Московской синеклизы. И. В. Хворова (1953) указывает, что на этом участке располагалась плоская низина, покрытая многочисленными речными протоками, старицами, озерами и болотами. В противоположность северному участку, в этих местах уже чувствовалось влияние влажной тропической зоны и по берегам некоторых водоемов произрастала обильная растительность. Химические процессы, однако, за исключением болот, были окислительными, и в некоторых водоемах осаждалось большое количество окисных соединений железа.

Ассоциации второго типа — преобладание монтмориллонита в сочетании с диоктаэдрической аллотигенной гидрослюдой. Этот минералогический тип глинистой фракции характерен для прибрежно-морских красноцветных, преимущественно терригенных глинистых отложений западного склона и центральной части Московской синеклизы. Данная зона охватывает обширную площадь Московской синеклизы, ограниченную Zubovoy Polyana на юго-востоке, Ржевским участком на западе и Любимской скважиной на севере. В пределах зоны глинистые породы верейского горизонта представлены красноцветными глинами, нередко сильноалевроитистыми, с пятнами зеленой и охристой окраски. Примесь алевроитового или песчаного материала распределена в породах весьма неравномерно, часто в виде пятен, мелких включений и линзочек. В разрезах со значительным развитием алевроитовых разностей пород,



Фиг. 76. Схема размещения морфологических и структурных модификаций гидрослюд

1 — аутигенная удлиненно-пластинчатая диоктаэдрическая гидрослюда глауконитоподобного структурного типа; 2 — изометричная диоктаэдрическая аллотигенная гидрослюда с небольшой примесью удлиненно-пластинчатой аутигенной гидрослюды; 3 — область исключительного развития изометрической диоктаэдрической аллотигенной гидрослюды; 4 — скважины, исследованные автором

например в Мончалово на Ржевском участке (скв. 38), заметно большее обогащение слюдой (фиг. 75).

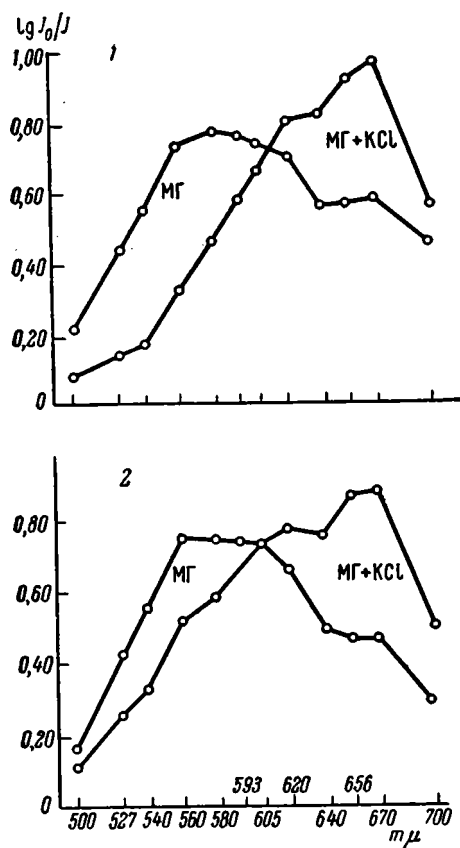
Текстуры глин на Ржевском участке редко линзовиднослоистые, чаще же комковатые, неоднородные, указывающие на неустойчивую обстановку осадкообразования.

В Зубовой Поляне и Любиме глины более плотные, слоистые или плитчатые, тонкочешуйчатые, комковатые текстуры отсутствуют. Глины нередко карбонатные, от слабоизвестковистых разностей до мергелей и маломощных прослоев известняков, причем карбонаты распределяются в породе также весьма неравномерно. В прослоях известняков, иногда слабо доломитизированных, изредка обнаруживается морская микрофауна фораминифер, члеников криноидей, обломков раковин брахиопод и т. п. В Любиме Л. М. Елиной отмечены прослои доломитов.

Под микроскопом глинистые породы данной зоны имеют большей частью мелко- и крупночешуйчатую микротекстуру вследствие сильной раскристаллизации гидрослюдистого вещества, причем текстура более тонкодисперсных глин часто ориентированная, тонкочешуйчатая, что обусловлено одновременным угасанием всей площади шлифа. Более алевроитистые разности обогащены крупными удлинениями, ориентированными преимущественно по слоистости чешуйками гидрослюды с очень четкими ограничениями. Под микроскопом в шлифах отмечаются аутигенные выделения хлоритового или гидрохлоритового минерала, агрегатно поляри-

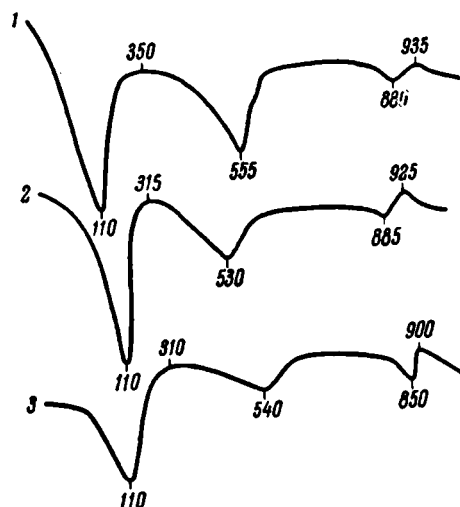
зующие участки монтмориллонита, крупные розетки диагенетических карбонатов — кальцита и, частично, доломита. Карбонатные минералы нередко образуют крупнозернистую массу или выделяются в виде четко ограниченных ромбоэдров. Обломочный материал, преимущественно кварцевого состава, с зернами полевого шпата и эпидота, сгружен в пятнах и в микролинзах без всякой сортировки.

Согласно результатам исследований комплексом методов, для тонкопелитовой фракции глинистых пород этой зоны характерно, наряду с обилием гидрослюд, сравнительно большое количество монтмориллонита, приобретающего породообразующее значение. Под электронным микроскопом гидрослюды этой зоны изометричные, мелкопластинчатые, более крупные угловатые пластинки крайне редки. Удлиненно-пластинчатая разность гидрослюды в глинах встречается в виде небольшой примеси



Фиг. 77. Кривые адсорбции метиленового голубого верейских монтмориллонитовых глин, фракция $< 0,001$ мм.

1 — Ржев, скв. 18, обр. 61;
2 — Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 413



Фиг. 78. Термограмма красноцветных морских монтмориллонитово-гидрослюдистых глин из верейского горизонта Русской платформы.

1 — Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 413, исходная порода; 2 — Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 406, фракция $< 0,001$ мм; 3 — Ржев, скв. 18, обр. 61, фракция $< 0,001$ мм

(фиг. 76) главным образом в восточной части зоны (Зубова Поляна и Любим), исчезая в юго-западном направлении. Контуры частиц нерезкие, что обусловлено тесной ассоциацией гидрослюды с монтмориллонитом. Монтмориллонит в глинах этой зоны распространен довольно широко. Во многих случаях он весьма точно определяется по характерным спектральным кривым адсорбции метиленового голубого (фиг. 77), с редким сдвигом максимума адсорбции после добавки КСl в область длинных волн (λ — 656—670 мкм). Эти же образцы имеют типично монтмориллонитовые дифференциальные кривые нагревания (фиг. 78), наиболее расплывчатые контуры частиц под электронным микроскопом и увеличен-

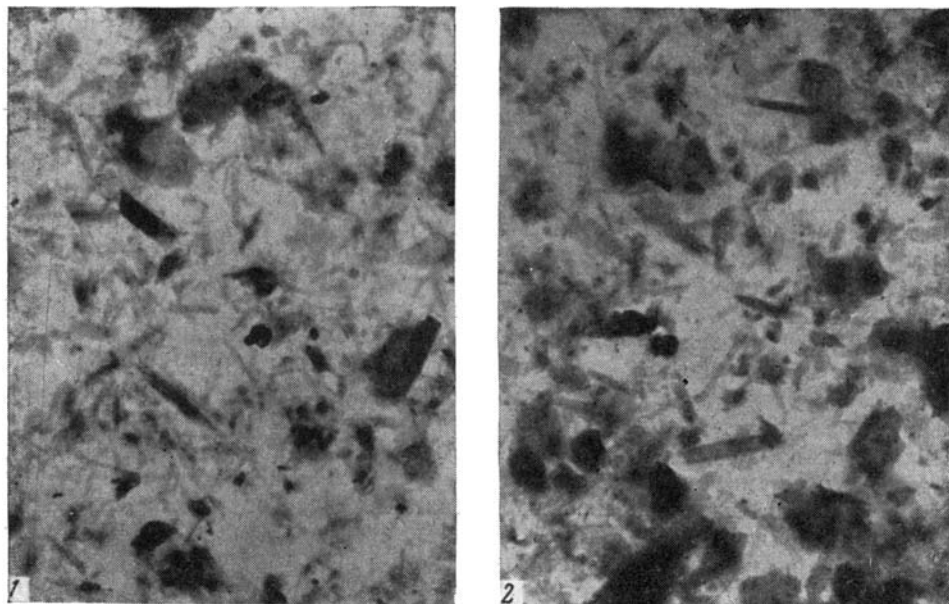
ный базальный рефлекс (001) на рентгенограммах — до 17,8 kX , при насыщении препаратов глицерином.

Химический состав тонкопелитовой фракции глин данного минералогического типа также типичен для монтмориллонитов как по молекулярному соотношению $Al_2O_3: SiO_2$, так и по относительно высокому проценту MgO (табл. 74). Некоторым отклонением является лишь довольно высокое содержание окисного железа (до 7,43%) и заметное количество K_2O (до 3,64%), входящего в решетку гидрослюд, на что указывает здесь обратное его соотношение с гигроскопической водой. В скважинах Ржевского участка и Зубовой Поляны обилие монтмориллонита наблюдается в наиболее тонких глинах, карбонатных или слабокарбонатных, часто в прослоях над мергелем, тогда как в Любиме монтмориллонит наиболее отчетливо выражен в прослоях чисто карбонатных пород. В пробах, где преобладают гидрослюды, а монтмориллонит является примесью, кривые нагревания становятся более пологими, а характерные эндотермические остановки менее глубокими. Естественно, что и на электронно-микроскопических снимках таких образцов яснее выступают очертания пластинок гидрослюд. В разрезах скважин Ржевского участка и Любима монтмориллонит более обилен в верхней части разреза, тогда как в Зубовой Поляне он одинаково четко выражен как в верхней, так и в нижней части.

Каолинит в глинистых породах верейского горизонта данной зоны весьма редок и устанавливается здесь в виде единичных обломков гексагональных пластинок. Но в разрезе скв. 18 Ржевского участка, особенно в толще алевритовых глин, имеются маломощные прослои жирных глин, дающих очень резкие кривые нагревания с заметным экзотермическим эффектом при 935—970°, что, возможно, обусловлено наличием каолинита. Такие маломощные каолиновые прослои, вероятно, могли сформироваться за счет переотложения аллювиальных каолиновых продуктов типа «высоковской толщи», остатки которой, подстилающие верейский горизонт, устанавливаются, например, в Воротынске. Однако распределение каолинита в дельтовой зоне и зоне морских красноцветов совершенно различное. В зоне дельт (Кораблино) каолинит является существенным породообразующим компонентом почти во всех образцах, тогда как в общей массе пород зоны морских красноцветов он крайне редок, а если и есть, то приурочен исключительно к отдельным прослоям, сформированным за счет местного локального переотложения и унаследования.

Ассоциации третьего типа — существенная роль аутигенной диоктаэдрической гидрослюды глауконитоподобного структурного облика и хлорита; примесь монтмориллонита, особенно заметная в карбонатных прослоях, и небольшая примесь каолинита в алевритово-глинистых прослоях.

Ассоциации этого типа наблюдаются как в фациальной зоне нормально-морских сильнокарбонатных осадков (пятая фациальная зона Л. М. Елиной), представленных в верейском горизонте преимущественно темноцветными породами (Покровка, Раковка, Боровка, Мелекесс, Ульяновск, Котельнич), так и в зоне прибрежных красноцветных осадков, чередующихся с засоленными и нормально-морскими фациями, например в Солигаличе и Порецкой. В западной части площади распространения ассоциации третьего типа, сложной красноцветными, преимущественно мелководными осадками, глины верейского горизонта большей частью плотные, слоистые и тонкослоистые, карбонатные, алевритистые, с прослоями ржаво-коричневых слюдистых алевролитов или глинистых мергелей и микрозернистых доломитов. Под микроскопом тонкопелитовое вещество этих глин гидрослюдистого типа хорошо раскристаллизовано и нередко придает им беспорядочные или ориентированно-чешуйчатые

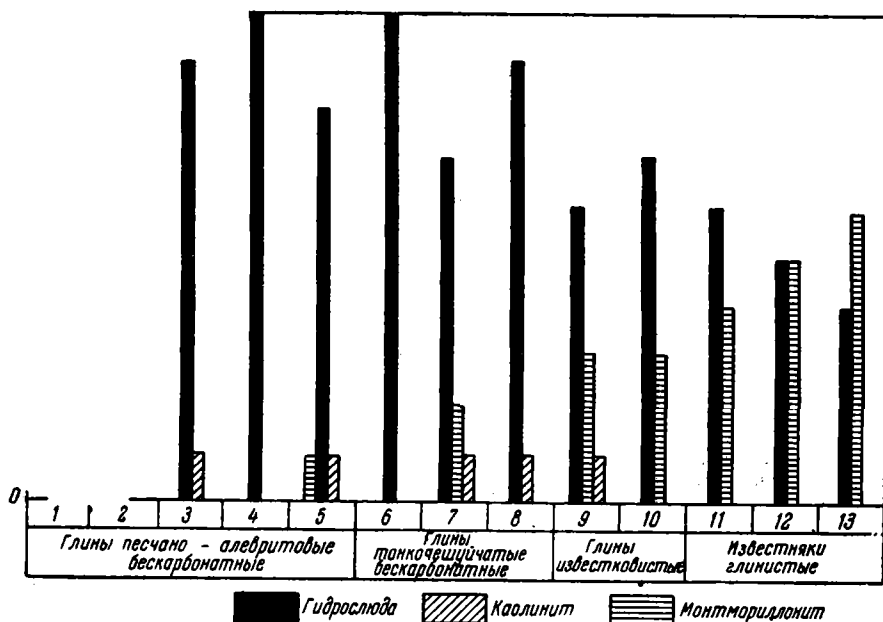


Фиг. 79. Электронномикроскопические снимки удлиненно-пластинчатой аутигенной гидрослюда из верейского горизонта Русской платформы. Раковка, скв. 2, фракция $<0,001$ мм, увел. 12 500.

1 — обр. 780; 2 — обр. 773

микроструктуры. Каемки гидрослюда вокруг обломочных зерен указывают на аутигенное ее происхождение. В составе обломочных зерен алевритовой размерности отмечается, наряду с кварцем, полевошпатовый материал, иногда образующий в глинах тончайшие линзовидные прослои. Карбонатные породы в прослоях имеют тонкозернистое, местами пелитоморфное строение, с мелкими угловатыми зернами кварца. В восточной части площади распространения ассоциации третьего типа, сложенной темноцветными породами верейского горизонта, отмечается усиление роли карбонатных пород, особенно мергелей и известняков с нормально-морской фауной брахиопод, фораминифер и т. п., а также относительная полнота разрезов с тремя четко выраженными пачками, из которых нижняя и верхняя обычно карбонатные.

Глинистые породы средней пачки наиболее обогащены песчаным и алевритовым материалом, и одновременно содержат и тонкие прослои известняков с фауной, что указывает на изменчивость условий осадкообразования этой толщи. Мергели и сильноизвестковистые глины имеют преимущественно зеленовато-серую и темно-зеленую окраску, лишь некоторые прослои окрашены в буровато-коричневый и красно-бурый цвет, причем иногда в изломе наблюдается совершенно постепенный переход от зеленой до буровато-коричневой окраски. Глины и мергели обычно тонкослоистые, иногда имеют скорлуповатое строение. В некоторых прослоях они сильно обогащены алевритовым и слюдястым материалом. Комплексные исследования минералогического состава показывают, что эти глины в тонкопелитовой фракции существенно состоят из диоктаэдрической аутигенной удлиненно-пластинчатой гидрослюда глауконитового структурного типа (фиг. 79), из хлорита и монтмориллонита (более заметного в карбонатных прослоях) (фиг. 80) с небольшой примесью каолинита (в алевритовых глинах). Количественное распределение гидрослюдов можно в какой-то степени установить по схеме размещения K_2O



Фиг. 80. Схема распределения глинистых минералов по петрографическим типам пород верейского горизонта Русской платформы.

1 — Ульяновск, скв. 1, обр. 635, 638; 2 — Мелекес, скв. 1, обр. 602; 3 — Солигалич, скв. 1, обр. 542; 4 — Котельнич, скв. 1, обр. 578; 5 — Мосолово, скв. 1, обр. 515; 6 — Ульяновск, скв. 1, обр. 641; 7 — Ржев, скв. 18, обр. 68, 69, 70; скв. 38, обр. 95; 8 — Лысково, скв. 1, обр. 486; 9 — Мелекес, скв. 1, обр. 604; 10 — Ржев, скв. 38, обр. 74; 11 — Ульяновск, скв. 1, обр. 632; 12 — Солигалич, скв. 1, обр. 544; 13 — Белебей, скв. 1, обр. 864

во фракции $< 0,001$ мм, при незначительной роли в ней полевых шпатов (табл. 75).

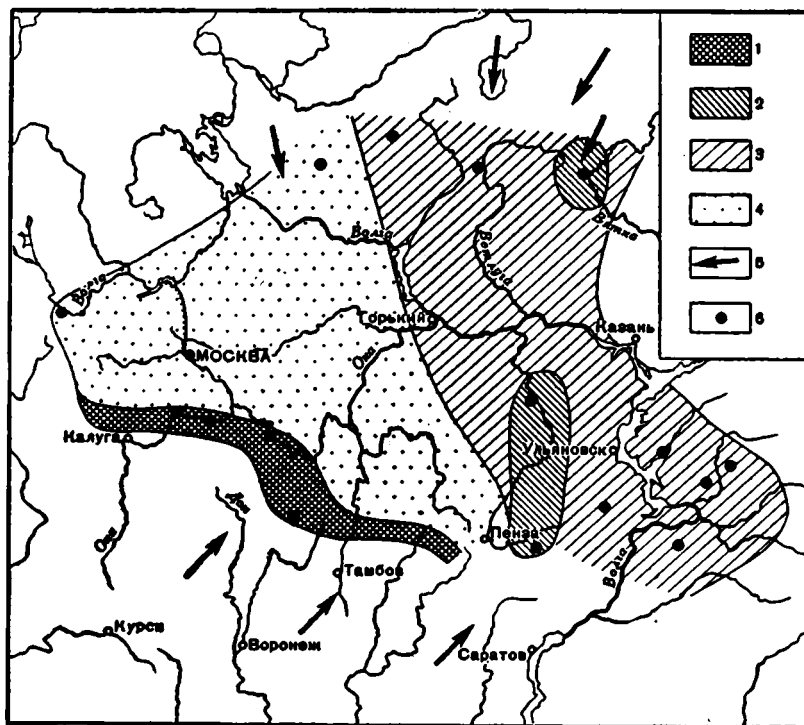
В генезисе глинистых минералов терригенно-карбонатной формации верейского горизонта на начальном этапе развития аридного литогенеза можно отметить следы влияния гумидной зоны, черты механической дифференциации и распределения по водоему глинистых продуктов, поступавших с водосборного бассейна аридной зоны и, наконец, появление аутигенной гидрослюды глауконитоподобного структурного типа, продукта стадийного преобразования малоустойчивого компонента пород — биотита.

Влияние гумидной зоны подчеркивается распределением в осадках верейского бассейна каолинита, который, как известно, не типичен для водосборных бассейнов аридной зоны и не образуется в морских условиях. В осадках верейского горизонта он мог появиться либо за счет переотложения и унаследования из более древних каолинитсодержащих пород, либо путем заноса его из гумидной тропической зоны. На схеме распределения каолинита (фиг. 81) видно, что он является преобладающим минералом глинистой фракции пород лишь в зоне дельтовых осадков верейского горизонта в юго-западной части Московской синеклизы, примыкавшей к Воронежскому кристаллическому массиву. Последний еще в девоне и в визейское время отличался обилием каолинитовых кор выветривания, образовавшихся в гумидном тропическом климате и сохранившихся в многочисленных мелких карманах-углублениях, которые, по А. И. Мушенко, весьма характерны для кристаллических пород фундамента района Курской магнитной аномалии. Кроме того, породообразующую роль каолинита в озерных, болотных, старичных и русловых осадках дельтовой зоны, как и образование самих этих

Содержание (в %) K_2O и Na_2O в верейских глинах Русской платформы¹
(фракция $< 0,001$ мм)

Фациальная зона	Места взятия проб, номера скважин и обнажений	№ образца	K_2O	Na_2O
Русловые и дельтовые субаэральные осадки	Кашира, р. Опрань, обн. 10	7	2,97	0,25
	То же	10	3,75	0,65
	»	14	3,97	0,34
	»	18	3,62	0,26
	»	21	3,22	0,36
			3,51	0,37
Прибрежно-морские и морские красноцветные осадки	Зубова Поляна, скв. Р-1	406	5,10	0,27
	Ржев, скв. 18	61	4,60	0,16
	То же	69	4,00	0,32
	»	74	5,17	0,22
	»	76	5,20	0,12
	Ржев, скв. 38	87	4,20	0,31
	То же	94	4,10	0,59
	»	96	4,10	0,45
	»	100	4,40	0,50
			4,54	0,33
Морские мелководные осадки	Шарья, скв. Р-1	498	5,55	1,01
	То же	507	5,10	2,80
	»	542	5,20	1,80
	Котельнич, скв. Р-1	578	5,40	3,00
	То же	584	6,40	0,40
	Порецкая, скв. Р-1	449	5,12	0,44
	То же	457	5,60	0,21
			5,49	1,39
Нормально-морские и более засоленные осадки	Раковка, скв. 2	773	7,00	1,80
	То же	774	7,50	0,61
	»	780	7,00	0,59
	Боровка, скв. 8	716	6,65	1,53
	То же	727	7,87	0,49
	»	728	6,87	0,30
	Ульяновск, скв. Р-1	632	6,30	0,39
	То же	635	6,50	1,12
	Красная Поляна, скв. Р-1	2012	6,22	1,16
			7,73	0,88

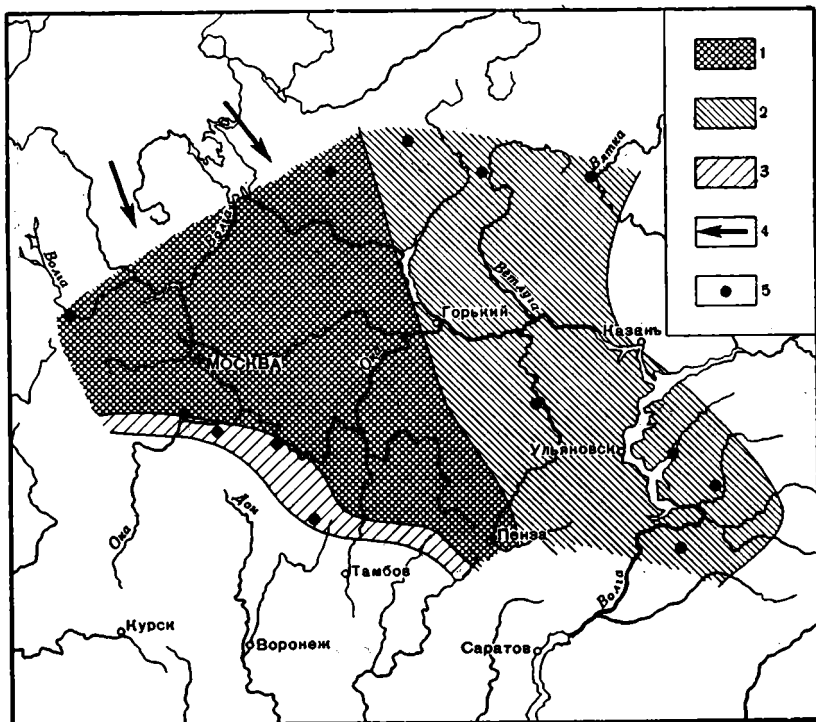
¹ Анализы выполнены методом пламенной фотометрии в Центральной химической лаборатории Геологического управления центральных районов под руководством Н. И. Федулова.



Фиг. 81. Схема распределения каолинита в глинистых отложениях верейского горизонта Русской платформы, фракция $<0,001$ мм.

1 — каолинит породообразующий (до 50%); 2 — каолинит в виде существенной примеси (до 30%); 3 — каолинит в виде небольшой, но постоянной примеси (5—10%); 4 — каолинит в виде ничтожной примеси (единичные пластинки); 5 — направление сноса; 6 — скважины, исследованные автором

осадков, можно было бы объяснить (как это и делает И. В. Хворова, 1953) существенным влиянием в этой части водосборного бассейна влажной тропической зоны юга. Однако такому выводу противоречит наличие в песчаниках дельтовой зоны биотита (изменяющегося частично в хлорит и диоктаэдрическую гидрослюда), который не мог бы сохраниться в условиях гумидной тропической зоны, синхронной верейским морским осадкам. Этот факт заставляет нас считать, что минералогическое своеобразие дельтовой зоны с преобладанием каолинита обусловлено не выносом из гумидной зоны того времени, а унаследованием субстрата Воронежского кристаллического массива, т. е. перемывом каолинитовых кор выветривания девонского и визейского времени. Аналогичная зона унаследования каолинитового субстрата отмечается и на Токмовском своде, хотя количественно она выражена менее резко. Здесь значительная примесь каолинита в глинистой фракции пород S_2^v также вызвана эрозией реликтовых каолинитовых кор и каолинитсодержащих пород, известных поблизости от этой полосы в разрезах Новоспасской и Борлинской глубоких скважин. Наконец, третья полоса с заметной примесью каолинита в глинистой фракции верейских пород связана с областью сноса, располагавшейся на севере, и с выносом каолинита из каолинитсодержащих визейских пород Тимана, описанных П. В. Орловой (1960). Таким образом, каолинит в отложениях S_2^v Русской платформы является целиком аллотигенным минералом, унаследованным из лежащих ниже пород субстрата.



Фиг. 82. Схема распределения монтмориллонита в глинистых отложениях верейского горизонта Русской платформы, фракция $< 0,001$ мм.

1 — монтмориллонит породообразующий (до 50%); 2 — монтмориллонит в виде заметной примеси; 3 — монтмориллонит в виде ничтожной примеси; 4 — направление сноса; 5 — скважины, исследованные автором

Влияние сноса тончайшего глинистого материала из зоны засушливого пустынного водосбора в бассейны осадконакопления верейского времени сказалось в господствующей роли монтмориллонита (фиг. 82) и слабо выщелоченных аллотигенных гидрослюд в северо-западной части платформы и в центральной части Московской синеклизы. Эта зона отличалась в верейское время наибольшей относительной глубоководностью, карбонатностью (в том числе доломитностью) и была весьма благоприятной для осаждения наиболее тонкодисперсного глинистого минерала — монтмориллонита. Последний сносился с водосбора из отложений аридной зоны — из бирючевской свиты. Глинистые осадки аридных областей нередко были обогащены монтмориллонитом, когда на них были развиты почвы (как в теперешней Голодной степи) типа солончаков. В бирючевской свите, как подчеркивает М. С. Швецов (1954), не было биотита, чем объясняется отсутствие продуктов его диагенетического и эпигенетического преобразования в пределах этой зоны в виде аутигенной удлиненно-пластинчатой диоктаэдрической гидрослюды глауконитоподобного структурного типа.

Ассоциации глинистых минералов третьего типа, отличающиеся существенной ролью аутигенной удлиненно-пластинчатой диоктаэдрической гидрослюды глауконитоподобного структурного типа, возникали под влиянием преобразования биотита, поступавшего из важнейшей области сноса, охватывавшей Донбасс и Украинскую кристаллическую плиту. Наиболее детально изменения биотита в мезозойских отложениях платформенного чехла Вилуйской впадины были изучены А. Г. Коссовской (Коссовская и др., 1960). Ею отмечены его неустойчивость в эпиге-

незе и диагенезе и стадийный переход в монтмориллонит и диоктаэдрическую гидрослюда через промежуточный продукт — триоктаэдрическую гидрослюда, обычно не сохраняющуюся в осадке.

А. В. Копелиович также считал процесс разложения биотита полистадийным, имеющим место как в диагенезе, так и в начальном эпигенезе. Он пишет: «Что же касается биотита, то этот процесс, хотя и развивается наиболее интенсивно в начальном эпигенезе, качественно полистадиен и частично протекает уже в диагенетическую стадию. Условно можно полагать, что в диагенезе преобразуется тонкообломочный биотит, в эпигенезе — более грубые его листочки». Далее А. В. Копелиович указывает, что «диоктаэдрические гидрослюды возникают преимущественно в породах, значительно обогащенных калиевым полевым шпатом. Их формирование связано с появлением в растворе иона алюминия, который вытесняет из октаэдрических решеток биотита магний и частично железо». Но при этом автор подчеркивает, что «вовлечение в преобразование, помимо слюд, более устойчивых компонентов породы, таких, как полевые шпаты, замещение их гидрослюдистыми минералами характерно лишь для эпигенетической стадии. Таким образом, если процесс возникновения аутигенных диоктаэдрических гидрослюд должен обязательно сопровождаться частичным растворением алюмосиликатов (в первую очередь — полевых шпатов), с появлением в растворе ионов алюминия, которые способствуют переходу гидробиотитовых минералов в гидромусковитовые, то он может иметь место, по-видимому, главным образом в раннем эпигенезе» (Копелиович, 1962, стр. 19).

Более алевритовый состав пород в зоне распространения аутигенных диоктаэдрических гидрослюд глауконитового структурного типа, с более значительной ролью в минералообразовании поровых растворов, как будто согласуется с этим выводом. Но, поскольку биотит является весьма неустойчивым минералом, возможно, что коренные преобразования его кристаллической решетки начинаются уже в диагенезе и для него стадия эпигенеза как бы сближается с диагенезом. Вообще же аутигенное образование глинистых минералов, связанное с изменением биотита, несмотря на то, что оно в большем объеме относится к эпигенезу, может, скорее, наложиться на отложения аридной или частично умеренно влажной зоны, где биотит сохраняется при менее сильном химическом разложении минералов, чем в отложениях гумидной тропической зоны, где он нацело разрушается, исчезает еще в корях выветривания на водосборе и уже не попадает в водоем.

Глава XII

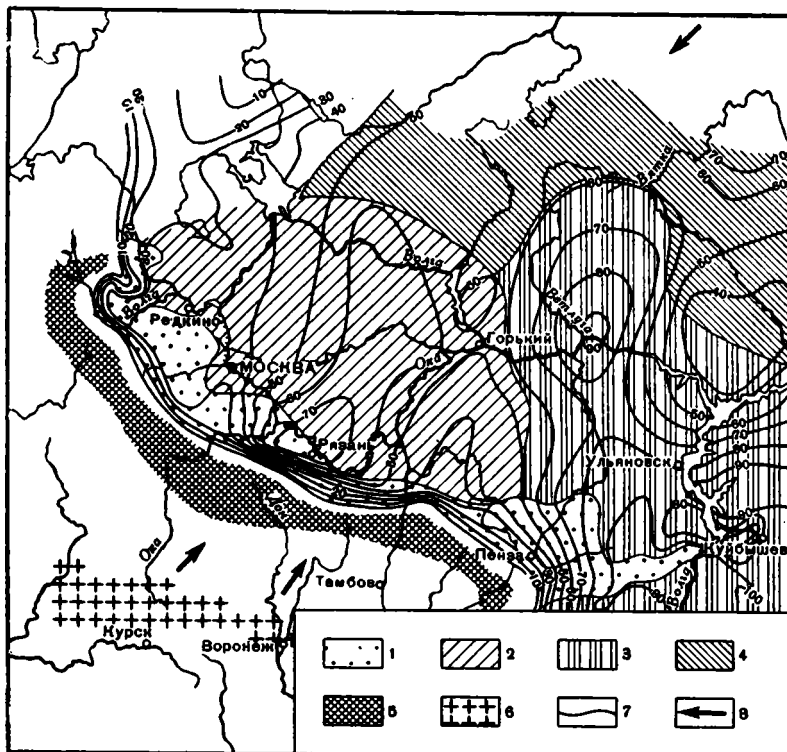
ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ КАШИРСКОГО ГОРИЗОНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Хотя процессы осадконакопления на Русской платформе развивались в каширское время примерно на той же самой площади, на которой располагался и верейский морской бассейн, их направленность резко сместилась в сторону карбоната накопления, а нередко и к усиленной генерации доломитов. Такое изменение характера седиментации каширского морского бассейна было обусловлено рядом факторов: общим погружением платформы и усилением морской трансгрессии, заметным ослаблением эрозионных процессов на водосборной площади и прогрессирующей аридизацией климата с резким уменьшением приноса в бассейн терригенного материала и т. п. Следствием этого и явилось полнейшее преобладание карбонатных пород почти на всей площади каширского бассейна с генерацией, наряду с известняками, типично седиментационных и седиментационно-диагенетических доломитов, особенно в мелководной центральной части моря, наиболее удаленной от притока пресных речных вод с континента (Страхов, 1956а, б).

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ КАШИРСКОГО ГОРИЗОНТА И ПЛАН РАЗМЕЩЕНИЯ ФАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Нижняя граница каширского горизонта была охарактеризована нами при описании глинисто-карбонатных отложений верейского возраста. Верхняя граница, как указывает Л. М. Елина (1959), определяется по появлению фораминифер, характерных для подольского горизонта: *Fusulinella colaniae*, *Fusulina elegans*, *F. elshanica*, *Pseudostaffella sphaerica*, *Hemifusulina bocki* и др. Л. М. Елина указывает, что литологически эта граница в Солигаличе, Котельниче, Юлово-Ишме, Токмово, Мосолово и Порецкой устанавливается по подошве органогенно-обломочных известняков, содержащих гальки карбонатных пород; в Прудах и Ульяновске она отбивается по подошве водорослевых дриnellовых известняков, обычно характерных для низов подольского горизонта. Мощности каширского горизонта варьируют от 20 до 100 м и более, с нарастанием с запада на восток и юго-восток.

И. В. Хворова (1953) отмечала, что существенное обогащение терригенным материалом наблюдается вдоль западной и особенно южной окраины Московской синеклизы, а также вдоль восточного борта Воронежского массива, в области Волго-Уральского свода и в Прикамье. На остальной территории платформы каширский горизонт образован



Фиг. 83. Литолого-фациальная карта каширского горизонта Русской платформы (по Л. М. Елиной).

1 — зона прибрежно-морских осадков; 2 — зона чередования осадков нормально-морской фации с осадками засоленного бассейна; 3 — зона преобладания морских, преимущественно карбонатных осадков с нормальной соленостью; 4 — зона преобладания глинистых осадков, чередующихся с алевролитами, доломитами и известняками; 5 — области размыва; 6 — островная суша; 7 — изопакиты; 8 — направление сноса

преимущественно карбонатными породами: различными известняками, часто сильно доломитизированными и метасоматическими доломитами, в которых нередко сохранились реликты органогенной структуры. В небольшом количестве среди карбонатных пород встречаются тонкие прослой серых и зеленоватых глин, количество которых возрастает на северо-востоке, при приближении к Уралу.

Более детальное описание размещения фаций и мощностей осадков каширского горизонта на всей территории Русской платформы, включая западные районы Татарии и Куйбышевского Поволжья, привела Л. М. Елина (1959). Она обратила внимание на то, что сравнение карт мощностей отложений верейского и каширского горизонтов указывает на существенное изменение структурного плана исследуемой территории в каширское время (фиг. 83). Если большая часть изопакит верейского горизонта имела преимущественно широтное направление, то для каширского характерно в основном меридиональное простирание. Полосы повышенных мощностей протягиваются в меридиональном направлении: первая — через Любим — Непейцино — Рязань, с максимальным прогибанием у Рязани; вторая — с севера через Шарью и Котельнич на Сундырь — Алатырь — Барановку — Пугачев и далее в пределы Прикаспийской синеклизы. Области суши и размыва располагались в каширское время в тех же частях платформы, что и в верейское время.

Общее погружение платформы в каширское время сказалось в преимущественном развитии морских фаций.

Первая, краевая фациальная зона чередования прибрежно-морских осадков протягивается узкой полосой вдоль современной береговой линии каширского морского бассейна в районе Кораблино (у Рязска), Рязани, Серпухова, Воротынска и Ржева, с мощностью осадков каширского горизонта не более 20 м. Эта фациальная зона представлена органогенными известняками, доломитизированными известняками с прослоями доломитов и мергелей, а в нижней части — и известковистыми глинами, особенно в районе Кораблино, Ростиславля, Лопасни, Воротынска и Ржева. Северная часть периферической фациальной зоны на карте Л. М. Елиной, оконтуривающаяся районом Калинин — Подборовье — Вологда, отличалась более значительным развитием известняков, уменьшением количества терригенных пород и колебанием мощностей от 19 до 39 м.

К юго-востоку от Рязани полоса прибрежно-морских отложений, чередующихся с нормально-морскими, а местами и с осолоненными осадками, проходит через Каверино — Исса — Пруды — Барановку — Сызрань, ограничиваясь с юга линией Кикино — Сердобск. В сложении этой полосы наряду с известняками и прослоями доломитов заметное участие принимают и глины, распределенные большей частью по всему разрезу каширского горизонта и лишь в Барановке и Сызрани приуроченные к его основанию. Мощность осадков в этой полосе варьирует от 10 до 94 м. Характер распределения терригенных осадков в пространстве, как подчеркивает Л. М. Елина, указывает на то, что в первый этап каширского времени в данный участок морского бассейна впадали реки, приносившие с близлежащей суши глинистый, а иногда и песчано-алевритовый материал. Это обстоятельство будет представлять для нас большой интерес при рассмотрении особенностей пространственного размещения в осадках каширского горизонта магнезиальных силикатов типа палыгорскита и сепиолита.

Вторая фациальная зона, для которой характерно чередование нормально-морских отложений с осадками засоленного бассейна, имеет почти широтное простирание. Она охватывает значительную часть Московской синеклизы и центральную часть Токмовского свода. На большей части этой зоны преобладают доломиты с подчиненными прослоями известняков. Среди доломитов этой зоны различаются однородные микрозернистые разности (особенно развитые в нижней половине разреза S_2^k) и мелкозернистые, с остатками фауны и пустотами от их растворения, часто окремненные. Известняки, криноидные, криноидно-фораминиферовые, иногда водорослевые, включают тонкие прослои лиловых, розовых и зеленых глин, количество которых увеличивается к западу, в сторону Непейцино — Москва. Мощность отложений каширского горизонта в пределах этой зоны варьирует от 27 до 55 м. Обломки карбонатных пород, гальки, кремня и глинистых пород свидетельствуют, по Л. М. Елиной (1959), о мелководности бассейна, о повышенной солености, частом обмелении, а в первой половине, возможно, и об осушении его на отдельных участках с возникновением островов. Частая смена литологических типов пород обусловлена, по данным Л. М. Елиной, не колебаниями глубины бассейна, а подводными течениями, изменение направления которых вызывало перемещение по площади бассейна различных фациальных зон отложения осадков.

Третья фациальная зона, охватывающая значительную часть Татарии, Мордовской АССР, Ульяновского и Куйбышевского Поволжья, расположена к западу и юго-западу от второй полосы. Эта зона отличается более широким распространением известняков, значительным сокращением количества доломитов и еще большим уменьшением роли глинистых осадков. В этой зоне, по Л. М. Елиной, судя по фауне,

накопление органогенных известняков происходило в условиях неглубокого морского бассейна с нормальной соленостью. Однако в некоторые моменты, особенно характерные для первой половины каширского времени, при еще более значительной мелководности и повышенной испаряемости вод, концентрация солей в последних достигала состояния хемогенной садки первичных доломитов в стадию седиментогенеза. В другие моменты, особенно во второй половине каширского века, при слабо повышенной солености происходило метасоматическое образование доломитов и доломитизированных известняков, сохранивших следы первичной структуры. Для западной части этой зоны характерно заметное количество глинистых пород. Мощности каширского горизонта в пределах зоны варьируют от 50 до 102 м.

Четвертую фациальную зону Л. М. Елина выделяет в северо-восточном углу Русской платформы. Эта зона охватывает Любим, Солигалич и Шарью на западе и Опарино на севере. Юго-восточная граница этой фациальной зоны очерчивается по скважинам Котельнич — Ронга — Кабык — Купер. Начало каширского века в этой части платформы характеризовалось усиленным поступлением терригенного материала в связи со значительными поднятиями в области сноса. В области седиментации данной прибрежно-морской фациальной зоны в это время происходило накопление преимущественно глинистых осадков с редкими прослоями сильноглинистых алевролитов, доломитов и известняков с морской фауной. Известняки отличаются повышенным содержанием органогенного детрита и, как и доломиты, примесью песчано-алевритового материала. Местами доломиты переходят в мергели. Наличие в глинах пирита и растительных остатков (Котельнич) свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления. Во второй половине каширского времени фациальная обстановка зоны благоприятствовала образованию первичных доломитов и гипсов. Мощность каширского горизонта колеблется здесь в пределах 29—59 м.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ СРЕДНЕГО КАРБОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Поскольку в отложениях каширского горизонта, принадлежащих к аридному литогенезу, наибольшую роль в глинообразовании играют магнезиальные силикаты типа палыгорскита и сепиолита, генезис которых тесно связан с карбонатами, нам необходимо получить более точное представление о распределении магния в карбонатных породах каширского горизонта (C_2^k). За неимением геохимической карты распределения магния в самом каширском горизонте мы вынуждены обратиться к рассмотрению карты А. Б. Ронова (1956), на которой показано распределение магния в карбонатных породах среднего карбона Русской платформы (без терригенных пород верейского горизонта) и которая отражает в известной степени интересующую нас картину (фиг. 84).

По данным А. Б. Ронова, максимальное развитие доломитовых пород среднего карбона приурочено к центральной части морского бассейна. Эта полоса со средним содержанием $Mg > 7,5\%$ занимает всю Московскую синеклизу и частично северные районы платформы, от Зубовой Поляны на юге до пос. Тундры на севере и от Калинина на западе почти до Марьинского посада на востоке (фиг. 84). Полоса с максимумом доломитов по периферии сменяется зоной с несколько пониженным содержанием Mg , от 2,5 до 7,5%, в которой заметную роль начинают играть известняки и известковистые мергели. На юге, в районе Шацка и Пачелмы, и на западе, у Ржева и Селижарова, эта полоса непосредственно граничит с областью размыва. В других местах между этой зоной и областью размыва выделяется еще менее доломитная зона, с содержанием

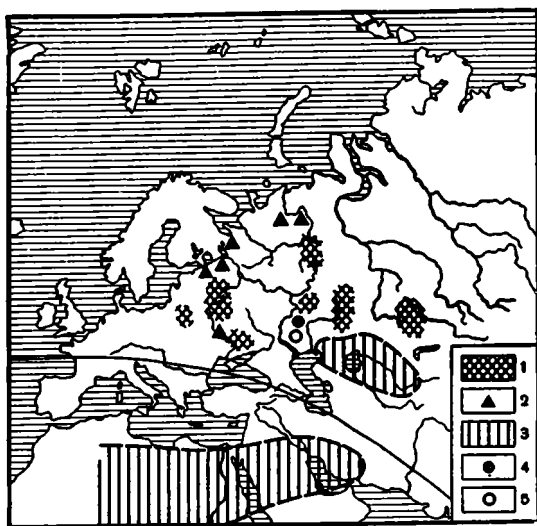
зоне, вода в их пелагических областях отличалась повышенной соленостью и здесь массами отлагались доломиты. Когда же бассейн располагался в гумидной зоне, осолонение воды в центральных и краевых частях водоема прекращалось и в них отлагались известковые осадки с кларковым или немного более высоким содержанием магния. Эту закономерность важно учитывать при разборе генезиса магнезиальных силикатов — палыгорскита и сепиолита — верхнего карбона Русской платформы.

ЛИТОЛОГИЯ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ ПАЛЫГОРСКИТЫ И СЕПИОЛИТЫ, И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ЭТИХ МИНЕРАЛОВ В КАРБОНЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Магнезиальные силикаты типа палыгорскита и сепиолита за последние 10 лет обнаружены нами более чем в 100 образцах морских отложений, практически — во всем разрезе карбона Русской платформы. Эти минералы в осадочных породах еще меньше изучены, чем в корях выветривания, но они принимают наибольшее участие в аутигенном глинообразовании. По этой причине мы не рассматриваем здесь другие глинистые минералы, имеющие большей частью аллотигенное происхождение, а концентрируем внимание на вещественном составе, распространении, условиях залегания и генезисе этих интересных минеральных видов, почти целиком связанных с аридным литогенезом.

Как уже подчеркивалось в главе II при описании минералов, палыгорскиты и сепиолиты довольно резко различаются по химическому составу, данным рентгенографии и кривым нагревания. Палыгорскиты — это типичные алюмосиликаты магния, содержащие в идеальном случае около 12% Al_2O_3 и 8% MgO , сепиолиты же — скорее магнезиальные силикаты, обычно с небольшим содержанием Al_2O_3 , 2—3% (реже до 6%) и с более значительным количеством MgO , 18—26%. Базальный рефлекс палыгорскитов 10,5 kX , а типичные сепиолиты имеют очень интенсивное и широкое кольцо — 12 kX , а иногда и дополнительное — 11,3 kX . Так же резко различны и кривые нагревания этих двух минералов. Палыгорскит диагностируется по типичным для него эндотермическим эффектам 280 и 475—490° (последний эффект примерно на 50—100° ниже соответствующего эффекта других глинистых минералов). Для сепиолита типичен резкий экзотермический пик при 820—890°. Не касаясь пока вопроса об изоморфизме этих минералов, а базируясь только на указанных различиях, рассмотрим вначале их распространение и геологические условия залегания в морских отложениях карбона Русской платформы, причем более детально в каширском горизонте. Максимальное количество магнезиальных силикатов типа палыгорскита (более 75 образцов) обнаружено в отложениях аридной зоны среднего и верхнего карбона Русской платформы. При этом особенно большое число образцов (67) найдено в каширском горизонте и меньшее число — в подольском (5 образцов). Кроме того, единичные находки палыгорскита отмечены в породах мячковского и верейского горизонтов среднего карбона, а также в отложениях верхнего карбона (зона *Triticites stuckenbergii*). Сепиолиты имеют более ограниченное распространение. Наиболее широко они представлены в морских карбонатных осадках аридной зоны в касимовском и гжельском ярусах верхнего карбона и частью в каширском горизонте среднего карбона. Кроме того, сепиолиты нами были впервые обнаружены не только в осадках типичной аридной зоны, но и среди морских карбонатных толщ гумидной зоны (алексинский и тарусский горизонты нижнего карбона Красной Поляны, серпуховская свита Бузулука), т. е. в пунктах, граничивших в нижнем карбоне на востоке и юго-востоке с типичной аридной зоной (фиг. 85). Изучение приуроченности палыгорскитов и сепиолитов к петрографическим типам пород довольно отчетливо показало (фиг. 86), что первые тяготеют главным образом к терриген-

но-карбонатным отложениям (к известковым, реже доломитовым глинам и мергелям, нередко с заметной долей глинистых или терригенных минералов, особенно монтмориллонита) и редко когда слагают целиком всю породу, являясь обычно лишь примесью в глинистой фракции, сильно варьирующей в количественном отношении. Сепиолиты же связаны почти исключительно с доломитами (часто седиментационными и загипсованными), реже — с доломитизированными известняками, обычно ма-логлинистыми или даже не содержащими глинистых и терригенных ми-нералов в нерастворимом остатке. Макроскопически палыгорскитовые глины име-ют обычно светло-серую, светло-зеленую, серовато-зе-леную, розовую, лиловую или коричневатую-желтую окраску. Они слоисты или листоваты и легко расслаиваются на тонкие листочки или рассыпаются в мелкую крошку. Отдельные листоч-ки или пластинки очень хрупки. Удельный вес палы-горскитовых глин каширско-го горизонта, по определени-ям И. И. Трофимова (1944), 2,37—2,51, объемный вес 0,94—0,92, т. е. меньше еди-ницы, вследствие чего они должны были бы держаться на поверхности воды, но в действительности, как ука-зывает И. И. Трофимов, даже небольшие кусочки этих глин мгновенно вбирают в себя воду и погружаются.



Фиг. 85. Палеоклиматическая карта нижнего карбона Европейской части СССР и Западной Сибири (по Н. М. Страхову)

Северная умеренно-влажная зона: 1 — угли; 2 — бокситы; 3 — аридная зона; 4 — Краснополянская скважина; 5 — Бузулукская скважина

Глины данного типа сильно гигроскопичны, что сближает их с монтмориллонитовыми. Каширские палыгорскитовые глины, как и мергели, также размокают в воде и при лежании на открытом воздухе быстро пронизываются густой сетью трещин и разрушаются, отчего и получили местное название «трескуны». Эти свойства И. И. Трофимов совершенно правильно объясняет наличием в палыгорскитах примеси монтмориллонита. По составу примесей И. И. Трофимов выделяет в каширском горизонте известковые, доломитовые и кремнистые палыгорскитовые глины, но одновременно отмечает отсутствие среди них песчаных или алевроитовых разновидностей. Примесь песчаных и алевроитовых частиц в них не превышает 5%.

Содержание аутигенной SiO_2 , которая могла бы реагировать с Mg^{2+} при образовании палыгорскита в каширских породах, в том числе и в палыгорскитовых разновидностях, ничтожно (табл. 76) и почти во всех случаях не выходит за пределы ошибки определения. Лишь в одном случае оно достигает 5,9%, но поскольку И. И. Трофимов не проводит контрольных определений полуторных окислов в содовой вытяжке, эту цифру нельзя считать достоверной. Под микроскопом палыгорскитовые глины обнаруживают волокнисто-чешуйчатое строение и ориентированную раскристаллизацию, преимущественно с одновременным угасанием. В некоторых участках отмечается угасание отдельными блоками. Палыгорскитовое вещество включает единичные зерна кварца, пластинки слюды и

Содержание растворимого кремнезема в породах среднего и верхнего карбона южной части Подмосковского бассейна

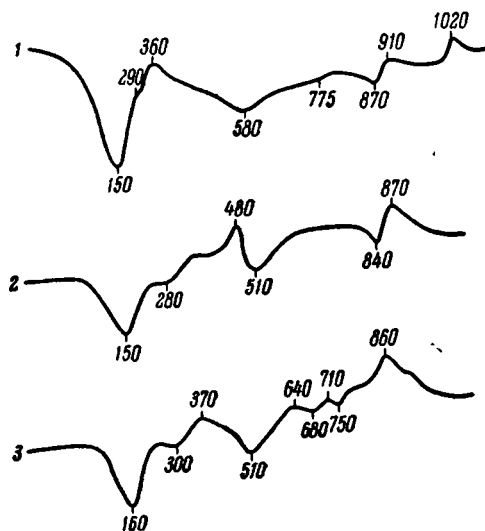
(По исследованиям И. И. Трофимова)

Порода	Место взятия пробы	Содержание аморфной SiO_2 в %
Доломит афанитовый	Ратовский овраг	0,67
Глина палыгорскитовая	Река Бойня	0,33
» »	» »	0,48
Мергель палыгорскитовый, сильно гигроскопичный	Река Осуга у дер. Коротнево	0,44
Глина палыгорскитовая сиреневая	То же	0,21
Известняк с ратовкиком	» »	0,30
Глина известковистая	Река Осуга у дер. Кудрино	0,52
Глина палыгорскитовая, зеленоватая, гигроскопичная	Москва, скважина на Ордынке	5,90

реже — зерна других терригенных минералов, а из глинистых — чаще всего чешуйки монтмориллонита и гидрослюда. Палыгорскит в ассоциации с монтмориллонитом встречен в каширских глинах Кораблино (у Ряжска), Ржева, Зубовой Поляны (фиг. 87), в верейском горизонте Красной Поляны (обр. 2012) и в верхнем карбоне, в зоне *Triticites stuckenbergii* Красной Поляны (скв. Р-1, обр. 1339, глубина 560—563 м). Интересно, что палыгорскит здесь обнаружен в эллипсоидальных стяжениях монтмориллонитовой глины. Макроскопически глина светло-серая, плотная, камнеподобная, в воде размокает не сразу, имеет скорлуповатую отдель-

ность или образует довольно крупные (3—8 см) желваки-стяжения плоско-эллипсоидальной формы. На поверхности таких стяжений или в изломе наблюдаются мелкие ржаво-охристые пятна — следы окисления пирита, часто с реликтами зерен последнего в центре таких пятен. В свежем изломе заметно наличие зерен алевроитового материала.

Под микроскопом в шлифах видно, что эта глина образована серой при скрещенных николях, тонкочешуйчатой массой монтмориллонита с показателем преломления ниже канадского бальзама. Глинистое вещество цементирует обломки терригенных минералов — свежие зерна пироксена и роговой обманки, полевого шпата и плагиоклазов. Микроструктура глин ячеистая, весьма сходная со структурой серпентинитов. Отмечаются крупные скопления кристаллов пирита октаэдрического габитуса и, реже, удлинённые чешуйки биотита.



Фиг. 87. Термограмма глин палыгорскитово-монтмориллонитового состава из каширского и подольского горизонтов Русской платформы.

1 — Ржев, скв. 18, обр. 57, фракция <0,001 мм;
2 — Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 383, исходная порода;
3 — Зубова Поляна, скв. Р-1, обр. 400, исходная порода

В иммерсионных препаратах фракции $< 0,001$ мм и $0,001-0,01$ мм наблюдается тонкочешуйчатая масса монтмориллонита, бесцветная или зеленовато-серая в проходящем свете и синевато-серая при скрещенных николях с $N_{cp} = 1,516 \pm 0,003$. Удлиненные чешуйки имеют обычно несколько меньший показатель преломления, чем более крупные пластинки округлых очертаний.

Кривая нагревания (обр. 1339) имеет очень хорошо развитую эндотермическую остановку при 130° , связанную с выделением значительного количества низкотемпературной конституционной воды, характерной для монтмориллонитов, и очень слабую эндотермическую остановку при 600° . Резкое ослабление данного эндотермического эффекта весьма характерно для магнезиальных разностей монтмориллонита при наличии замещения ионами Mg^{2+} ионов Al^{3+} в октаэдрических слоях. Химический состав фракции $< 0,001$ мм по молекулярному соотношению $Al_2O_3:SiO_2$ и низкому содержанию окисного железа точно соответствует составу монтмориллонитов и отличается лишь повышенным содержанием магния ($Mg > 6\%$) и щелочей, особенно Na_2O . Повышенное содержание силикатного магния, как показали исследования под электронным микроскопом, частично обусловлено наличием волокнистого Mg-силиката, тогда как повышенный процент щелочей в данном случае связан не столько с гидрослюдой, сколько с примесями тонкозернистых терригенных минералов (полевого шпата, слюды и др.).

Мощность палыгорскитовых глин в каширском горизонте, по исследованиям И. И. Трофимова, изучавшего их в обнажениях, достигает 2 м, но чаще они образуют более тонкие, хорошо выдержанные прослои мощностью 0,1—0,3 м. И. И. Трофимов отмечает, что палыгорскитовые глины иногда переслаиваются с криноидными известняками и содержат органические остатки. В известковых глинах кальцит может присутствовать в форме органических остатков, микрозернистых сгустков или в виде отдельных линзочек. В доломитовых глинах, содержащих палыгорскит, доломит представлен обычно мелкими, хорошо образованными ромбоздрами или полиморфной массой.

В кремнистых разностях палыгорскитовых глин И. И. Трофимовым отмечены агрегаты микрозернистого кварца или халцедона, примесь серицита и монтмориллонита. По простиранию, а часто и вверх по разрезу слои палыгорскитовых глин постепенно переходят в доломиты и, в более редких случаях, в чистые известняки. Переходной породой от палыгорскитовых глин к доломитам или известнякам является доломитовый или известняковый мергель, в котором тонкая глинистая фракция сложена целиком палыгорскитом, часто с примесью монтмориллонита. Макроскопически такие мергели обычно светло-зеленые, слоистые, причем слоистость у них волнистая или линзовидная, иногда в керне заметен резкий переход таких мергелей вниз по вертикали в кремневый мелкозернистый известняк. Палыгорскитовые мергели более легкие, чем глины, и сильнее расслаиваются на плоские и хрупкие пластины, листочки или скорлупки. Чем больше в мергелях палыгорскита, тем они легче и быстрее расслаиваются. Выветрелые участки таких пород белеют и становятся гибкими, как асбест. В палыгорскитовых мергелях палыгорскит, как и в глинах, сопровождается карбонатными минералами разного состава. Это установлено нами при помощи термического анализа наиболее карбонатных разностей палыгорскитовых пород в новых местах их нахождения — в разрезе скважин Кораблино, Ржева, Воротынского, Zubовой Поляны, Поречкой, Ульяновска, Мелекесса, Шарьи и др. Палыгорскиты не проявляют заметной приуроченности к какому-либо определенному типу карбонатных пород. Так, в породах каширского горизонта центральных и особенно восточных районов Русской платформы палыгорскиты чаще встречаются в мергелях известковистых, частью доломитовых и значительно

реже связаны непосредственно с доломитовыми породами, имеющими в этом случае диагенетическое происхождение и часто обнаруживающими окремнение. Из карбонатных минералов, по определениям П. П. Кузнецовой и З. В. Тимофеевой (табл. 77, 78), в породах, вмещающих палыгорскит, чаще всего можно встретить кальцит ($N_{\text{ср}} = 1,658$), реже — железистый кальцит ($N_{\text{ср}} = 1,671$), нормальный доломит ($N_{\text{ср}} = 1,681$)

Т а б л и ц а 77

Состав карбонатных минералов в палыгорскитовых и сепиолитовых карбонатно-глинистых породах каширского горизонта Русской платформы

Местоположение скважин	№ образца	Вмещающая порода	Карбонатные минералы и их показатель преломления*
Палыгорскиты:			
Зубова Поляна	398	Глина известковистая	Кальцит (1,658), единичный слабожелезистый кальцит, единичный гипс
То же	400	То же	Карбонатов очень мало: кальцит (1,658), слабожелезистый кальцит (1,671), единичный доломит (1,681)
» »	393	» »	Единичные карбонаты (1,668)
Ржев	138	» »	Единичные карбонаты: доломит (1,681) и кальцит (1,658)
Кораблино	247	Мергель	Кальцит (1,658)
»	247a	Известняк	Кальцит (1,658)
Сепиолиты:			
Ульяновск	618	Доломит	Карбонатов мало: кальцит (1,658), единичный слабожелезистый кальцит или слабомагнезиальный доломит (1,677)
Шарья	494	»	Кальцит (1,658), единичный железистый кальцит или слабокальцевый доломит (1,670)

* В скобках показана средняя величина преломления.

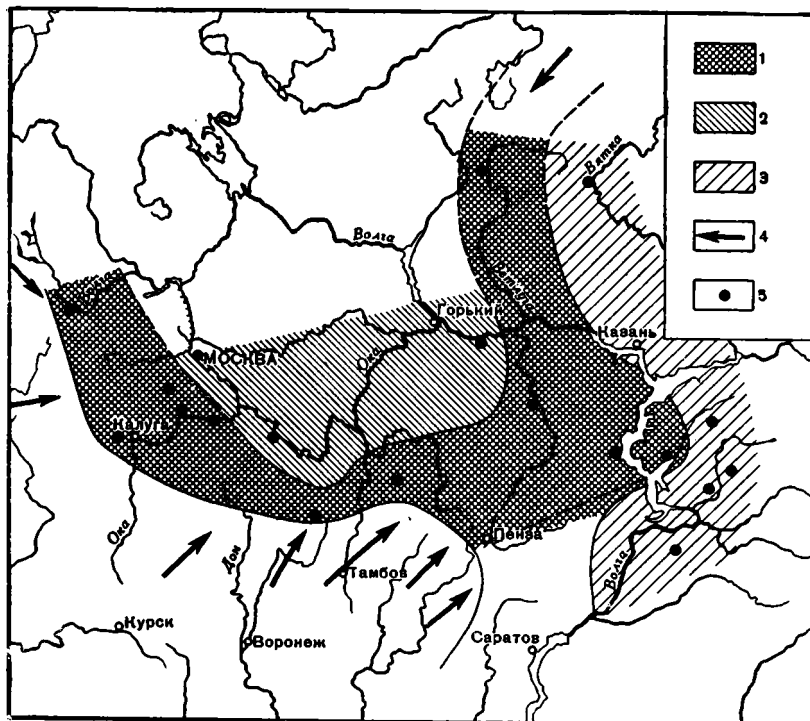
и слабо магнезиальный доломит ($N_{\text{ср}} = 1,677$). Гипс отмечается весьма редко. Тяготение палыгорскитов к глинисто-карбонатным породам и, наоборот, безразличное их отношение к составу карбонатных минералов

Т а б л и ц а 78

Химический состав (в %) карбонатной части палыгорскитовых пород каширского горизонта Русской платформы

Пункт	№ скважины	№ образца	CO ₂	Нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CaCO ₃	MgCO ₃	Избыточный MgO
Ржев	70	21a	23,30	20,11	2,06	15,41	10,66	27,52	21,44	0,41
Кораблино	33668	247	9,06	68,24	1,97	8,96	0,80	16,0	0,04	0,78
Шарья	P-1	494a	35,30	10,89	0,81	43,01	4,54	76,80	2,89	3,16
Токмово.	P-1	521	12,50	57,46	1,84	15,07	1,02	26,91	1,26	0,42
Ульяновск	P-1	618	6,30	42,82	2,30	9,10	16,16	14,44	—	16,16

довольно ясно иллюстрируется схемой пространственного распределения палыгорскитов в осадках каширского морского бассейна (фиг. 88). Сопоставление этой схемы с фациальной картой каширского горизонта



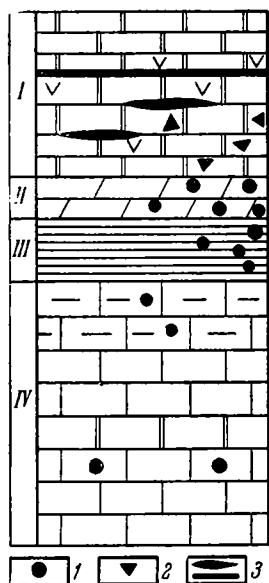
Фиг. 88. Схема распространения магнизиальных силикатов типа палыгорскита в отложениях каширского горизонта Русской платформы.

Содержание палыгорскита: 1 — значительное; 2 — малое; 3 — минерал отсутствует; 4 — направление сноса; 5 — скважины, исследованные автором

Л. М. Елиной (фиг. 83) показывает, что максимальное количество магнизиальных силикатов палыгорскитового ряда, по данным электронной микроскопии, обнаруживается в полосе мелководных прибрежно-морских осадков, простигающейся от Ржева до Токмово вдоль границы с областью размыва; осадки представлены (по А. Б. Ронову, 1956) карбонатными породами, переходными от известняков к доломитам. Далее к северо-востоку полоса максимальных концентраций Mg-силикатов типа палыгорскита протягивается от Токмово через Ульяновск, Мелекесс, Порецкую до Шарьи, также не выходя за пределы зоны пород, переходных от известняков к доломитам (по А. Б. Ронову), а иногда располагаясь и в самой зоне известняков (Ульяновск, Мелекесс), а не в зоне доломитов. В центральной зоне максимума доломитов, наоборот, наблюдается малое содержание Mg-силикатов, судя по образцам из Мосолова и Лыскова. В то же время породы каширского горизонта восточной окраины платформы в разрезах Покровки, Раковки, Боровки, Белебея, Котельнича совершенно лишены магнизиальных силикатов.

Нетрудно видеть, что полоса с максимальными количествами Mg-силиката не имеет привязанности к какой-либо определенной фациальной обстановке. Она проходит в основном по первой и третьей фациальной зонам, выделенным Л. М. Елиной, но частично захватывает также вторую и четвертую зоны (фиг. 76). Конфигурация этой полосы указывает на связь Mg-силикатов типа палыгорскита с выносом рек, особенно многочисленных в юго-западной части Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба, а также с осадками меридиональной, наиболее прогнутой зоны, протягивающейся с юга на север от Ульяновска,

Мелекесса, через Порецкую, до Шарьи. В эту область осадконакопления тончайшие частицы палыгорскита заносились течениями, имевшими в каширское время (по Елиной, 1959), как уже подчеркивалось выше, преимущественно меридиональное направление.



Фиг. 89. Геологические условия залегания палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях C_2-3 Русской платформы

I — доломиты, реже — доломитизированные известняки (иногда глинистые) с гипсом, ангидритом и сепиолитом; *II* — палыгорскитовые мергели; *III* — глины известковистые и доломитовые с палыгорскитом; *IV* — известняки и доломитизированные известняки с небольшими прослоями доломитов, иногда глинистые с палыгорскитом.

1 — палыгорскиты, слагающие в мергелях и глинах фракцию $<0,001$ мм целиком, или с другими глинистыми минералами; 2 — стяжения и лепешки сепиолита; 3 — линзы и прослои глин чисто сепиолитового состава

Такая связь палыгорскита с течениями и занос его в халистазы была показана нами ранее и для современных водоемов аридной зоны на примере Аральского моря. Аутигенный магнезиальный силикат типа палыгорскита в условиях каширского бассейна мог, вероятно, образовываться лишь при наличии в осадке других глинистых алюмосиликатных минералов (прежде всего — монтмориллонита), при обилии растворенного магния и подвижной кремнекислоты. К более подробному рассмотрению этого вопроса мы еще вернемся в заключительной части раздела.

В отличие от палыгорскитов, приуроченных к более глинистым разностям пород (известковым глинам и мергелям) и не реагирующих на состав вмещающих карбонатов, иные условия залегания и генезис имеют сепиолитовые минералы. Последние в вертикальном разрезе обычно связаны со сменой известняков (часто органогенных) на доломиты или доломитизированные, часто загипсованные известняки с кремнистыми включениями и прослоями (фиг. 89). При этом сепиолиты, как правило, залегают выше границы известняков с доломитами, т. е. в самой толще доломитов или доломитизированных известняков. Так, в типичной аридной зоне верхнего карбона, в разрезе Лысковской скважины 47, обнаружены два прослоя сепиолита. Первый из них, представленный глинистым плитчатым доломитом (обр. 228, глубина 219—221 м) в подошве пермских отложений, лежит на органогенно-детритусовых известняках с фауной фузулинид, брахиопод, криноидей и фораминифер и перекрывается сплошной толщей доломитов с фауной швагеринового горизонта, загипсованных в верхней части разреза. Второй прослой сепиолита (обр. 2186, глубина 232—238 м) из псевдофузулинового горизонта гжельского яруса связан с тонким прослоем пятнистых красноватых глин, заключенных в доломитах. В аналогичной обстановке залегает сепиолит в разрезе Порецкой скважины (глубина 342—355 м) в самых низах зоны *Triticites montiparus* касимовского яруса. Прослой сепиолита (обр. 416) лежит здесь на фузулиновых и органогенно-детритусовых, часто доломитизированных глинистых известняках и покрывается доломитами.

Не менее характерны условия залегания сепиолитов и в карбонатных породах каширского горизонта в Мелекессе (скв. 1, образцы 643, 644, глубина 1114—1120 м), где он подстилается органогенно-детритусовыми и обломочными известняками с гипсом, а перекрывается глинистыми доломитами с прослоями гипсов. Здесь интересно отметить, что, по существу, такая же обстановка залегания характерна и для сепиолитов, обнаруженных нами не в собственно аридной зоне, а в карбо-

натных породах гумидной зоны и в пунктах, граничащих с аридной областью. Это относится к образцам из алексинского (образцы 2425, 2469, 2478, 2479) и тарусского (образцы 2312 и 2314) горизонтов Красной Поляны, а также серпуховской свиты Бузулука (скв. Р-1, образцы 120—123).

В алексинском горизонте, где сепиолиты впервые были нами обнаружены, прослои сланцеватых «восковидных» глин и мергелей сепиолитового состава залегают в большинстве случаев также на известняках и покрываются доломитами. Доломиты кровли обычно темно-серые, пелитоморфные, глинистые, нередко с прожилками и включениями вторичного кварца. Подстилающие известняки мелкозернистые или пелитоморфные, глинистые, с прожилками вторичного кремнезема и окремнелыми остатками фауны. В отдельных прослоях они обогащены глинистым и органическим веществом, иногда содержат мелко рассеянный пирит, мелкие криноидеи, трубки сиренгопор и фораминифер. В тарусском горизонте серпуховской свиты Красной Поляны (скв. Р-1, глубина 1580—1586 м) сепиолит приурочен к верхней части горизонта, сложенной переслаиванием глин, доломитов и известняков. Пласты глин имеют здесь мощность от 1,5 до 3,5 м и разделены прослоями доломитов и известняков различной мощности. Прослои глин сепиолитового состава имеют мощность 0,3—0,4 м. Линзочки или прослои сепиолита сравнительно редко ассоциируют с монтмориллонитом, гидрослюдой и часто совершенно лишены терригенных минералов. Вмещающие их доломиты обычно менее глинисты, чем породы, сопровождающие палыгорскиты.

Не менее резко сепиолиты отличаются от палыгорскитов и по литологическому облику. В отличие от палыгорскитов, чаще всего слагающих тонкопелитовую фракцию карбонатных глин и мергелей, сепиолиты образуют мономинеральные прослои, по химическому составу в большинстве случаев точно отвечающие формуле данного минерала. Макроскопически сепиолит в аридных отложениях верхнего карбона (Лысково, Порецкая) имеет вид белой или серебристой, довольно рыхлой порошковатой массы, лишенной видимых примесей. Но более часто сепиолит, как в осадках аридной зоны каширского горизонта Мелекесса и Ульяновска, так и в карбонатных породах нижнего карбона, в зоне, граничившей с аридной областью, образует крупные лепешки слюдоподобного пластинчатого или чешуйчатого габитуса с весьма совершенной спайностью по плоскости (001). В тонких спайных листочках цвет желтый, в более крупных пластинках — золотисто-коричневый, на плоскостях спайности — перламутровый блеск. Внешне эти чешуйки сепиолита сходны с чешуйками слюд (особенно флогопита). Однако, в отличие от последних, они не гибки, не упруги и легко разламываются при сгибании. Поверхность чешуйчатых агрегатов или лепешек часто волнисто изогнута, нередко сепиолит образует во вмещающей карбонатной породе скорлуповатые стяжения диаметром до 8 мм. Мощность прослоев крупнопластинчатого сланцеватого сепиолита достигает 10 см, а восковидных глин сепиолитового состава — 50 см и более. Глины сепиолитового состава обычно зеленовато-серые или золотисто-темно-серые, пятнистые, восковидные, карбонатные, тонкослоистые и скорлуповатые, легко расслаивающиеся на тонкие пластинки и скорлупки.

Таким образом, основные различия в геологических условиях залегания палыгорскитов и сепиолитов сводятся к следующему. Хотя оба минерала в большинстве случаев залегают на границе с доломитами, но положение их в вертикальном разрезе различно, как различен и парагенез с литологическими типами пород и минералами. Палыгорскиты, как правило, расположены ниже границы известняков с доломитом и слагают нередко тонкопелитовую фракцию пород. Они обычно тяготеют к более глинистым породам — известковистым глинам и известковистым

мергелям. Палыгорскиты довольно индифферентны к доломитизации, чаще связаны с кальцитом, чем с доломитом, и еще реже сопровождаются гипсом. Сепиолиты, имея в вертикальном разрезе более четкую связь со сменой известняков доломитами, расположены обычно выше этой границы и залегают чаще всего в самой толще доломитов, нередко пелитоморфных и микрозернистых, седиментационного происхождения. Доломиты часто загипсованы или содержат стяжения и прослои вторичного кремня. Стяжения, прослои и линзы сепиолита более чисты и лишь в исключительных случаях содержат примесь других глинистых или терригенных минералов и ассоциируют не с доломитами, а с известняками. Все это, а также редкость достоверных случаев совместного нахождения палыгорскитов и сепиолитов, несомненно, указывает на несколько различные этапы их образования и условия, отличающиеся как по солености, так и по приносу терригенного глинистого материала.

ГЕНЕЗИС ПАЛЫГОРСКИТОВ И СЕПИОЛИТОВ В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАРБОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Наличие палыгорскита в осадочных породах, в том числе в отложениях каширского горизонта Подмосковья, уже было описано ранее М. С. Швецовым (1958), А. Н. Назарьяном (Швецов, 1958), И. И. Трофимовым (1944) и другими, но поскольку это были единичные находки, мы до сих пор не имеем более полного представления об их генезисе. Особенности литологического облика, условий залегания, приуроченность к тем или иным петрографическим типам пород или сопутствующим минералам, выявленные за последние годы нашими исследованиями, дают возможность несколько конкретизировать черты генезиса магнезиальных силикатов в нормальных осадочных породах. Как уже отмечалось выше, в отличие от сепиолитов, палыгорскиты осадочных пород приурочены к известковистым глинам и известковистым мергелям. Они чаще переходят в обычные глины, не содержащие легкорастворимого силикатного MgO , и в породы с терригенным песчано-алевритовым материалом. Очень часто палыгорскиты сопровождаются тем или иным количеством монтмориллонита, присутствие которого здесь не всегда легко распознать. По составу вмещающих карбонатных пород палыгорскиты также заметно отличаются от сепиолитов — они меньше тяготеют к доломитам, больше приурочены к известковистым мергелям и известнякам, т. е. довольно безразличны к составу сопутствующих карбонатных минералов. Наконец, как это видно из схемы пространственного распределения палыгорскита в осадках каширского горизонта (фиг. 88) и из геохимической карты распределения MgO в карбонатных породах среднего карбона (фиг. 84), максимальные концентрации палыгорскита наблюдаются в зоне с минимальной и средней доломитностью пород, т. е. в зоне пород, переходных между известняками и доломитами. В то же время в центральной зоне пород S_2 , с максимальной доломитностью, отмечается пониженное содержание палыгорскита или даже его отсутствие. Кроме того, на восточной окраине платформы, в районе Серноводска, Боровки, Раковки, Белебея, во всех образцах доломитов совершенно отсутствуют магнезиальные силикаты.

Все это говорит о том, что палыгорскиты, очевидно, отлагались в водоемах с меньшей соленостью, чем сепиолиты, на что указывает не только меньшая связь палыгорскитовых мергелей с доломитами, но и меньшая их загипсованность, так как гипс присутствует в них далеко не всегда и лишь в виде единичных зерен. Максимальные концентрации палыгорскитов каширского горизонта приурочены к юго-западному участку бассейна, к зоне выноса взвесей многочисленными реками,

а в меридиональной полосе Ульяновск — Порецкая — Шарья они расположены в наиболее депрессионной зоне и занесены в нее течениями. Таким образом, мы вынуждены признать аллотигенный генезис значительной части палыгорскитов среднего карбона Русской платформы. Следует подчеркнуть, что в отношении аридного литогенеза это не вызывает недоумения. Если в настоящее время для водоемов аридной зоны Н. М. Страховым и другими исследователями совершенно однозначно доказан факт переноса во взвесах до 25% такого легкорастворимого минерала, как кальцит, то почему сравнительно устойчивый минерал гипергенеза — палыгорскит не может переноситься в виде тончайшей взвеси реками, впадающими в морские или озерные водоемы аридных областей?

На примере Аральского моря нами уже было показано, что палыгорскит переносится Сыр-Дарьей и Аму-Дарьей и разносится течениями по дну моря. Палыгорскиты на водосборных площадях аридных областей обнаружены не только нами — в осадках такыровых озер Кызылкумов (по образцам О. И. Зеленовой), но также С. М. Юсуповой (1955) — в неогеновых отложениях Южно-Таджикской депрессии (Дарваз) и А. И. Перельманом (1950, 1959) — в древних солонцах Юго-Восточных Каракумов. При этом указанные авторы описывают горизонты почв и кор выветривания, сложенные палыгорскитом и сепиолитом, и даже целые месторождения, которые, несомненно, могли размываться, переноситься в водоемы и таким путем попадать в осадочные породы.

Следовательно, аллотигенное происхождение палыгорскитов в осадках водоемов аридных зон вполне естественно и закономерно. Но можно ли данный способ образования палыгорскитов распространить на все случаи нахождения этих минералов в осадочных породах? Нет, по-видимому, нельзя. Мы отмечали случаи нахождения палыгорскита в пелитоморфных тонкослоистых мергелях без всякой примеси терригенных или глинистых минералов. Известно, что иногда в палыгорскитах имеется примесь сепиолита — минерала, которому в условиях каширского бассейна никак нельзя приписывать аллотигенное происхождение. Наконец, в литературе пока описаны лишь единичные факты заметного распространения палыгорскитов в карбонатных породах визейского яруса, т. е. в гумидной зоне Русской платформы, где неизвестны какие-либо следы их смыва с водосборного бассейна или признаки близости последнего к аридной зоне. В карбонатных осадках гумидной зоны Русской платформы, а именно в нижнем карбоне, типичные палыгорскиты были встречены в самой верхней части разреза, в стешевском горизонте серпуховской свиты (Зхус, 1956). Палыгорскит оказался широко распространенным вблизи с. Сычевки (Ржевский участок) и у г. Воротынска, расположенных одно от другого на расстоянии 300 км. Прослой палыгорскитовых глин достигают мощности 2,0—2,5 м. Палыгорскит является здесь основным и единственным глинистым минералом в десятиметровой толще глин, мергелей и известняков. Эти палыгорскитовые мергели из стешевского горизонта, по нашим полевым наблюдениям 1956 г. в районе Воротынска и Сычевки, очень сходны с каширскими. Они такие же легкие, тонкослоистые и имеют во влажном состоянии темно-серую окраску. На воздухе они быстро расслаиваются на тончайшие хрупкие плиточки и светлеют, приобретая чистую белую окраску с легким кремовым оттенком.

Для палыгорскитовых глин стешевского горизонта И. Д. Зхус считает характерным спутанно-волоконистую микроструктуру, пятнистую окраску и наличие окисленного пирита. Все это заставляет считаться и с вероятностью хемогенного способа образования палыгорскитов в зоне диагенеза в обстановке морского осадконакопления.

Как уже отмечалось выше, палыгорскиты, в отличие от сепиолитов, отлагались в морском бассейне каширского возраста при менее значительной солености. Но мелкий платформенный водоем того времени, видимо, отличался достаточной концентрацией магния и несомненно повышенным содержанием растворенного, реакционно способного кремнезема, что считается, по мнению Н. М. Страхова (1960), характерным для морей палеозоя Русской платформы вследствие повышенного процента в них углекислоты. Однако для образования палыгорскита, кроме растворенного магния и кремнекислоты, необходим еще и реакционно способный алюминий. Вопрос об источнике подвижного алюминия для образования палыгорскитов в морском бассейне является наиболее трудно разрешимым. В данном случае нельзя предполагать, что свободный растворенный глинозем поступал в каширский водоем в составе речных вод с водосборного бассейна аридной зоны, так как при величине рН от 7 до 9, обычной для рек засушливых областей, он нерастворим (Страхов, 1960б). Значит, надо искать источник глинозема в осадках самого бассейна. И. И. Трофимов (1944) в свое время полагал, что при образовании палыгорскита в диагенезе соли хлористого и сернокислого магния реагировали с Al_2O_3 , содержащейся в глинистом осадке, который он принимал за каолинит.

Сейчас, когда мы знаем, что магнезиальные силикаты образуются преимущественно в зоне аридного литогенеза, где каолинит не возникает ни на водоразделах, ни в водоеме, возможность реакции солей магния с каолинитом исключается, ибо каолинит не является минералом, постоянно сопутствующим палыгорскиту. Так как установлено постоянное совместное нахождение палыгорскита и монтмориллонита, то случаи перехода последнего в палыгорскит в зоне выветривания заставляют предполагать возможность образования палыгорскита и в зоне морского осадконакопления, в результате химического взаимодействия Mg^{2+} придонных и иловых вод с весьма тонкодисперсными коллоидными частицами монтмориллонита, при участии аутигенной SiO_2 в зоне диагенеза.

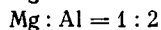
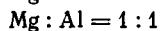
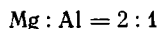
Поскольку образование палыгорскита, как сейчас выясняется, происходило, по-видимому, на несколько более раннем этапе развития аридного осадконакопления, то возникновение палыгорскита в результате взаимодействия с монтмориллонитом ранее выпавшего в осадок сепиолита становится маловероятным. Поэтому естественно предполагать адсорбцию Mg^{2+} монтмориллонитом с замещением в его октаэдрических слоях и с последующим образованием вначале, может быть, Mg -монтмориллонитов с различным содержанием магния, а затем и палыгорскитов. При особенно благоприятных условиях весь коллоидно-дисперсный монтмориллонит мог перейти в палыгорскит, и промежуточная стадия не была зафиксирована, но в некоторых случаях, особенно в монтмориллонитовых глинах, она улавливается, как это и имело место в зоне верхнего карбона Красной Поляны. Mg^{2+} адсорбируется из морской воды, как показали Уайтхауз и Маккартер (1958), предпочтительнее ионов K^+ , что может приводить к весьма существенным изменениям кристаллической решетки монтмориллонита — до 23% его первоначального объема. Этому благоприятствует отсутствие органического вещества. В исследованных нами морских осадках аридных областей отмечено лишь ничтожное содержание органического углерода. Однако в экспериментах Уайтхауза и Маккартера, при отсутствии органического вещества и свободной кремнекислоты, из монтмориллонита образовывались в первую очередь магнезиально-железистые хлориты, в осадках же морских бассейнов карбона, при относительном обилии растворенной кремнекислоты, повышенной солености и малом содержании закисного железа, очевидно, формировались аутигенные магнезиальные алюмоси-

ликаты типа палыгорскита. При этом уместно указать, что во всех изученных нами осадочных породах ни разу не были встречены железистые разновидности палыгорскита или сепиолита. Аутигенное образование палыгорскитов путем изменения части монтмориллонита, видимо, облегчается некоторым сходством структур этих минералов. Не случайно Лаппаран (1936), Нагельшмидт (1934), В. С. Соболев (1949), Д. П. Сердюченко (1955), С. Г. Дромашко (1953) и В. И. Михеев (1957) считают, что палыгорскиты, подобно другим глинистым минералам, имеют слоистую структуру и по своему химизму близки к монтмориллонитам.

Характерно, что в рентгенографическом определителе В. И. Михеева палыгорскит помещен в тот же отдел слоистых силикатов трехвалентных металлов с переменным содержанием воды, куда входят монтмориллонит и Mg-монтмориллонит, тогда как сепиолит вошел в группу слоистых силикатов с добавочными слоями $(OH)^{-1}$.

Д. П. Сердюченко (1955) указывает, что некоторые палыгорскиты химически точно соответствуют собственно монтмориллонитовому ряду ($Si_{IV}=4$), другие немного уклоняются от него в сторону бейделлитов ($Si_{IV}=3,9$), третьи точно соответствуют ряду сепиолит — монтмориллонит ($Si_{IV}=4,13-4,15$), четвертые занимают промежуточное положение между составом монтмориллонитов и парамонтмориллонитов ($Si_{IV}=4,706-4,09$). Весьма характерно, что по отношению к органическим красителям, в частности к метиленовому голубому (МГ), палыгорскит, по нашим наблюдениям, ведет себя совершенно так же, как и монтмориллонит, и характеризуется идентичной спектральной кривой поглощения МГ, с резким сдвигом максимума адсорбции в сторону длинных волн (656—670 мкм) после добавки KCl и сменой фиолетовой окраски на зеленую. Основываясь на поведении палыгорскитов при обезвоживании и изменении величины светопреломления в разных температурных интервалах, а также на данных порошковых рентгенограмм, С. Г. Дромашко (1953) пришла к выводу, что по химическому составу палыгорскиты можно считать промежуточными минералами между тальками и пирофиллитами, через коллоидные разновидности последних. Поэтому С. Г. Дромашко считает, что состав палыгорскита удобнее всего выразить формулой монтмориллонита, богатого магнием, — $[(Mg, Al)_2(OH)_2Si_4O_{10}]H_2O$, с двумя типами этого минерала, представляющими как бы крайние члены изоморфного ряда: с преобладанием монтмориллонитового $[Al_2(OH)_2Si_4O_{10}]$ или магнезиального $[Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}]$ компонента.

Замена магния на алюминий в типичных палыгорскитах, по С. Г. Дромашко, может быть выражена молекулярными соотношениями:



При этом возможны замещения Mg^{2+} на Al^{3+} до 75% в сторону того или другого компонента. Для большинства палыгорскитов каширского горизонта, по нашим данным, по анализам М. С. Швецова (1958), а также для стешевских палыгорскитов по исследованиям И. Д. Зхуса (1956), в большинстве случаев характерны молекулярные отношения $Mg : Al = 2 : 1$ (табл. 79). Для двух образцов из каширского горизонта и для одного стешевского палыгорскита отмечено отношение $Mg : Al = 1 : 1$, а отношение $Mg : Al = 1 : 2$, указанное для палыгорскитов С. Г. Дромашко, не наблюдалось ни в одном из анализируемых образцов палыгорскитов осадочных пород. Вероятность изменения монтмориллонита в палыгорскит, кроме близости их структур, подкрепляется и фактами реального существования такого перехода в коре выветривания.

Так, Хейстек и Шмидт (Heystek, Schmidt, 1953), исследуя кору выветривания базальтов серии Сторборг в Трансваале, пришли к заключению, что при прогрессивном выветривании базальтов последние изменяются с образованием вначале монтмориллонита, а затем и аттапульгита (палыгорскита), причем количество последнего в той или иной зоне выветривания базальтов коррелируется с количеством присутствующего карбоната.

Т а б л и ц а 79

Молекулярные отношения магния к алюминию в палыгорскитах каширского и стешевского горизонтов

Местонахождение и номер образца	Стратиграфический индекс	Молекулярное отношение Mg : Al
Кораблино, обр. 237	C ₂ ^k	2 : 1
Ржев, обр. 138	»	2 : 1
Зубова Поляна, обр. 398	»	2 : 1
Ржев, обр. 21	»	1 : 1
Москва, Ордынская скв., обр. М ₁ . .	»	1 : 1
Москва, Ордынская скв., обр. М ₂ . .	»	2 : 1
Ржев, обр. 403	C ₂ st	1 : 1
Воротынский, обр. 1775	»	2 : 1
Воротынский, обр. 1790	»	2 : 1

Вывод о промежуточном структурном положении палыгорскита в изоморфном ряду тальк — пирофиллит Д. П. Сердюченко распространил на сепиолит. Этот автор (1955) пришел к выводу, что в структуре сепиолитов и палыгорскитов имеются пропуски, незаселенные места Mg и Al в октаэдрических слоях тальк-пирофиллитового (монтмориллонитового) типа. К аналогичному заключению, как указывает Д. П. Сердюченко, пришли также Мартин-Вивальди и Кано-Руиц (Martin-Vivaldi, Cano-Ruiz, 1956). Д. П. Сердюченко указывает и на возможность изоморфных замещений в этой группе минералов.

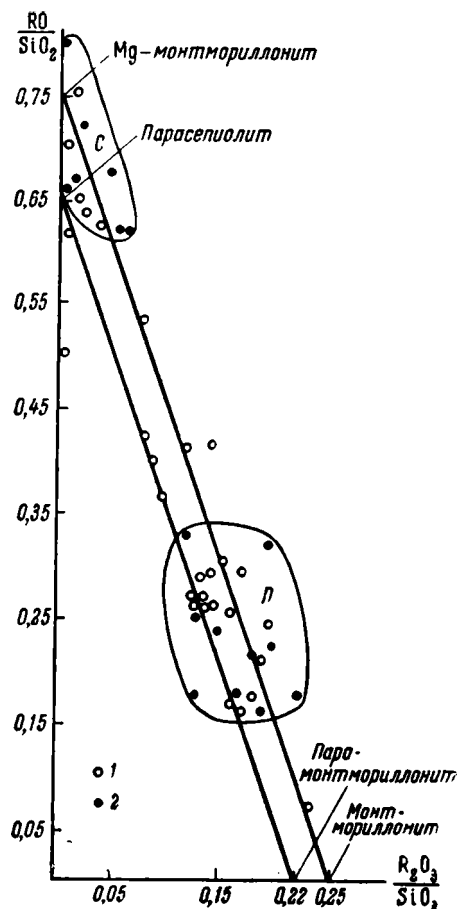
Однако, сравнивая химический состав сепиолитов и палыгорскитов, найденных нами в осадочных породах, мы пока не нашли бесспорных признаков изоморфизма в ряду палыгорскит — сепиолит. Все изученные нами сепиолиты карбона Русской платформы, как самой аридной зоны среднего и верхнего карбона, так и гумидной зоны на границе с аридной (нижний карбон), отличаются значительной чистотой. Химические анализы сепиолитов, после исключения расчетным путем карбонатов, в большинстве случаев довольно точно отвечают типичному для них составу. В тех же более редких случаях, когда отклонение химического состава сепиолитов от нормы все же наблюдается, то оно обычно вызвано примесью других глинистых минералов, таких, как монтмориллонит, гидрослюда и т. п. На чистоту мощного пласта сепиолита из осадочных отложений Валлекаса (Испания) указывает и Г. П. Чеймберс (1962). Он отмечает, что рентгеновским методом в изученном сепиолите не обнаружено никаких посторонних примесей. Таким образом, судя по химическому составу осадочных пластовых сепиолитов и палыгорскитов, мы не находим среди них переходных членов по содержанию как глинозема, так и магния.

Редки и необычны, а часто еще и не достоверны случаи совместного нахождения сепиолита и палыгорскита. Лишь слабые рефлексы палыгорскита иногда обнаруживаются на рентгенограммах сравнительно чистых сепиолитов, не имеющих отклонений в химическом составе. Наконец, расположение фигуративных точек химического состава палы-

горскитов и сепиолитов из осадочных пород на диаграмме Д. П. Сердюченко с параметрами $RO : SiO_2$ и $R_2O_3 : SiO_2$ показало очень резкое обособление их друг от друга. На фиг. 90 видно, что все каширские и стешевские палыгорскиты расположены в зоне П, ограниченной отношениями $RO : SiO_2 = 0,15—0,35$ и $R_2O_3 : SiO_2 = 0,12—0,22$, тогда как сепиолиты имеют совершенно иные параметры: $RO : SiO_2 = 0,60—0,80$ и $R_2O_3 : SiO_2 = 0,01—0,06$ — и почти целиком укладываются в зону С, без всяких переходов между этими двумя зонами.

Весьма различны параметры элементарной ячейки этих двух минералов. Так, по электронографическим данным Б. Б. Звягина, палыгорскит из Кораблино (обр. 237) имел: $a = 5,22$; $b = 17,9$; $c = 12,5$ кХ, в то время как сепиолит из Ульяновской скважины (обр. 618) имел: $a = 5,24$; $b = 26,95$; $c = 13,3$ кХ. Все эти обстоятельства, а также отсутствие химических определений примеси в палыгорскитах и сепиолитах аморфного кремнезема и кварца по методу Э. С. Залманзон заставляют нас пока скептически относиться к вопросу об изоморфизме этих двух интереснейших минералов. При этом, видимо, нельзя не учитывать и результатов структурных исследований Надя и Брэдли (1955), а также Преизингера (1959), показавших существенные различия структуры сепиолита и палыгорскита. Естественно, что эти два минерала достаточно различаются и по способу образования. Как уже упоминалось ранее, выяснение генетических связей магнезиальных силикатов с петрографическими типами пород и сопутствующими карбонатами и глинистыми минералами показало, что сепиолиты чаще всего встречаются в виде скорлуповатых выделений среди первичных седиментационных доломитовых пород или в виде маломощных пропластков восковидных глин сепиолитового состава, заключенных в тех же седиментационных доломитах, редко с заметным количеством обломочного материала, или целиком слагают глинистую фракцию карбонатных пород и почти не встречаются в мергелях.

Случай, когда Mg-силиката, присутствующего в форме сепиолита, в породе мало, весьма редки или вовсе неизвестны. Характерно, что сепиолиты не дают постоянных переходов к глинам обычного типа, совершенно не содержат TiO_2 и обладают хорошей кристаллическостью. В верхнем карбоне Лысковской и Порешкой скважин и во многих других разрезах установлена интересная приуроченность сепиолитов к



Фиг. 90. Диаграмма химического состава магнезиальных силикатов, построенная по способу Д. П. Сердюченко, с привлечением его данных.

1 — образцы Д. П. Сердюченко; 2 — образцы М. А. Ратеева
С — зона сепиолита; П — зона палыгорскита

смене нормально-морских условий седиментации, при которых отлагались органогенно-детритовые и фузулиновые известняки, режимом более засоленного бассейна, причем в дальнейшем формирование осадков сопровождалось образованием последовательно доломитизированных известняков, сепиолитовых доломитов, глин чисто сепиолитового состава и, наконец, загипсованных доломитов. Да и само доломитообразование, по данным Н. М. Страхова (1958), происходило в условиях некоторого осолонения водоемов. Н. М. Страхов указывает, что, независимо от того, возникали ли доломиты в озерах или лагунах, в краевых обособленных частях древних морских бассейнов или же в центральных частях платформенных морей, области их образования неизменно характеризовались несколько повышенной соленостью по сравнению с участками, где доломитообразование не было. Это обстоятельство достоверно свидетельствует о том, что массовое накопление доломитов в озерах и морях прошлого было приурочено к совершенно определенным климатическим зонам. Начиная уже с нижнего палеозоя массовое доломитообразование является процессом, характерным для аридной зоны, аридного литогенеза. И это не случайно, а обусловлено отсутствием стока по водоемам аридной зоны, поступлением в них значительного количества магния, концентрирующегося на водосборных площадях аридных областей с малоактивным тектоническим режимом, запрещающим интенсивную подачу в водоемы обломочного материала.

В палеозойских морях аридной зоны Русской платформы не ощущалось и недостатка в свободном кремнеземе как в иловых водах, так, вероятно, и в воде самих водоемов. Таким образом, обстановка морского осадконакопления позднейшего этапа аридного литогенеза, которую так ярко обрисовал Н. М. Страхов (1962), с высокой соленостью водоема, обилием магния и свободного кремнезема, с высокощелочной средой, с $pH > 10$, с перекрещиванием геохимических циклов магния и кремнезема, с достижением порою точки насыщения силикатного соединения $MgSiO_3$, была весьма благоприятной для аутигенного образования сепиолитов. Доломитообразование и хемогенная садка гипса могли в одних случаях предшествовать седиментационному образованию сепиолита, а в других и завершать его. При наличии некоторого количества растворенного кремнезема в морской воде гидросиликат магния сепиолитового состава $4MgO \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$ мог частично непосредственно осаждаться хемогенным путем в стадию седиментогенеза или же сначала осаждалась основная соль магния — $Mg(OH)_2$, которая в зоне диагенеза при нехватке CO_2 непосредственно реагировала с аутигенной SiO_2 иловых растворов, образуя сепиолитовое вещество, которое в стадию диагенеза перераспределялось, сгужаясь в желваки, скорлуповатые стяжения и отдельные лепешковидные образования. Химическая садка сепиолита, или $Mg(OH)_2$, вероятно, могла происходить только после того, как весь резерв CO_2 был израсходован на образование карбонатов. Возможность хемогенной садки магнезиальных силикатов в условиях высокой солености и сильнощелочного pH была показана Н. М. Страховым (1951) для современных водоемов — содовых озер Кулундинской степи.

Таким образом, чисто сепиолитовые линзы и маломощные пласты сепиолита являются целиком хемогенными седиментационными образованиями, тогда как при хемогенной садке очень тонких прослоев сепиолитового вещества, с последующим перераспределением и приобретением соответствующей формы в диагенезе, сепиолитовые желваки представляют собой типичные седиментационно-диагенетические образования. Процессы эпигенеза не могли принимать здесь существенного участия, поскольку сепиолиты не образуют секущих прожилков и не связаны с выделениями вторичного кремнезема. Поэтому изученные

нами пластовые осадочные сепиолиты не могли возникать ни при раздоломичивании, ни в результате реакции замещения доломитов кремнеземом в том виде, как это указывает для коры выветривания М. П. Жуйкова (1953).

Итак, палыгорскиты имеют частью аллотигенное, частью диагенетическое происхождение, сепиолиты же являются целиком хемогенными седиментационными или седиментационно-диагенетическими образованиями. Однако, несмотря на некоторые различия в генезисе этих двух минералов, оба они — весьма характерные спутники аридного литогенеза. Они могут быть развиты здесь частично как на водосборном бассейне аридных областей (палыгорскит), так и в самих морских бассейнах аридной зоны (палыгорскит и сепиолит), но их присутствие весьма необычно в осадках гумидных областей. В пределах гумидной зоны они не возникают ни на водосборном бассейне, ни в области морского осадконакопления, поскольку в рамках тетрады P_2O_5 , SiO_2 , $CaCO_3$, $MgCO_3$, по Н. М. Страхову (1960б), возможно лишь биогенное извлечение магния из морской воды, что подтверждается ограничением здесь доломитообразования рифообразующими фациями. Поэтому наличие магнезиальных силикатов в осадках гумидной зоны может быть связано почти исключительно с границей аридной зоны и с выносом из нее магния, что и подтверждается для сепиолитов нижнего карбона Красной Поляны и Бузулука, так как аридная зона, по Н. М. Страхову (1960в), располагалась в это время в Приаралье, Актюбинской области и Южном Зауралье, т. е. в непосредственной близости от данных пунктов.

Глава XIII

АУТИГЕННАЯ ГЕНЕРАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СИЛИКАТОВ ТИПА ПАЛЫГОРСКИТА В ОСАДКАХ ФЕРГАНСКОГО ЗАЛИВА ПАЛЕОГЕНОВОГО МОРЯ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Первые результаты наших исследований тонкопелитовой фракции глинисто-карбонатных палеогенных осадков Ферганы, позволившие выявить широкое распространение в них магнезиальных силикатов, были опубликованы совместно с А. И. Осиповой в 1958 г. Наличие здесь этих минералов и их генезис представляют особый интерес в связи с тем, что они образуются не только в засоленных гипсоносных лагунах, но и в опресняющихся водоемах с обильным притоком магния с водосборного бассейна, расположенного в аридной зоне. Кроме того, Ферганский залив палеогенового моря интересен набором фациально-петрографических типов пород, широким развитием доломитообразования и гипсоносных осадков. Интересна и детальная реконструкция в этом заливе условий осадконакопления, выполненная А. И. Осиповой (1956), а также Р. Ф. Геккером, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1962) путем наблюдения за составом комплексов фауны, приуроченности ее к типам осадков, распределения по дну водоема, характера захоронения и установления их палеоэкологических особенностей.

Наконец, на этом объекте мы могли в какой-то степени ощутить и влияние более значительной, по сравнению с платформой, скорости накопления осадков на распределение глинистых минералов по фациально-петрографическим типам пород, поскольку палеогеновый Ферганский залив расположен в зоне быстрого осадконакопления, приближающейся к краевому прогибу или даже к геосинклинали, на что указывают А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Меннер, Б. А. Петрушевский и другие (см. Геккер и др., 1962).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ФЕРГАНСКОГО ЗАЛИВА ПАЛЕОГЕНОВОГО МОРЯ

В палеогеновое время Ферганский бассейн, как указывает А. И. Осипова (1956), представлял собою небольшой залив, по площади близкий к современному Аральскому морю, примыкавший к западной окраине Азиатского континента. Крупный Туркестано-Алайский остров отделял Ферганский залив от расположенного южнее Таджикского моря, которое переходило уже в геосинклинальное море — азиатскую ветвь Тетиса. Оттуда, как полагают Д. В. Наливкин, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Меннер, А. А. Борисяк и другие (см. Геккер и др.,

1962), шла палеогеновая трансгрессия, захватившая Среднюю Азию. В начале палеогеновой эпохи среднеазиатские моря не имели сообщения с бореальным бассейном, на что указывает отсутствие в Приаралье нижних горизонтов палеогена (Яншин, 1953).

Расположение Ферганского залива палеогенового моря в зоне жаркого и засушливого климата доказывается ксерофитным характером флоры, относительной бедностью растительных остатков, усиленным доломитообразованием и наличием мощных пластов гипса.

В истории развития Ферганского бассейна палеогена выделяются периоды преимущественного карбонатакопления (верхнеалайское, среднетуркестанское время), периоды преимущественного терригенного осадконакопления (нижне- и верхнетуркестанское время, верхнериштакское время, исфаринский, ханабадский и сумсарский века) и стадия образования более засоленных лагунных гипсоносных осадков. Эти изменения характера осадконакопления были связаны с тектонической жизнью бассейна: с развитием его как более глубокого и открытого залива с менее расчлененным рельефом дна, с возникновением обособленного залива или соленой лагуны. Подобной сменой процессов осадконакопления обусловлен и генезис глинистых минералов, поскольку в те или иные фазы развития Ферганского залива создавались возможности для переноса тончайших глинистых частиц из области дельт в центральную, глубоководную зону залива. Такая транспортировка их могла целиком прекращаться вследствие поднятия гряд, роста островов, быстрой коагуляции речных суспензий и т. п., и тогда создавалась возможность лишь аутигенной генерации магнезиальных силикатов за счет выпадения основных солей магния — $Mg(OH)_2$, садившихся вместе с тонкодисперсными карбонатами. По образцам А. И. Осиповой нами были изучены глинистые минералы из отложений ранне- и поздне-сузакского времени, ранне- и позднеалайского, ранне- и поздне-туркестанского возраста, позднериштанского, исфаринского, ханабадского и сумсарского времени.

В фациальной и палеогеографической характеристике Ферганского палеогенового бассейна, так же как и в стратиграфической индексации, мы опираемся на данные Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1962). Эти авторы подчеркивают, что в начале сузакского века, вследствие нисходящих движений, охвативших крупные участки территории Средней Азии, лагуна превратилась в своеобразный залив, сообщавшийся с другими частями обширного палеогенового моря двумя проливами — западным, Ходжентским, и южным, Алайским. Именно в это время в Ферганский залив проникла фауна, сходная с распространенной в европейской части палеогенового бассейна. Однако уже в конце сузакского века произошло сильное обмеление залива, и здесь снова образовалась соленая лагуна. В начале алайского века лагуна была вытеснена морем, продолжавшим существовать до конца сумсарского века, когда залив превратился в серию озер и лагун. В течение этого длительного периода развития (алайский и сумсарский века) соленые лагуны появились, и очень недолго существовали, только в середине туркестанского века. В другие века обмеление залива уже не было таким значительным, испарение не превышало поступления воды, и соленые лагуны не возникали. Колебательные движения вызывали изменения очертаний и размеров залива, рельефа его дна и гидрологического режима, но при этом существенно не менялось местоположение источников сноса и размещение гидрографической сети. Несколько рек впадало в северную часть залива. Эти реки, стекавшие с крупного материка, были более мелководны, чем те, которые дренировали Туркестано-Алайский остров и впадали в южную часть залива (пока здесь улавливаются выносы одной реки — древнего Соха).

Поступление значительного количества речных вод приводило к тому, что воды залива почти всегда имели несколько пониженную соленость, а в те моменты, когда сообщение залива с открытым морем ухудшалось (середина позднеалайского, начало среднетуркестанского времени), соленость понижалась до такой степени, что фауна качественно резко беднела и в заливе могли существовать только немногие роды моллюсков и фораминифер. Таким образом, история Ферганского залива в палеогене исключительно наглядно показывает развитие окраинного водоема, который, несмотря на наличие двух проливов, временами слабо сообщался с открытым морем и превращался то в выпаривавшуюся лагуну, то в опресненное озеро-море. Как известно, такие особенности свойственны бассейнам, отделенным подводным порогом от открытого моря.

С этими этапами развития Ферганского бассейна были очень тесно связаны не только процессы карбоната накопления, но и образование магнезиальных силикатов.

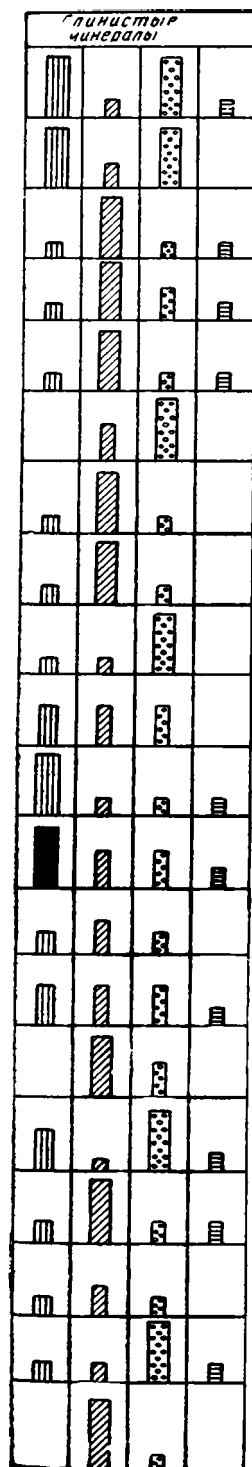
ЛИТОЛОГИЯ ОСАДКОВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ФАЦИАЛЬНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ ТИПАМ ПОРОД

Ввиду того, что в Ферганском заливе палеогенового моря, как указывает А. И. Осипова (1956), почти нигде не удавалось наблюдать смену в пространстве одного фациального типа другим, мы, естественно, были вынуждены здесь идти путем выявления минералогических особенностей глинистой фракции важнейших фациально-петрографических типов пород различного возраста.

Нами были изучены комплексом методов глинистых минералы из пород всех ярусов палеогена, выделенных О. С. Вяловым (1936), кроме бухарского. Изученные образцы, по данным А. И. Осиповой (Ратеев и Осипова, 1958), представлены следующими фациальными типами (фиг. 91): № 1, 2 и 9 — дельтовые красноцветные отложения; № 3 — глина из зоны перехода дельтовых отложений в морские; № 6, 16, 19 — прибрежно-морские алевроитовые глины; № 10, 11, 12, 14 — глины, отлагавшиеся в зоне пониженной солености вод залива; № 4, 7, 13, 15—20 (самая большая группа образцов) — глины, образовавшиеся при солености, близкой к нормальной морской; наконец, обр. 8 — доломитовый мергель, взятый из пачки переслаивания с гипсом, т. е. осадок, типичный для гипсоносной лагуны.

Несмотря на резкие изменения условий осадкообразования, в Ферганском заливе палеогена основные петрографические типы пород неоднократно повторялись во времени и, соответственно, были весьма сходными, что делает возможным дать литологическую характеристику каждого фациально-петрографического типа пород по группе образцов пород разного возраста. Однако ассоциации глинистых минералов или количественные их соотношения для отдельных представителей одной фациальной группы, как увидим ниже, могут быть совершенно различными.

Типично дельтовые отложения (обр. 1, 2, 9). Литологический состав этих пород представлен красно-бурыми песчано-глинистыми разностями, содержащими примесь гравия и мелкой гальки. Породы неравномерно карбонатные, с содержанием CaCO_3 от 10 до 37%. В составе карбонатов отмечается высокое содержание доломита — 49—58% от суммы карбонатов. Среди глинистых пород дельтового комплекса различаются слабо сортированные разности, приближающиеся к алевроитам, более тонкие глины и мергели. Обломочный материал дельтовых пород, по данным А. И. Осиповой, представлен наполовину кварцем, на 30—35% полевыми шпатами, среди которых преоб-



Ярус	Разрез	Обр.	Фация	Литология	
Сузакский	S ² K ₁	Танге	125/13	Дельтовая	Супесь красная. карбонатная
	SzK ₂	Танге	125/19	Дельтовая	Мергель красный
	SzK ₃	Ай-яма	127/7	Переходная от дельтовой к морской	Глина красная
	SzK ₄	Сурхи	121/11	Морская	Глина красная, бескарбонатная
	SzK ₅	Сурхи	121/12а	Морская	Глина серая, бескарбонатная
	SzK ₆	Исфара	2/2	Морская	Глина серая, песчано-алевритовая, бескарбонатная
	SzK ₇	Чангырташ	Ч/83	Морская удаленная	Глина серая, с ярозитом, бескарбонатная, с растительными остатками
	SzK ₈	Риштан	105/1	Лагуна гипсоносная	Мергель красный, доломитовый
Алайский	Al ₁	Ак-Сай	1/19	Дельтовая	Глина красная
	Al ₁	Исфара	3/5	Морская	Глина зеленовато-серая, доломитистая
	Al ₁	Риштан	105/11а	Морская, относительно глубоководная	Глина зеленовато-серая, тонкая, доломитовая
	Al ₂ ²	Исфара	И/12	Лагуна опресненная	Глина зеленовато-серая, с конкрециями, доломитовая
Туркестанский	Frk ₁	Риштан	135/в	Морская	Глина зеленовато-серая, с разнообразной фауной и примесью доломита
	Frk ₁	Риштан	135/14а	Морская опресняющаяся	Глина зеленовато-серая, с пеллиподами, доломитовая
	Frk ₃	Исфара	6/2	Морская, относительно глубоководная	Глина зеленовато-серая, тонкая, бескарбонатная
Риштанский	Rst ₂	Риштан	104/37	Морская	Глина зеленовато-серая, алевритистая, доломитовая
	Rst ₂	Риштан	104/36	Морская, относительно глубоководная	Глина зеленовато-серая тонкая, бескарбонатная
Исфаринский	Js	Исфара	6/19	Морская, относительно глубоководная	Глина светло-желтая, кремнистая
Ханбадский	Khn	Риштан	103/1е	Морская	Глина зеленовато-серая, алевритовая, карбонатная
Сумсарский	Sms	Исфара	8/2	Морская	Глина малиновая, алевритистая, малокарбонатная

Фиг. 91. Схема распределения глинистых минералов по фациальным типам пород палеогена Ферганы.

1 — палыгорскит; 2 — сепиолит; 3 — монтмориллонит; 4 — гидрослюда; 5 — каолинит. Величина условных знаков показывает количество глинистых минералов



ладает свежий микролин. Кроме того, постоянно присутствуют зерна кварцита, кремнистых карбонатных и глинистых пород, чешуйки хлорита, биотита, зерна лимонита, реже ильменита и лейкоксена. Изредка встречаются зерна турмалина, роговой обманки и пироксена.

Глинистое вещество пропитано окислами железа, содержит многочисленные мельчайшие зерна карбоната и местами обнаруживает одно-временное угасание вследствие ориентированного расположения частиц.

Микроскопически кроме мелкозернистого карбоната обнаружен и крупнокристаллический диагенетический доломит, особенно характерный для плохо сортированных пород. В песчаных глинах дельтового комплекса встречаются также карбонатные конкреции. В цементе дельтовых песчаников А. И. Осиповой (1956) были обнаружены довольно крупные пятнистые выделения палыгорскита. Это обстоятельство, а также присутствие доломита и высокая карбонатность дельтовых отложений позволили ей утверждать, что воды рек, впадавших в Ферганский залив, приносили значительное количество соединений магния и были насыщены карбонатами, как это и свойственно рекам засушливых областей.

Глины прибрежно-морской или мелководной зоны (обр. 6, 16, 19) имеют чаще зеленовато-серую окраску и постоянную примесь алевритового материала. Карбонатность их варьирует от 0 до 53%. Существенно различно и микроскопическое строение бескарбонатных и карбонатных разновидностей глин. Малокарбонатные глины обнаруживают под микроскопом в шлифах ориентированное строение глинистого вещества. Зерна алеврита, по А. И. Осиповой, составляют в среднем до 20% и распределены в породе неравномерно, в виде прослоев и линзочек. Обломочный материал угловатый или полуокатанный и представлен преимущественно кварцем, реже — полевыми шпатами и обломками кремнистых пород. Иногда присутствуют ромбоэдри доломита. Органические остатки в них отсутствуют, кроме обломков костей рыб. Карбонатные разности мелководной зоны моря, наоборот, очень богаты остатками фауны: обломками костей рыб, раковинами пеллеципод (устриц и др.), панцирей ракообразных, остракод, фораминифер, частями скелетов иглокожих и т. п.

Отложения глубоководной зоны нормально-морских осадков (образцы 4, 7, 13, 15—20) распространены в разных ярусах палеогена Ферганы и, по данным А. И. Осиповой (1956), представляют очень характерный литологический тип, к которому приурочен своеобразный комплекс макро- и микрофауны. Это очень тонко отмученные глинистые осадки, отложенные в тиховодных бассейнах, обычно почти бескарбонатные или слабокарбонатные. Они окрашены в серые (сузакский ярус) до зеленовато-серых тона (туркестанский и риштанский ярусы), реже отмечается желтая (исфаринский ярус) и малиновая окраска (сумсарский ярус). Иногда эти глины включают карбонатные конкреции. Тонкопелитовая фракция, $< 0,001$ мм, в этих глинах составляет 65—75% нерастворимой части породы, а содержание фракции $< 0,01$ мм превышает 90% (табл. 80).

Микроскопически эти глины весьма однородны, обнаруживают отчетливо выраженную агрегатную поляризацию и ориентированные, реже спутанно-волокнистые микротекстуры. Примесь угловатых зерен алевритового материала незначительна и распределена более или менее равномерно. Микропрослои, обогащенные алевритовым материалом, довольно редки. Еще реже встречаются зерна карбонатных минералов и раковины остракод. Родовой состав фауны свидетельствует о солености, близкой к нормально-морской.

Опресненные глинистые осадки (образцы 10, 11, 12, 14) с фауной, указывающей на пониженную соленость, представлены жел-

Гранулометрический состав (в %) и карбонатность отложений Ферганского залива палеогенового моря

№ образца	Содержание фракций			Нераствори- мый остаток	Карбонаты
	> 0,01 мм	0,01—0,001 мм	< 0,001 мм		
125/13	54,84	34,24	10,92	63,8	36,2
121/11	13,54	34,83	51,63	85,8	14,2
121/12a	19,83	35,18	44,99	96,3	3,7
125/19	30,31	38,58	31,11	53,2	46,8
127/7	20,15	30,93	48,92	79,7	20,3
1/19	50,96	33,15	15,89	78,9	20,1
105/1	51,19	26,29	22,52	64,4	35,6
2/2	60,39	26,72	12,89	94,9	5,1
3/5	31,93	34,69	33,38	73,8	26,2
105/11a	60,32	23,23	16,45	29,6	70,4
И/12	42,86	41,64	15,50	54,8	45,2
104/36	11,76	23,98	64,26	95,5	4,5
104/37	45,99	36,78	17,22	47,0	53,0
6/19	16,24	53,96	29,80	96,9	3,1
103/1e	23,42	9,84	66,74	68,8	31,2
ч/83	3,59	35,92	60,49	95,7	4,3
8/2	19,84	26,46	53,70	76,6	23,4
135/1в	87,41	5,33	7,26	79,5	20,5
135/14a	32,08	40,72	27,20	62,9	37,1
6/2	9,70	40,53	49,77	93,8	6,2

товато- и оливково-зелеными глинами. Глины содержат створки и ядра моллюсков, прослой устричников-накатов, остатки ракообразных и рыб, пелеципод, фораминифер и остракод. Глины нередко переслаиваются с глинистыми мергелями, доломитизированными известняками и доломитами.

Условия пониженной солености вод залива были определенно установлены А. И. Осиповой (1956) на основании фаунистических и других данных для глин, образовавшихся в середине позднеалайского времени (пачка Al_2O_3 , обр. 12). Сходные, хоть и не столь достоверные указания имелись в отношении глин, образовавшихся в самом конце раннетуркестанского времени (обр. 14). Для бассейна, существовавшего в начале алайского века (обр. 10, 11), отклонение в степени солености намечалось лишь предположительно. Осадки этой фации (обр. 10—12 и 14) представлены серовато-зелеными тонкоотмученными глинами. По данным механического анализа, примесь алеврита в них не превышает 4%. Глины иногда содержат единичные экземпляры пелеципод, карбонатные конкреции; все они в той или иной степени доломитные. Под микроскопом основная масса глинистого вещества представлена мелко-чешуйчатой гидрослюдой с золотисто-желтой интерференционной окраской. Зерна алевритового обломочного материала распределены неравномерно. Они представлены кварцем, слабо измененными калиевыми полевыми шпатами; кроме того, встречаются хлорит и слюда. Содержание алеврита иногда достигает 25%. Некоторые глины (обр. 11 и 12) близки к мергелям. Валовой химический анализ обр. 12 показал следующее содержание компонентов (в %): SiO_2 —40,47; Al_2O_3 —11,66; Fe_2O_3 —3,67; CaO —17,16; MgO —6,43; SO_3 —0,29; потери при прокаливании — 20,48; сумма — 100,16; H_2O — 6,02; CO_2 — 16,74. Пересчет пока-

зывает, что кальцит составляет 22,40%, доломит — 14,45%, степень доломитности — 39%, силикатный MgO — 3,27%.

Осадки гипсоносной лагуны (обр. 8) представлены красновато-бурым доломитовым мергелем с примесью алевритового материала. Доломитовый мергель чередуется с прослоями белого гипса. Под микроскопом в породе, кроме глинистого вещества, различаются мельчайшие зерна доломита неправильной — округлой, шестиугольной или ромбической формы. В составе обломочного материала преобладают угловатые зерна кварца, полевых шпатов (микроклина и плагиоклазов), листочки мусковита, реже встречается турмалин.

В гипсоносную лагуну верхнесузакского времени в значительном количестве приносился терригенный материал за счет речного стока, но испарение в этой мелководной лагуне было настолько сильным, что поступление пресных вод не препятствовало осаждению гипса, доломита и магний-силикатов.

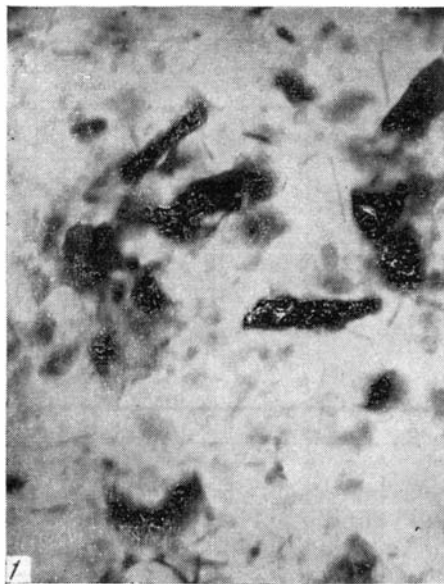
АССОЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ, ИХ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ И ГЕНЕЗИС

В исследованных породах палеогена Ферганы нами установлены монтмориллонит, гидрослюда, магнезиальные силикаты типа палыгорскита, а частью и сепиолита, каолинит и хлорит.

Монтмориллонит имеет здесь первые базальные рефлексy 14,4—15,2 kX , дающие после насыщения глицерином набухание до 17,8 kX . После обработки 1 н. КОН по методике Уивера (обр. 121/12a) минерал не обнаруживает контракции или сжатия решетки до 10 kX , как это наблюдается у монтмориллонитов, возникающих по слоистым силикатам (гидрослюдам). Это указывает на его вулканогенную природу и образование за счет изменения наиболее тонкодисперсного пеплового материала. Пепловым происхождением монтмориллонита объясняется особая четкость здесь других признаков монтмориллонита: наличие и резкость всех характерных эндотермических эффектов на кривых нагревания (фиг. 8), типичный химический состав, с содержанием $< 20\% Al_2O_3$ и $> 10\% H_2O$, а также бесконтурность мелких частиц под электронным микроскопом (фиг. 92, 93). В некоторых случаях (обр. 135/14a) наблюдается резкое ослабление интенсивности средней эндотермической остановки, что обычно характерно для магнезиальных разностей монтмориллонитов с замещением ионов Al^{3+} на Mg^{2+} в октаэдрических слоях.

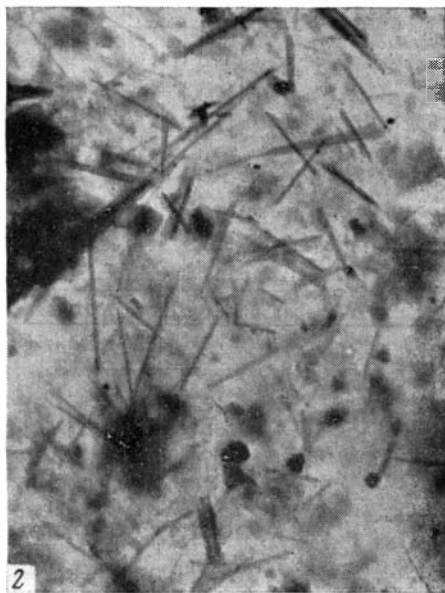
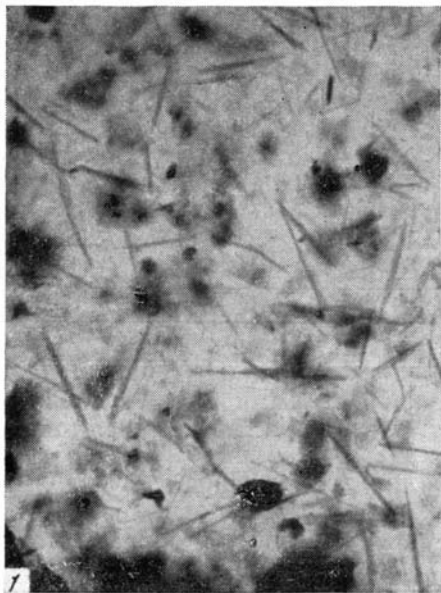
Гидрослюда обнаруживается во всех без исключения глинисто-карбонатных породах палеогена Ферганы по характерным рефлексам — 9,9—10,1; 4,88—4,93 kX и т. п. (табл. 81, 82). Под электронным микроскопом пластинки гидрослуд имеют сравнительно четкие и изометричные очертания. Химические анализы показывают содержание в них от 22 до 26% Al_2O_3 и около 4% K_2O (табл. 83). Кривые нагревания гидрослуд довольно однообразны, с двумя эндотермическими эффектами в интервале температур 105—125 и 525—550°.

Магнезиальные силикаты весьма широко распространены и обнаружены под электронным микроскопом в 17 из 20 изученных образцов. Они представлены преимущественно тонковолокнистой разностью типа палыгорскита (фиг. 94, 95) и отчасти сепиолитом. Во всех случаях их нахождение обнаруживается также и по избыточному силикатному MgO , установленному химическими карбонатными анализами. Морфология частиц магнезиальных силикатов под электронным микроскопом разнообразна. Здесь мы видим и тончайшие волокна, свойственные палыгорскитам (обр. 135/1b и И/12), более массивные трубки, менее проницаемые для электронов (обр. 125/19), и, наконец,



Фиг. 92. Электронномикроскопические снимки монтмориллонитовых глин из палеогена Ферганы, фракция $< 0,001$ мм, увел. 10 000.

1 — обр. 127/7; 2 — обр. 121/12а



Фиг. 93. Электронномикроскопические снимки палыгорскита с монтмориллонитом в глинистых отложениях палеогена Ферганы, фракция $< 0,001$ мм, увел. 10 000.

1 — обр. 928; 2 — обр. 931

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин палеогена Ферганы (фракция $<0,001$ мм)

Гидрослюдистая ассоциация (иногда малая примесь хлорита)								Монтмориллонитово-гидрослюдистая ассоциация			
обр. ч/83		обр. 3/5		обр. 8/2		обр. 103/1е		обр. 6/2		обр. 6/19	
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
—	—	—	—	—	—	—	—	15,2	8	14,4	8
10,2	10	10,1	10	9,84	8	9,84	8	9,96	8	9,87	10
—	—	—	—	8,78	10	—	—	—	—	—	—
7,47	8	7,02	4	6,87	2	6,29	8	6,97	8	6,33	4
5,67	8	5,90	4	5,37	2	5,44	6	5,50	8	5,57	4
4,87	10	4,88	8	4,67	10	4,90	10	4,93	10	4,84	8
4,48	10	4,37	10	—	—	4,38	10	4,43	10	4,31	10
4,23	8	—	—	4,22	10	—	—	4,18	8	—	—
3,64	8	3,68	8	—	—	3,62	8	3,93	8	3,97	8
—	—	3,43	8	3,45	10	3,51	8	3,54	8	3,60	8
3,30	10	3,30	10	3,36	4	3,26	10	3,32	10	3,27	10
—	—	2,98	6	2,89	4	—	—	2,82	8	—	—
2,79	10	2,79	10	2,73	10	2,79	10	—	—	2,79	8
2,55	10	2,52	10	2,62	10	—	—	2,57	10	2,52	10
—	—	—	—	2,49	10	2,42	8	—	—	—	—
2,38	8	2,32	8	2,39	8	2,34	8	2,36	8	2,32	8
2,25	4	2,22	4	2,17	8	—	—	—	—	—	—
2,10	4	2,09	8	2,12	8	2,14	6	2,18	6	2,21	8
1,99	4	1,98	4	1,94	10	1,95	8	1,98	6	1,95	6
1,84	6	1,84	4	1,84	6	1,85	6	1,89	6	1,87	6
1,68	8	1,68	8	1,66	6	1,68	8	1,69	8	1,67	8
1,64	8	1,62	10	1,61	8	1,64	8	1,61	4	1,62	8
1,53	8	1,52	10	1,52	2	1,52	10	1,54	8	1,52	10
1,50	10	1,47	10	1,47	10	1,48	10	1,49	10	1,49	10
1,43	4	1,42	10	1,43	4	1,44	4	1,43	6	1,41	10
1,37	6	1,35	10	1,35	2	1,36	8	1,37	4	1,35	6
1,33	4	1,32	6	1,33	2	1,33	8	1,30	8	1,33	6
1,29	6	1,28	8	1,28	8	1,29	8	1,28	8	1,28	8
1,24	8	1,23	6	1,23	8	1,24	8	1,24	6	1,25	4
1,21	8	1,21	8	—	—	1,22	8	1,22	4	1,21	4

еще более широкие, как бы пластинчатые частицы (обр. 105/1 и 123/13), которые обычно считают характерными для сепиолитов (фиг. 96). Однако при уточнении их минералогии другими методами оказывается, что Mg-силикаты пластинчатого облика (обр. 105/1 и 105/11а), которые, по данным электронной микроскопии, должны быть отнесены к сепиолиту, обнаруживают кривые нагревания, типичные для палыгорскита (фиг. 97). Тонковолокнистая же разность (обр. И/12), которую специалисты по электронной микроскопии обычно принимают за палыгорскит, наоборот, обнаруживает рентгенограмму, свойственную сепиолиту (табл. 84).

Это означает пока лишь, что для отличия палыгорскита от сепиолита в осадочных породах нельзя пользоваться данными одной электронной микроскопии, а обязательно надо привлекать для этих целей структурный и химический анализы. Рентгенографически палыгорскиты из

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов гидрослюдисто-хлоритовых глин из отложений палеогена Ферганы (фракция $<0,001 \text{ м.м}$)

Индекс	Обр. 125/13		Обр. 125/19		Обр. 121/11		Обр. 2/2		Обр. 127/7	
	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
001	14,8	8	13,5	8	13,0	8	13,3	10	13,5	8
	12,5	8	—	—	—	—	—	—	—	—
	10,9	10	—	—	—	—	10,57	8	—	—
	9,75	4	9,87	10	9,35	4	—	—	9,41	10
	—	—	7,30	8	7,14	4	—	—	—	—
	6,94	4	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	6,07	8	—	—	6,20	4	6,33	6
003	5,21	8	5,15	8	5,57	6	5,03	10	5,75	6
	4,76	8	4,67	8	4,77	8	—	—	4,87	10
004	4,34	10	4,37	10	4,27	10	4,48	10	4,43	10
	4,12	10	4,06	10	4,09	8	4,03	10	—	—
	3,83	8	—	—	—	—	—	—	3,85	10
	—	—	—	—	3,67	8	3,67	8	3,64	10
	3,59	10	3,56	10	3,46	8	—	—	3,47	8
	3,30	10	3,41	8	—	—	3,34	10	3,30	10
	3,24	10	3,26	10	3,26	10	—	—	—	—
006	3,13	6	3,09	8	3,16	6	3,04	6	3,12	8
	—	—	2,98	8	2,96	4	—	—	2,94	6
	2,80	4	2,81	8	2,77	4	2,86	8	2,82	6
	2,65	4	2,63	10	2,64	6	—	—	2,65	8
	2,56	10	2,55	10	2,52	10	2,58	10	2,54	10
	2,48	10	2,48	10	—	—	2,51	8	2,50	8
	2,44	8	2,40	8	2,39	8	—	—	2,44	10
040	2,31	6	2,32	6	—	—	2,31	8	2,32	10
	—	—	—	—	2,26	4	—	—	2,26	10
008	2,21	6	—	—	—	—	—	—	2,21	10
	2,12	6	2,15	6	2,11	6	2,13	8	2,12	10
	2,08	8	2,09	8	—	—	2,03	6	—	—
009	1,98	8	1,95	6	1,96	8	1,98	8	1,99	10
	—	—	—	—	—	—	—	—	1,96	10
	1,88	4	1,86	6	1,85	6	1,88	6	1,89	6
	1,80	10	1,79	10	1,79	8	1,81	8	1,80	10
	1,75	4	1,72	4	—	—	—	—	—	—
240	1,69	6	1,68	8	1,67	10	1,69	10	1,69	10
	1,64	8	1,64	8	1,62	8	1,64	10	1,65	10
0011	1,59	8	1,58	4	1,57	6	1,59	6	1,59	6
	1,54	8	1,53	8	1,53	10	1,54	10	1,53	10
060	1,46	4	1,47	10	1,47	10	1,49	10	1,48	10
	1,43	6	1,44	10	1,43	8	1,44	8	1,44	10
	1,40	6	1,41	8	1,41	8	—	—	1,41	8
0013	1,35	10	1,36	10	1,35	8	1,38	10	1,37	10
	1,31	8	1,32	6	1,32	6	1,33	8	1,32	6
	1,28	8	1,28	10	1,28	8	1,29	10	1,28	10
0014	1,25	10	1,25	10	1,25	6	1,25	10	1,24	10
	1,21	6	1,21	10	1,21	4	1,21	10	1,21	8

Химический состав глинистых пород палеогена Ферганы (фракция $<0,001$ мм)

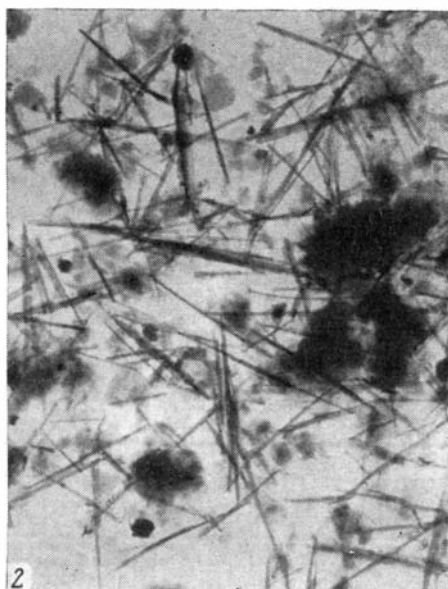
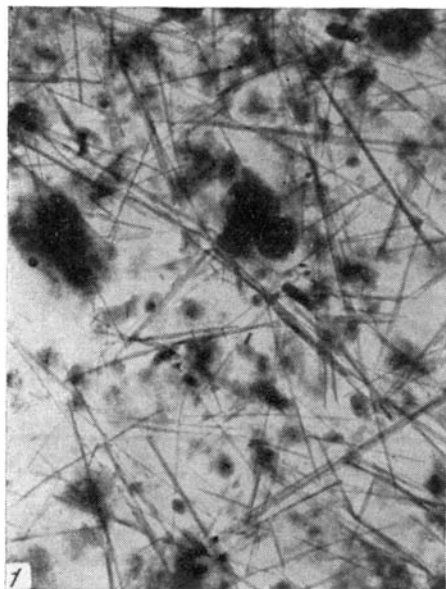
Компоненты	Гидрослюдистые глины (иногда с монт-мориллонитом)			Палыгорскитовая глина	Мг-монтмориллонитовая глина
	морская фация, обр. 103/1e	морская относительно глубоководная фация, обр. 6/19	фация, переходная от дельтовой к морской, обр. 127/7	морская относительно глубоководная фация с доломитами, обр. 105/11a	морская фация слабокарбонатная, обр. 8/2
SiO ₂	44,0	49,0	47,2	56,08	46,12
TiO ₂	0,84	0,75	0,87	0,69	0,52
Al ₂ O ₃	26,45	22,32	22,79	14,14	16,51
Fe ₂ O ₃	5,63	5,06	5,87	1,91	6,02
FeO	0,64	0,85	0,25	0,42	0,14
CaO	0,84	0,80	0,72	1,12	2,16
MgO	2,48	3,04	2,24	5,28	4,82
Na ₂ O	0,22	0,28	0,16	0,26	0,16
K ₂ O	3,94	3,98	1,18	2,32	2,22
H ₂ O ⁺	6,73	6,03	7,06	6,35	6,97
H ₂ O ⁻	7,27	5,57	11,22	10,05	12,63
CO ₂	0,31	0,51	0,31	0,15	0,34
C	0,50	0,32	0,41	0,65	0,51
Орг. вещество					
O + N	0,36	0,95	0,25	0,46	0,37
С у м м а	100,21	99,46	100,53	99,88	99,49

осадков палеогена Ферганы имеют рефлексы либо 10,8 *kX* (табл. 84), которые указываются как характерные Д. П. Сердюченко (1955), либо 10,2 *kX* в сочетании с 6,44 *kX*, что считает типичным для этих минералов Лаппаран (1936); отсутствует рефлекс 10,5 *kX*, который дается для них как диагностический признак В. И. Михеевым (1957). Сепиолит встречен лишь в одной пробе (обр. И/12) из позднеалайских отложений, с характерным для него очень интенсивным широким рефлексом 12,6 *kX*. Однако дифракционная картина его менее совершенна, чем в сепиолитах нижнего карбона Красной Поляны, очевидно, вследствие меньшей его кристалличности.

Каолинит в осадках аридной зоны палеогена Ферганы отмечается под электронным микроскопом лишь в виде единичных обломков гексагональных пластинок, реже улавливается рентгенографией во фракции $<0,001$ мм в виде небольшой примеси.

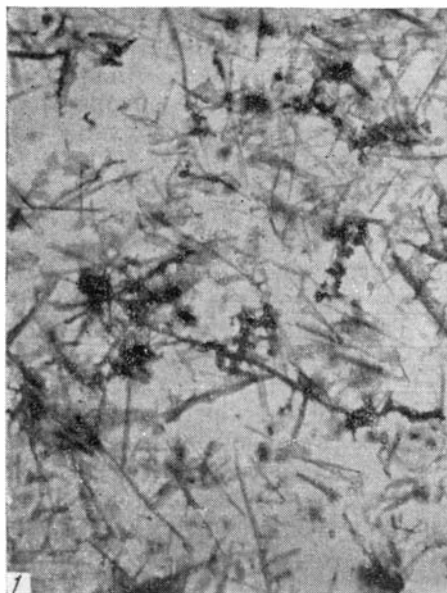
Хлорит обнаруживается здесь лишь рентгенографией, по рефлексам 13,0—14,8 и 4,67—4,76 *kX* и т. п. (табл. 82). Обычно он составляет небольшую, но постоянную примесь в составе тонкопелитовой фракции и чаще ассоциирует с гидрослюдой. Малые количества хлорита препятствуют определению здесь его структурной модификации, но, судя по порошковым рентгенограммам, более вероятно его принадлежность к магнезиально-железистой группе.

Установив комплекс глинистых минералов в осадках палеогена Ферганы, рассмотрим их распределение в фашиально-петрографических типах пород (фиг. 91) и количественные вариации. На фиг. 91 видно, что отдельные фашиальные типы глинисто-карбонатных пород, как разновозрастные, так и синхронные, не имеют специфических признаков ассоциаций глинистых минералов. Так, например, дельтовые осадки раннесузакского (обр. 125/13) и позднесузакского времени (обр. 125/19)



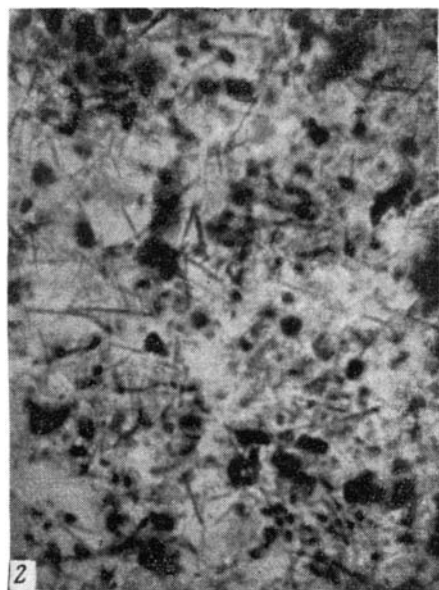
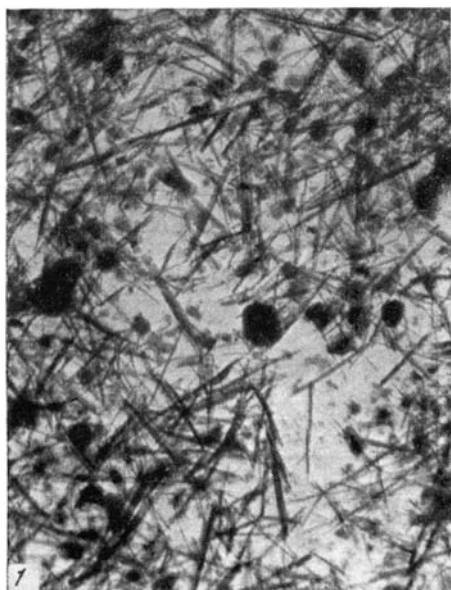
Фиг. 94. Электронномикроскопические снимки магниальных силикатов в глинистых отложениях палеогена Ферганы и каширского горизонта Русской платформы, фракция $<0,001$ мм, увел. 10 000.

1 — Фергана, обр. 125/19; 2 — Кораблино, обр. 241



Фиг. 95. Электронномикроскопические снимки палыгорскита и сепиолита в глинистых отложениях палеогена Ферганы, фракция $<0,001$ мм, увел. 10 000.

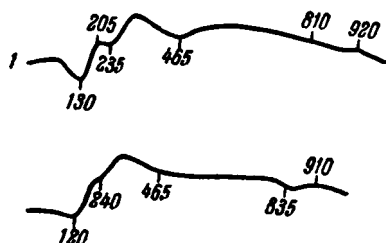
1 — обр. 125/13, палыгорскит; 2 — обр. И/12, сепиолит (по порошковой рентгенограмме)



Фиг. 96. Электронномикроскопические снимки палыгорскита из глинистых отложений лагунной и морской фаций палеогена Ферганы, фракция $<0,001$ мм, увел. 10 000.

1 — обр. 105/1, гипсоносная лагуна; 2 — обр. 104/137d, морская фация

сильно обогащены палыгорскитом, тогда как дельтовые глины Al_1 (обр. 1/19) содержат ничтожное его количество. С другой стороны, раннесузакские глины (обр. 121/11, 121/12a) сильно обогащены монтмориллонитом, но глина того же фациального типа и возраста (обр. 2/2) отличается пониженным содержанием данного минерала. Аналогичная



Фиг. 97. Термограмма палыгорскитовых глин палеогеновых отложений Ферганы.

1 — обр. 105/1; 2 — обр. 105/11a

ситуация наблюдается в распространении монтмориллонита в морских осадках разного возраста: в глинах Trk_3 (обр. 6/2) и Rst_2 (обр. 104/36) он является главным породообразующим минералом, в морских же глинах ханабадского яруса (обр. 103/1e) составляет лишь едва уловимую примесь. Таким образом, здесь не наблюдается в каждом фациальном типе специфического комплекса глинистых минералов, так же как и идентичности последних в одноименных фациальных типах. Нельзя не отметить полного соответствия минералов с климатом

водосборного бассейна Ферганского залива палеогенового моря, расположенного полностью в пределах аридной зоны. Так, очень характерно отсутствие или ничтожное содержание в осадках палеогена Ферганы каолинита. В почвенном покрове на водосборах засушливых областей, как известно, каолинит не образуется, и, конечно, в данный бассейн его не могли приносить в больших количествах реки. Поэтому вполне закономерно его обнаружение под электронным микроскопом в виде ничтожной примеси или в единичных пластинках, что объясняется переотложением из более древних пород (унаследованием), которое является, по Н. М. Страхову, характерной чертой аридного литогенеза. И было бы

Межплоскостные расстояния (в kX) и интенсивности рефлексов палыгорскита и сепиолита из глинисто-карбонатных пород палеогена Ферганы (фракция $<0,001$ мм)

Палыгорскит						Сепиолит	
обр. 105/1		обр. 135/14а		обр. 104/37		обр. И/12	
d	I	d	I	d	I	d	I
—	—	—	—	—	—	12,6	8
10,83	8	10,83	8	10,2	10	9,72	10
9,03	10	—	—	8,28	8	—	—
7,38	6	7,82	8	—	—	7,24	4
6,14	8	5,68	8	6,44	4	6,33	2
5,21	10	5,12	10	5,44	8	5,44	8
4,81	10	—	—	4,87	10	4,87	10
—	—	4,45	10	4,43	10	4,34	10
4,29	10	4,20	8	4,20	8	—	—
4,04	8	—	—	—	—	4,04	6
—	—	3,72	10	3,83	8	—	—
3,54	8	—	—	3,61	8	3,58	8
—	—	—	—	—	—	3,41	6
3,28	8	3,30	10	3,30	10	3,26	10
3,11	10	3,17	6	3,16	4	3,16	8
2,93	6	2,96	6	2,91	6	2,93	4
—	—	2,89	8	—	—	—	—
2,77	10	2,70	6	2,79	10	2,79	8
2,64	4	—	—	—	—	—	—
2,55	10	2,55	10	2,55	10	2,50	10
2,47	10	2,44	8	2,42	4	—	—
2,32	8	2,33	4	2,34	6	2,32	6
2,22	8	2,25	4	2,22	8	2,20	8
2,07	10	2,15	4	2,10	10	2,08	8
—	—	2,02	4	—	—	—	—
1,94	4	1,96	6	1,95	10	1,95	8
—	—	—	—	1,90	10	—	—
1,84	6	1,88	6	1,80	10	1,84	4
1,77	4	—	—	—	—	1,78	4
1,69	6	1,68	8	1,69	10	1,68	6
1,63	8	1,64	8	1,64	10	1,63	6
1,59	4	—	—	—	—	—	—
1,52	4	1,54	8	1,59	6	1,58	2
1,47	10	1,49	10	1,49	10	1,48	10
1,41	8	1,43	10	1,43	4	1,42	6
1,36	6	1,37	8	1,36	8	1,36	6
1,31	4	1,33	4	1,32	6	1,32	4
1,28	10	1,29	8	1,28	8	1,28	8
1,23	8	1,25	6	1,25	8	1,23	8
1,21	10	1,22	4	—	—	—	—
1,19	8	1,19	6	—	—	—	—

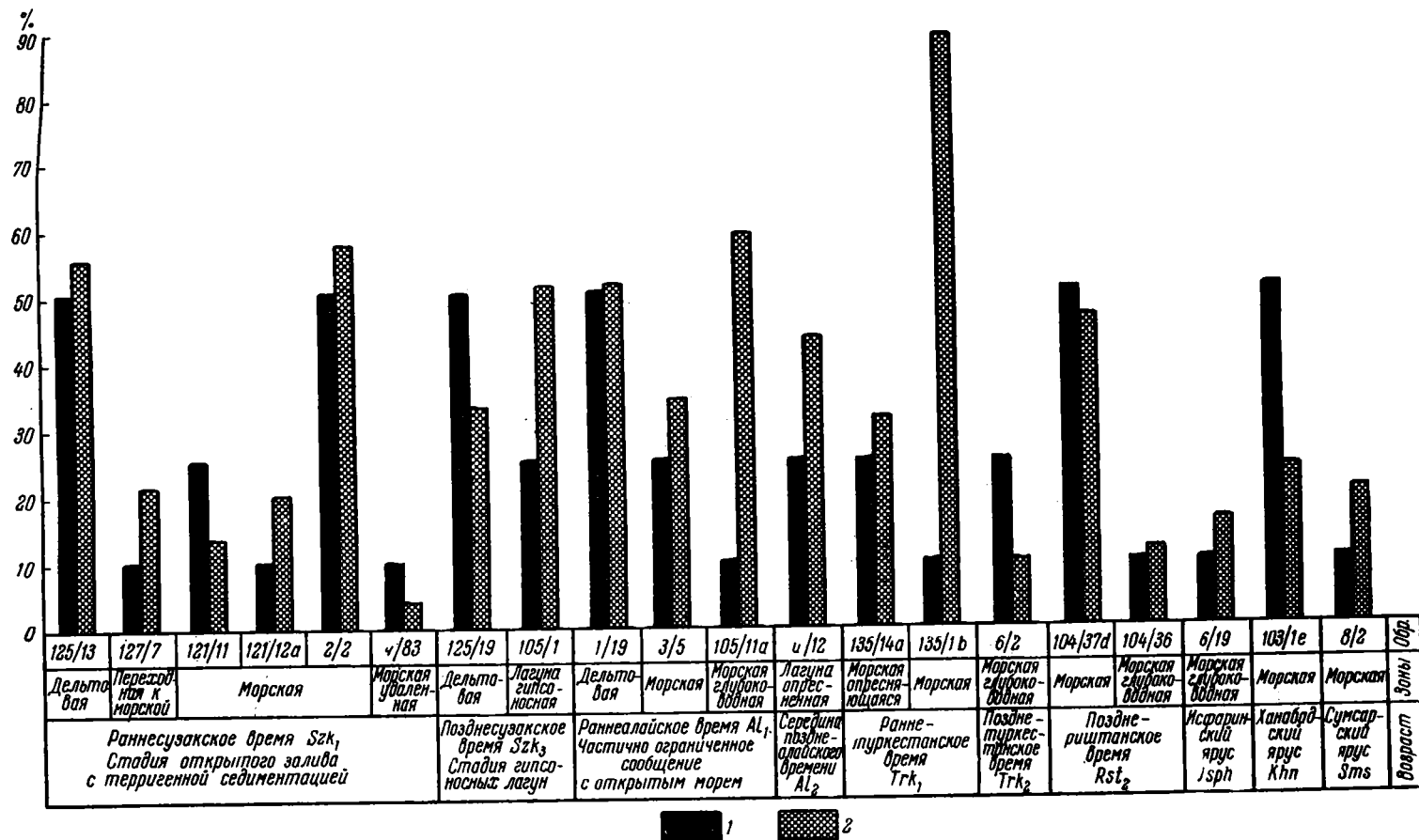
совершенно неправильно в данном случае делать вывод о том, что каолинит здесь перерабатывался в морском бассейне палеогена, даже по той простой причине, что он в этот бассейн и не поступал. Можно отметить и другую особенность комплекса глинистых минералов, связанную с характером гипергенных процессов на водосборе — слабую выщело-

ченность гидрослюд. Этот факт также стоит в прямой связи со слабым выщелачиванием минералов на водосборах в обстановке аридного литогенеза (Страхов, 1962).

Наконец, третьей особенностью комплекса глинистых минералов палеогена Ферганы является его обогащенность магнезиальными силикатами, которые, как уже указывалось, обнаружены в 17 из 20 изученных образцов глин; во многих случаях он является здесь породообразующим минералом. Этот факт также хорошо гармонирует с характером речных выносов с водосборов аридных зон, взвешенные вещества которых изобилуют кальцием, магнием, а иногда и кремнеземом. Здесь обнаружился только вулканогенный монтмориллонит по пепловым материалам, что, возможно, не имеет отношения к водосборному бассейну. Но если имеется соответствие набора большинства глинистых минералов лишь с характером водосбора аридной зоны, а не с фациальными типами пород, то нельзя ли все же подметить какие-либо закономерные черты их распределения в обстановке осадконакопления палеогенового бассейна в серии изученных типов глинисто-карбонатных пород. Для столь различных по размерам частиц минералов, как гидрослюда ($0,1-0,5 \text{ мк}$) и монтмориллонит ($0,01-0,03 \text{ мк}$), выявляется связь их распределения с гранулометрическим составом глинистых осадков. Так, максимальные количества гидрослюды минерала с относительно более крупными размерами частиц большей частью коррелируются с максимальным содержанием алевритовой фракции $0,1-0,01 \text{ мм}$ (фиг. 98). Соответственно преобладание гидрослюды можно чаще встретить в сравнительно более грубых разностях пород, например в дельтовых супесях, а из морских — в алевритовых глинах и т. п. Монтмориллонит как наиболее дисперсный минерал, наоборот, имеет приуроченность к наиболее тонкой фракции (фиг. 99). Поэтому не случайно максимум его, как уже отмечалось нами (Ратеев и Осипова, 1958), обнаруживается в морских, наиболее удаленных глубоководных глинах так называемой «тиховодной» зоны.

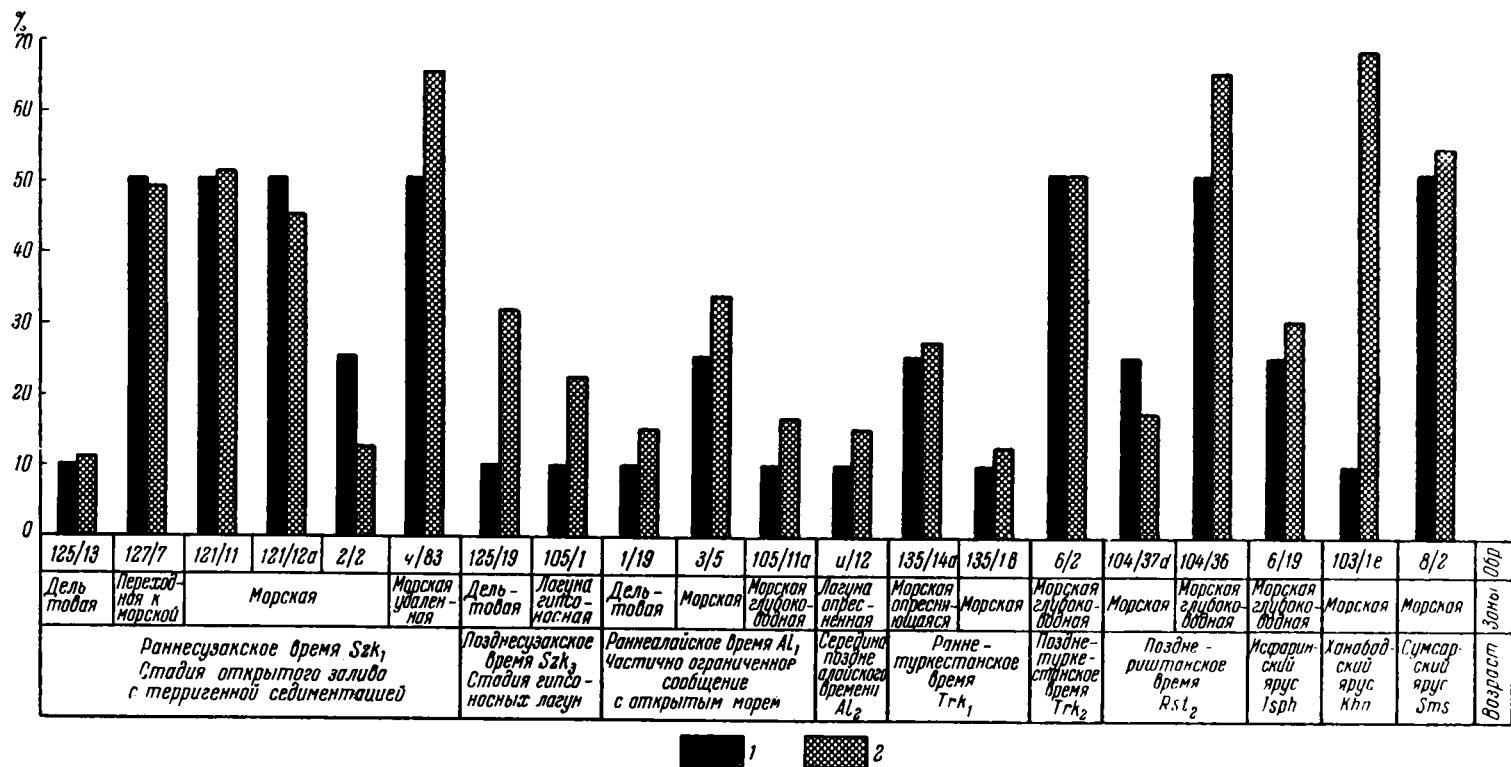
Основываясь на мономинеральности и очень высокой дисперсности глин тиховодной зоны, а также на «свойственной» им ориентированной микротекстуре, А. И. Осипова (см. Геккер и др., 1962) считает слагающий их монтмориллонит аутигенным минералом, образовавшимся в процессе диагенетической переработки тончайших частиц гидрослюды. Поскольку, однако, рентгенографией установлена в основном его вулканогенная природа, можно считать, что тончайшие мономинеральные монтмориллонитовые глины тиховодной зоны возникли за счет изменения в иловых водах тончайшего пеплового материала, приносившегося из области дельты, из зоны взмучивания или из каких-то других участков самого бассейна седиментации. В таком случае должна существовать корреляция между количеством монтмориллонита и интенсивностью вулканизма в различные отрезки времени, выявление которой, однако, требует более тщательного изучения состава пеплового, вулканогенного материала и его роли в аутигенном глинообразовании в условиях осадконакопления Ферганского залива палеогенового моря.

Еще более интересные черты вскрываются в генезисе магнезиальных силикатов. Они здесь представлены палыгорскитом, за исключением осадков опресненной лагуны Al_2 (обр. И/12), где рентгенографически как будто обнаруживается сепиолит. Характерно также отсутствие приуроченности их максимальных концентраций к фациальным типам пород и к гидрохимии бассейна. Они наблюдаются здесь не только в наиболее засоленных гипсоносных осадках, но большей частью даже в несколько опресненной зоне моря. Но если в засоленных гипсоносных лагунах концентрация магния могла возрасти вследствие интенсивного испарения морской воды, то в опресненном бассейне источник повышен-



Фиг. 98. Зависимость содержания гидрослюда от количества алевритовой фракции в различных фациально-петрографических типах пород палеогена Ферганы (в %)

1 — гидрослюда; 2 — алевритовая фракция (0,1—0,01 мм)



Фиг. 99, Зависимость содержания монтмориллонита от количества фракции <0,001 мм в различных фацально-петрографических типах пород палеогена Ферганы (в %).

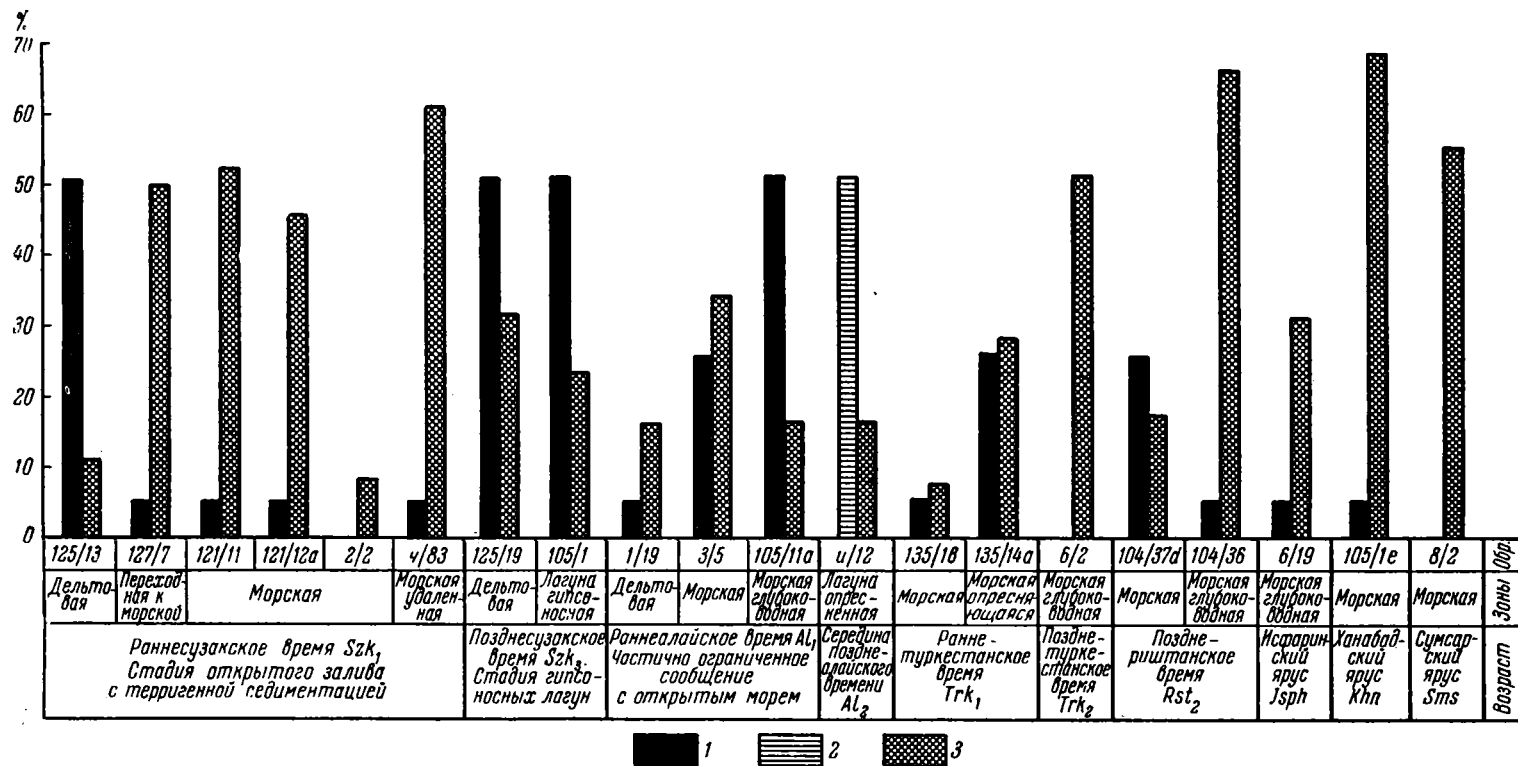
1 — монтмориллонит; 2 — содержание фракции <0,001 мм в %

ного содержания магния для образования не только Mg-силикатов, но и доломита приходится искать в усиленном притоке его в составе речных вод. Для Ферганского палеогенового залива факт обильного поступления магния в бассейн седиментации с речными водами, дренировавшими водосборный бассейн засушливой области, основательно был доказан А. И. Осиповой (1956; см. также Геккер, Осипова и Бельская, 1962).

Однако при всей несомненности обильного поступления магния в составе речных вод, стекавших в Ферганский залив с водосбора аридной зоны, оставался неясным вопрос о химико-минералогической форме его переноса, т. е. о том, вносился ли он в залив в виде силиката магния, например палыгорскита, либо в форме основных солей $Mg(OH)_2$, или, может быть, в форме карбонатов — доломита, $MgCO_3$ и т. п. Судя по находжению нами (Ратеев и Осипова, 1958) и А. И. Осиповой (1956) палыгорскита в дельтовых глинах сузакского яруса, можно было бы предполагать его принос реками в готовом виде в результате эрозии солончаковых и такыровых пустынных почв водосбора аридной зоны. Но в таком случае, как мы уже видели на примере Аральского моря, частицы его должны были разноситься примерно так же, как и частицы тонкопелитовой фракции, т. е. ассоциировать с наиболее тонкодисперсной частью глинистых осадков и заноситься в халистатические зоны осадконакопления. В действительности такой зависимости количества магнезиальных силикатов от процентного содержания фракции $<0,001$ мм, по данным гранулометрического анализа (табл. 80), не наблюдается (фиг. 100). Это подтверждается и обедненностью палыгорскитом наиболее тонких глубоководных глин самой удаленной зоны морского осадконакопления — Szk_1 (обр. Ч/83), Trk_3 (обр. 6/2), Rst_2 (обр. 104/36), $Jsph$ (обр. 6/19). Эти факты противоречат предположению об аллотипном способе образования палыгорскита. Вместо корреляции с тонкопелитовой фракцией магнезиальные силикаты обнаруживают здесь прямую и довольно ясную связь с общей карбонатностью пород (фиг. 101). При этом уточнение минералогической формы карбонатов в изученных осадках, выполненное для нас З. В. Тимофеевой и П. П. Кузнецовой иммерсионным методом, показало, что максимум магнезиальных силикатов в действительности сопряжен с суммой карбонатов, а не с доломитностью, поскольку здесь в малокарбонатных глинах карбонат чаще всего представлен кальцитом (табл. 85), а доломит нередко является лишь сопутствующей примесью. Связь аутигенной генерации магнезиальных силикатов с доломитностью, видимо, не всегда обязательна, как мы полагали ранее (Ратеев и Осипова, 1958), ввиду различной растворимости доломита и основных солей магния — исходного сырья магнезиальных силикатов. Для стадии седиментогенеза это согласуется с выводом Н. М. Страхова, на который опиралась А. И. Осипова (см. Геккер и др., 1962) при рассмотрении процессов доломитообразования в Ферганском заливе.

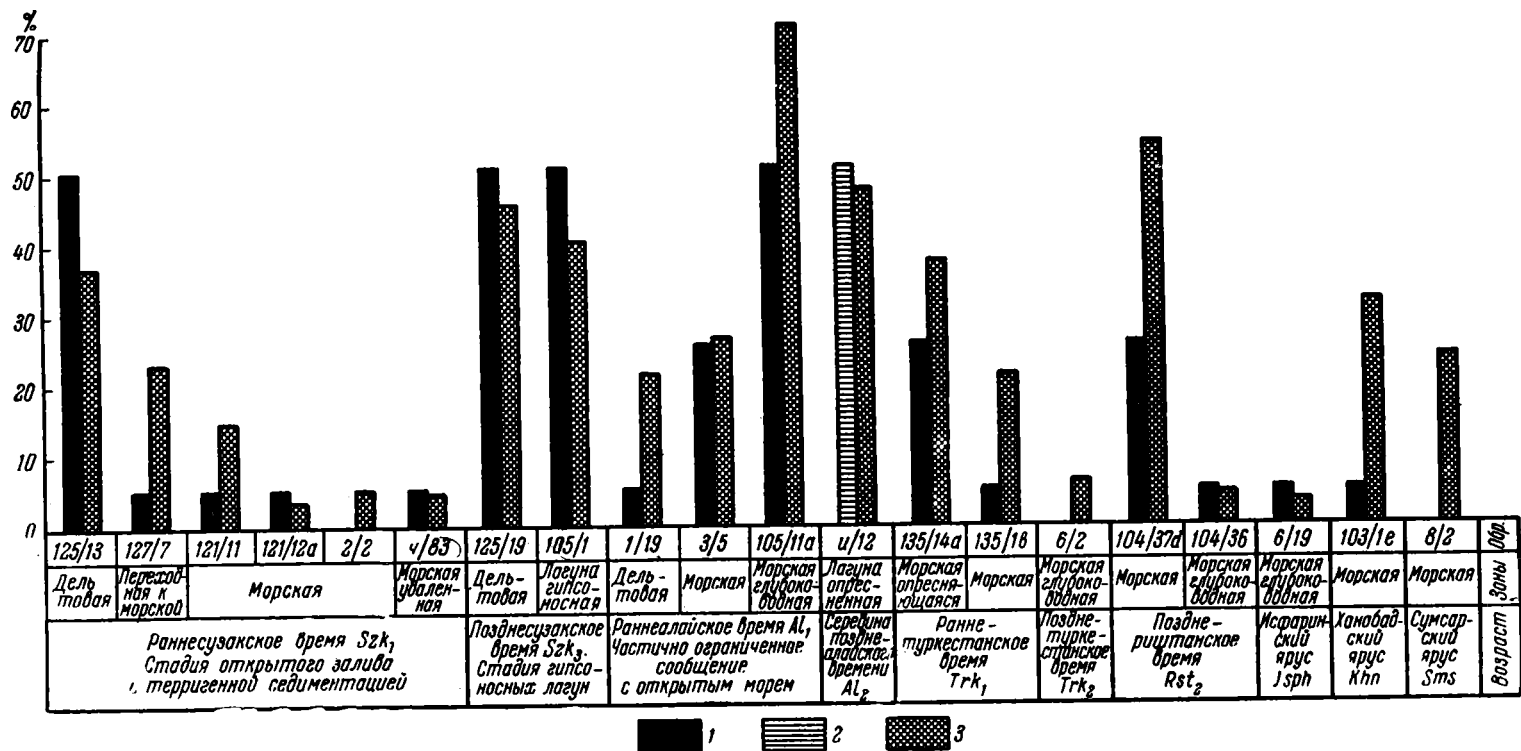
«Н. М. Страхов, — писала А. И. Осипова, — после критического разбора ранее проведенных опытов по изучению доломита и их проверки пришел к выводу, что при содержании CO_2 в воздухе, характерном для современных условий и недавнего геологического прошлого, доломит непосредственно из раствора не осаждается. Происходит только садка смеси кальцита и основных углекислых солей магния, которые при таком содержании CO_2 являются менее растворимыми, чем средняя углекислая соль магния. Синтез доломита осуществляется в илу, где вследствие разложения органического вещества содержание CO_2 всегда увеличивается» (1956, стр. 371).

Этот вывод Н. М. Страхова еще более применим к формам миграции карбонатов в речных водах, стекавших в палеогеновый Ферганский залив с водосбора аридной зоны, с их меньшей соленостью, чем в



Фиг. 100. Зависимость содержания магнезиальных силикатов от количества фракции $<0,001$ мм в различных фациально-петрографических типах пород палеогена Ферганы (в %)

1 — палыгорскит; 2 — сепиолит; 3 — фракция $<0,001$ мм



Фиг. 101. Зависимость содержания магниезных силнкатов от количества карбонатов в различных фаціальних типах пород палеогена Ферганы (в %).

1 — палыгорскит; 2 — сепиолит; 3 — карбонаты

Количество магнизиальных силикатов в осадках палеогена Ферганы и состав сопутствующих карбонатных минералов

№ образца	Стратиграфическое положение	Фациальная зона	Петрографический тип пород	Количество магнизиального силиката по данным электронной микроскопии ¹	Состав сопутствующих карбонатов по данным иммерсионных исследований ²
125/19	Szk ₃	Дельтовая	Мергель красный	Много	Кальцит (1,657)
3/5	Al ₁	Морская	Глина зеленовато-серая, доломитовая	»	Кальцит (1,657)
125/13	Szk ₁	Дельтовая	Супесь красная, карбонатная	»	Кальцит (1,657)
И/12	Al ₂ ²	Лагуна опресненная	Глина зеленовато-серая, с конкрециями, доломитовая	»	Кальцит (1,657), единичные зерна железистого кальцита (1,670)
105/1	Szk ₃	Лагуна гипсоносная	Мергель красный, доломитовый	»	Доломит (1,682) и железистый кальцит (1,670—1,679)
135/14a	Trk ₁	Морская опресняющаяся	Глина зеленовато-серая, доломитовая, с пелециподами	»	Железистый кальцит (1,670), единичные зерна доломита (1,682) и железистый доломит (1,692)
105/11a	Al ₁	Морская относительно глубоководная	Глина зеленовато-серая, тонкая, доломитовая	»	Железистый кальцит (1,677), единичные зерна доломита (1,682) и кальцит (1,658)
104/37d	Rst ₂	Морская	Глина зеленовато-серая, алевритистая, доломитовая	Среднее количество	Кальцит (1,657), единичные зерна железистого кальцита (1,670), доломит (1,682) и железистый доломит (1,692)
ч/83	Szk ₁	Морская удаленная	Глина серая, с ярозитом, бескарбонатная, с растительными остатками	Мало	Единичные зерна кальцита (1,657), железистого кальцита (1,670) и доломита (1,682)
135/1в	Trk ₂	Морская	Глина зеленовато-серая, с разнообразной фауной и примесью доломита	»	Железистый кальцит (1,670)
103/1e	Khn	»	Глина зеленовато-серая, алевритовая, бескарбонатная	»	Единичные зерна кальцита (1,657) и железистого кальцита (1,679)
121/12a	Szk ₁	»	Глина серая, бескарбонатная	Нет	Единичные зерна кальцита (1,657)
121/11	Szk ₁	»	Глина красная, бескарбонатная	»	Единичные зерна кальцита (1,657)

¹ По А. Е. Раутборг.² По А. Е. Тимофеевой и П. П. Кузнецовой. В скобках даны средние показатели преломления.

самых опресненных водах залива. Отсюда следует, что магний для построения магнезиальных силикатов поступал не в форме силиката (пальгорскита или сепиолита) или карбоната — доломита, а в форме основных солей магния, в ассоциации с кальцитом (и только отчасти с аутигенным доломитом взвеси). Этих солей магния, естественно, было больше в наиболее карбонатных осадках, вне зависимости от того, являлись ли последние дельтовыми, прибрежно-морскими или принадлежали к более удаленной морской зоне.

Дальнейший ход процессов диагенеза зависел от баланса CO_2 и органического вещества. При недостатке последнего основные соли магния начинали в иловых водах при взаимодействии с монтмориллонитом немедленно перерабатываться в пальгорскит, несмотря на пониженную соленость вод зоны седиментогенеза. При более значительном содержании органического вещества, при его разложении появлялся CO_2 , потребный для аутигенного синтеза доломита. В таком случае генерация аутигенных магнезиальных силикатов начиналась, очевидно, лишь после того, как весь запас CO_2 расходовался на доломитообразование. Этим и объясняется, почему аутигенная генерация магнезиальных силикатов в зоне диагенеза не имеет прямой связи ни с физико-химической средой водоема в стадии седиментогенеза, ни с количественной стороной процесса диагенетического доломитообразования. Участие в аутигенном синтезе пальгорскита, кроме основных солей магния, еще и алюминий-содержащего минерала — такого, как монтмориллонит, несмотря на обилие последнего в осадках палеогена Ферганы, здесь несколько затруднено его вулканогенной природой, которая считается менее податливой (Weaver, 1958б) к различным последующим изменениям. Однако не исключена возможность, что в осадках палеогена Ферганы может присутствовать, кроме вулканогенного (пеплового) монтмориллонита, небольшая часть его, возникающая при изменении биотита, который здесь, по А. И. Осиповой, является заметным минералом. Изменение же биотита в монтмориллонит в диагенезе, по А. Г. Коссовской, происходит через промежуточное звено — триоктаэдрическую гидрослюда, крайне неустойчивый, весьма эфемерный минерал, обладающий значительной реакционной способностью. Наконец, имеется некоторая доля вероятности предполагать наличие того же переходного звена, представленного быстро разрушающейся триоктаэдрической гидрослюдой, и при диагенетическом изменении в монтмориллонит основного вулканогенного материала.

В заключение хочется подчеркнуть, что только количественные оценки глинистых минералов и их распределения, учет тонкой гранулометрии глинистых частиц, минеральной формы карбонатов и их соотношения, очень точная фиксация обстановки осадконакопления и истории водоема могут вскрыть какие-то конкретные черты аутигенного глинообразования в том или ином морском бассейне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные здесь данные об ассоциациях глинистых минералов и их пространственном размещении в современных и древних морских бассейнах с различным гидрохимическим режимом и климатическим обликом позволяют нам сделать следующие выводы.

1. Ассоциация, или комплекс, глинистых минералов донных осадков морского или океанического бассейна всех зон гумидного климата и даже начального этапа развития аридной зоны в основных чертах не зависит от его гидрохимического режима. Это достаточно отчетливо устанавливается как для современных морей и океанов с наблюдаемой их физико-географической обстановкой осадконакопления, так и для морских бассейнов геологического прошлого — путем реконструкции их гидрохимического режима по фаунистическим комплексам.

Так, в современных осадках пресноводного озера Байкал на подводном склоне дельты р. Селенги обнаружен монтмориллонит — минерал, по мнению Грима и Мийо, стабильный в морских условиях осадконакопления и типичный для засоленного бассейна. В составе же донных осадков Черного и Аральского морей, наоборот, содержится каолинит — минерал типичного континентального происхождения. В пресноводных осадках Байкала и в морских осадках Японского моря содержится практически одинаковый набор минералов, и количественное их соотношение также одинаково. Еще более ярко это несоответствие выступает в океанических бассейнах, где в тропической зоне Атлантического, Индийского и Тихого океанов каолинит нередко является доминирующим компонентом глинистой фракции осадков.

Аналогичная ситуация выявлена и в морских бассейнах геологического прошлого. В бассейнах гумидной тропической зоны девона Русской платформы распределение глинистых минералов обусловлено соленостью водоема, расположением областей сноса осадочного материала. В старооскольском бассейне в пределах одной и той же гидрохимической зоны нормально-морского осадконакопления устанавливаются ареалы повышенного содержания каолинита (от 40 до 60%) и участки с содержанием его < 20%. Первые расположены вблизи массивов кристаллических пород с реликтами каолиновой коры выветривания, вторые тяготеют к более удаленной части бассейна. То же наблюдается и в распределении гидрослюда. Если бы резкая смена количественных градаций этих минералов была связана с их диагенетической генерацией, то границы этих градаций должны были бы совпадать с границами нормально-морского и опресненного осадконакопления. В действительности, как показывают схемы старооскольского, архединского и жикинского горизонтов, они не имеют между собою ничего общего.

2. В морских и океанических бассейнах в большинстве случаев отсутствует связь глинистых минералов с фациальными типами осадков; ины-

ми словами, последние не имеют специфических комплексов минералов в глинистой фракции. Так, в Черном море одна и та же гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация свойственна глубоководным глинам, известковистому илу и илам переходной зоны. В Японском море гидрослюдисто-монтмориллонитовый комплекс минералов типичен одновременно для глубоководных глин, кремнистых глин и алевроитовых илов. В Тихом океане, по данным З. Н. Горбуновой (1963), красные глубоководные глины в одних участках имеют гидрослюдисто-каолинитовый, а в других — гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав. В Индийском океане, как мы видели, одинаковый состав комплекса глинистых минералов имеют терригенные илы, известковистые осадки, красные глубоководные глины и фораминиферовые илы.

3. Комплекс глинистых минералов донных осадков того или иного морского водоема гумидной зоны в самую начальную фазу аридного литогенеза в основных чертах идентичен набору соответствующих минералов глинистой фракции речных взвесей, поступающих с его водосборного бассейна. Это было показано на примере Черного и Аральского морей. Осадки Черного моря имеют тот же комплекс глинистых минералов, что и взвешенные наносы, поступающие в него из рек Чорохи и Риони. Аналогичным образом осадки Аральского моря содержат те же глинистые минералы, что и взвеси Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, и в основном в тех же количественных соотношениях. При этом не обнаруживается каких-либо отличий в структуре кристаллической решетки глинистых минералов в морских осадках и в речных взвесах.

4. Так как глинистые минералы, слагающие осадки морских и океанических бассейнов, формируются еще на водосборе и зависят от характера выветривания пород и почвообразования, то их распространение подчинено, как и в почвенном покрове, климатической зональности.

Так, если расположить все изученные нами современные и древние морские бассейны по климатическим поясам, то обнаружится следующая зональность размещения глинистых минералов (фиг. 102).

Ледовая Арктическая зона — гидрослюда, хлорит, иногда примесь вермикулита.

Холодная, умеренно влажная зона — более выщелоченная (деградированная) гидрослюда, почвенный монтмориллонит, примесь хлорита.

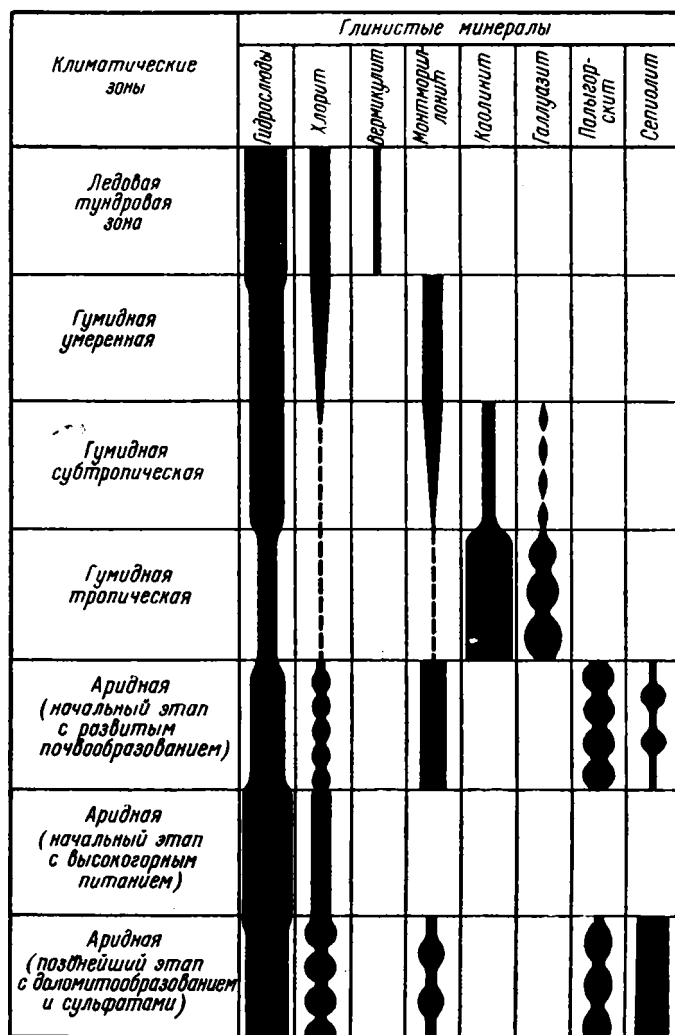
Тропическая гумидная зона — каолинит и гидрослюда в варьирующих соотношениях, случайная примесь монтмориллонита, исчезновение хлорита.

Аналогичная климатическая зональность размещения глинистых минералов в последние годы выявлена и в океанических осадках: В. А. Ерошевым-Шаком (1961а, б) для Атлантического океана и З. Н. Горбуновой (1963) — для Тихого. Здесь особенно ярко выражена зональность размещения каолинита, который в обоих бассейнах максимально развит у экватора и постепенно исчезает к северу и югу от него, примерно у 30—40° с. ш. и ю. ш. Резкость этой границы подчеркивается влиянием линии субтропической конвергенции.

Влияние климата на комплекс глинистых минералов также велико и для морей геологического прошлого. Систематизация имеющихся в литературе данных по минералогии глин древних морских водоемов (с учетом их расположения в палеоклиматических зонах, установленных Н. М. Страховым), проведенная нами для палеозоя и мезозоя Европейской части СССР, частично для мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности, мезозоя и кайнозоя Парижского бассейна Франции, для палеозоя и, частью, для мезозоя центральной устойчивой области США (бассейн Иллинойс), показала следующее.

Каолинит как пороодообразующий минерал обилен в морских глинистых толщах девона Европейской части СССР (Ратеев, 1956, 1958а,

1961а, б), а также в морских юрских глинистых отложениях северо-западной окраины Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины (Русько, 1958). Совершенно аналогичную картину обилия и сохранности каолинита показывает график (фиг. 103, 1Б), составленный нами по данным Мийо (1949) для юрских и меловых глинисто-карбонатных отложений с разнообразной морской фауной из тропической зоны Парижского



Фиг. 102. Общая схема распределения глинистых минералов в морских бассейнах по климатическим зонам

бассейна. Наконец, та же сохранность каолинита и существенное его содержание для сланцев и известняков Пенсильванского яруса центральной устойчивой области США — Иллинойс (фиг. 103, 1А) выявляются по данным Грима (1957). Эти данные показывают (несмотря на всю сложность геологического строения отдельных регионов), что занос каолинита в морские бассейны гумидной тропической зоны и сохранность его в виде существенной составной части глинистой фракции является более общей закономерностью формирования ассоциаций глинистых ми-

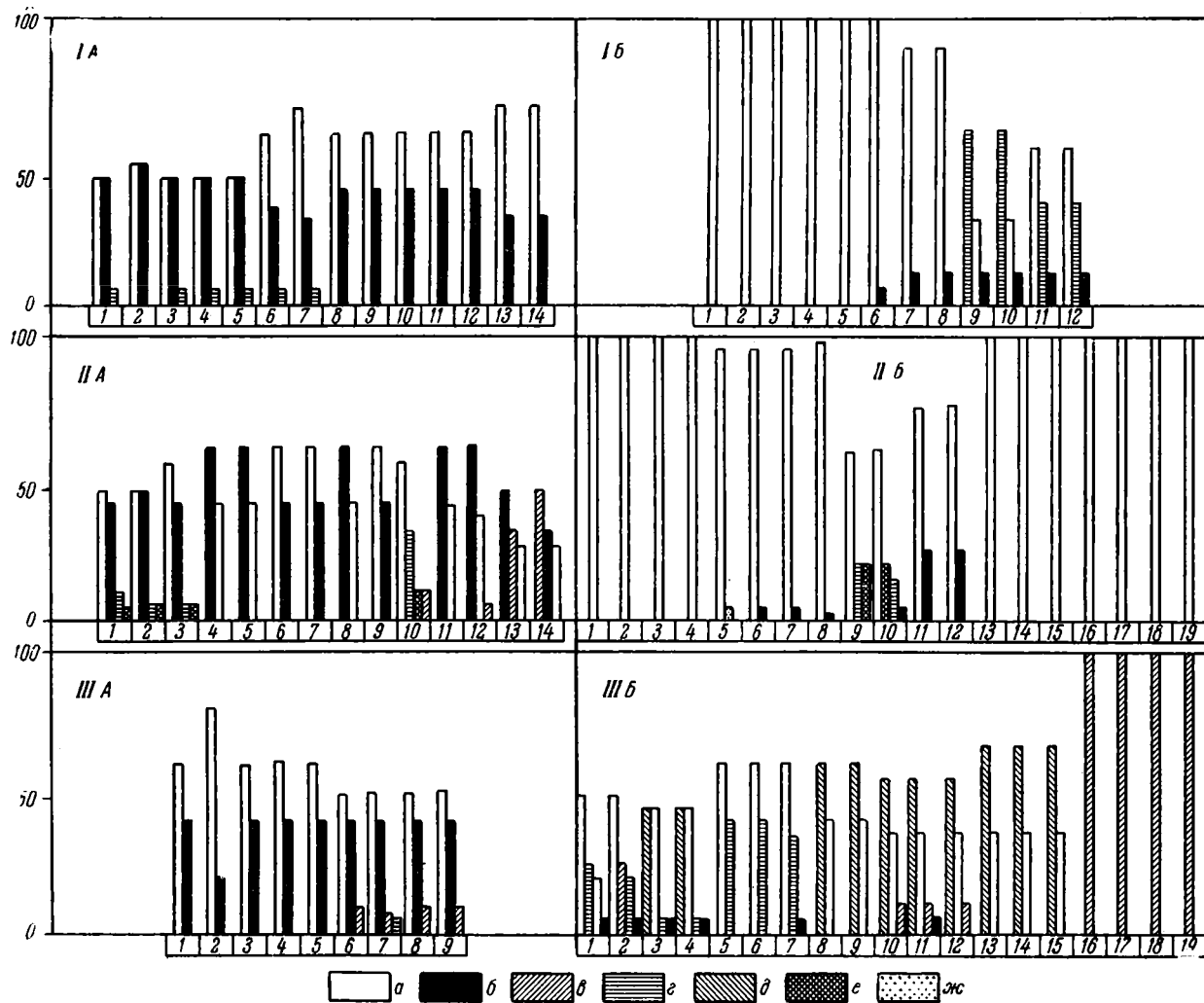
нералов морских отложений этой зоны, особенно в тектонически малоактивных областях.

В то же время весьма примечательно, что каолинита практически нет в морских отложениях аридных областей, а также в северной умеренно влажной зоне, что наглядно видно на соответствующих графиках, составленных нами для этих областей (фиг. 103, *1Б*, *11Б*, *111Б*). Так, триасовые и, частично, олигоценовые отложения аридной зоны Парижского бассейна в большинстве своем имеют целиком гидрослюдистый (иллитовый), реже гидрослюдисто-хлоритовый состав (фиг. 103, *1Б*). Каолинит в них либо отсутствует, либо составляет незначительную примесь (5—10%), обусловленную переотложением. Еще более четко выражен гидрослюдистый (иллитовый) бескаолиновый состав нижнемиссисипских и ордовичских отложений аридной зоны Иллинойса, в США (фиг. 103, *11Б*). Характерен преимущественно бескаолиновый состав морских мезозойских и (частично) кайнозойских отложений северной умеренно влажной зоны Западно-Сибирской низменности, установленный М. Ф. Видуковой по Тюменской и Колпашевской скважинам (фиг. 103, *111Б*). Правда, здесь картина усложняется частой сменой в вертикальном разрезе отложений северной умеренно влажной зоны отложениями более теплой гумидной зоны, когда в отдельные отрезки времени появлялся каолинит и обогащал соответствующие континентальные и прибрежно-морские осадки. Но если рассмотреть только осадки северной умеренно влажной зоны (фиг. 103, *111Б*), то бескаолиновый, в основном гидрослюдисто-монтмориллонитовый, состав глинистых отложений этой зоны будет вполне очевидным.

Приведенные данные показывают, что нельзя искать разгадку закономерностей в формировании ассоциаций глинистых минералов морских осадков древних бассейнов гумидной зоны целиком внутри самих водоемов, только в их гидрохимии или физико-химии, так как эти закономерности в значительной степени обусловлены климатом водосборного бассейна. Особенно четко это видно на примере каолинита, который обильно в тех водоемах, куда мог поступать с водосборного бассейна, т. е. из гумидной тропической зоны, и практически отсутствует в водоемах аридной или северной умеренно влажной зоны, где на водосборе он не мог возникнуть. Поэтому каолинит в этих зонах как бы «запрещенный» минерал, а там, где он все же присутствует, то связан или с переотложением — унаследованием, или с близостью границы тропической зоны. Но так как в истории Земли, согласно данным Н. М. Страхова (1960б), аридная и северная умеренно влажная зоны, не дававшие каолинита, имели наиболее обширное площадное распространение, то именно этим, а не диагенетической переработкой и обусловлено преимущественное отсутствие каолинита в морских осадках. Эти факты, во-первых, доказывают наличие климатической зональности глинистых минералов, а во-вторых, опровергают выводы Грима (1953) об исчезновении каолинита в морских бассейнах в результате его диагенетической переработки.

4. Не менее важные доказательства аллотигенности глинистых минералов в морских бассейнах гумидной зоны получены Йодером и Югстером (1955) при изучении полиморфных модификаций гидрослюда и хлоритов. Материалы Йодера и Югстера, данные Уивера, а также результаты исследования В. А. Дрица наших образцов из Черного моря показали, что гидрослюды морских илов гумидной зоны представлены обычно высокотемпературной полиморфной разновидностью $2M_1$ и редко относятся к глауконитоподобному структурному типу $1M$ или $1Md$.

Аналогичное положение устанавливается и для хлорита. Уивер (1959) указывает, что все глинистые минералы, преобразующиеся в хлорит, являются диоктаэдрическими высокоглиноземистыми минералами. В то же время хлорит современных осадков, по данным Уивера и наших



Фиг. 103. Размещение глинистых минералов в морских бассейнах различных климатических зон в % от фракции $<0,001$ мм

a — гидрослюда (иллит); $б$ — каолинит; $в$ — монтмориллонит; $г$ — хлорит; $д$ — «бейделлит»; $е$ — смешаннослоистые минералы типа иллит — монтмориллонит; $жс$ — вермикулит

$I A$ — гумидная тропическая зона Парижского бассейна (анализы Мийо). I_1 , мергели: 1,3 — Нанси; 2 — Жиронкур-сюр-Врен; 4 — Жанжеленкур; 6 — Ксели; 8 — Лурд; 9 — Шампиньель; 11 — Жерардокур; I_1 , известняки: 5 — Жанделенкур; 7 — Ксели; 10 — Шампиньель; 12 — Сг, бедакль-ский подъярус, аргиллиты; 13 — келловей, мергели, Лифоль-ле-Гран; 14 — I_1 , мергели, Ла-Сейнь.

$II A$ — гумидная тропическая зона палеозоя США (Иллинойс). Пенсильванский ярус, сланцы: 1 — Кэй-зевилл; 2,3 — Мэдисон-Кол; 10 — Холденвилл (Канзас). Пенсильванский ярус, известняки: 4 — Луизвилл; 5 — Миллерсвилл; 6, 7 — Оглзби; 8 — Радом; 9 — Винтерсет (Миссури). Сг₂, Ларамийская формация, Колорадо-Голден: 11 — песчаники; 12 — алевролиты; 13 — глинистые сланцы; 14 — черные карбонатные сланцы.

$III A$ — гумидная тропическая зона Европейской части СССР (Русская платформа) D_2 : 1 — глины прибрежно-морские; 2 — глины относительно глубоководные; 3 — D_3 , глины мелководно-морские; 4 — C_{2h}^1 , глины прибрежно-морские (анализы М. А. Ратеева, 1956 и 1957 гг.); 5 — Сг, готтеривские глины (анализы И. Д. Зхуса, 1957). J — глины северного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины: 6 — тоар; 7 — аален; 8 — байос; 9 — бат (анализы Ю. А. Русько, 1957 г.)

1Б — аридная зона Парижского бассейна. 1 — Т₂, сланцы карбонатные, Рамбервиле; Т₃, мергели: 2 — Розье-о-Салин; 3, 4 — Домжюльен; Т₄, мергели: 6 — Дамельвьер. 11, 12 — Пекони; 9, 10 — аргиллиты, Дейвиле; олигоцен (саннуазский ярус), мергели: 5 — Энисхейм, 7 — Кормел, 8 — Мольтгаузен.
 11Б — аридная зона палеозоя США (Иллинойс). Нижнемиссисиппийский ярус, известняки: 1, 2 — Джексон; 3, 4 — Салем; 5 — Монамут; 6 — Сент-Луис; 7 — Белком; 8 — Сихорн; 11 — Эттон; 12 — Дьюло Уорсу; ордовик, глинистые сланцы: 9 — Честер, 10 — Иллинойс (анализы Грина и др., 1957 г.); известняки: 13 — Стоктон; 14 — Тебз; доломиты: 15 — Гарлем; 16 — Галена; 17 — Орегон; 18 — Оттава; 19 — Ютика (анализы Ламар, Грим, Брэдли, 1937 г.).
 111Б — северная умеренная зона (Западно-Сибирская низменность СССР). 1 — Т₂, глины карбонатные, прибрежно-морские; 14 — киммеридж; 15 — оксфорд; Ст₁: 8 — баррем, 9 — альб-ап; 11 — готтерви; 12 — валанжин; 13 — волжский ярус; 2 — аллювиально-песчано-глинистый комплекс; Ст₂: 1 — сеноман; 3, 4 — эмшер-турон; 10 — сеноман-турон; 16 — нижний сanton; 17 — кампан-маастрихт; эоцен: 5 — отложения мелководно-морской фации; 18, 19 — глины с опалом, относительно глубоководно-морской фации; 6 — палеоцен; 7 — олигоцен.

исследований, обычно относится к триоктаэдрическим разностям магнезиально-железистого типа, источник которых обычно связывают с разрушением магматических и метаморфических пород.

5. Наконец, весьма интересные данные, подтверждающие аллотигенность глинистых минералов в осадках современных океанов, получены недавно А. П. Лисицыным (Лисицын и др., 1961) посредством определений абсолютного возраста их терригенной части. Так, у восточной части Антарктиды установлен одинаковый возраст береговых наносов и соседних океанических осадков, образовавшихся за счет их размыва. В том и другом случае он оказался в пределах 500—700 млн. лет. Илы Тихоокеанского побережья Западной Антарктиды имеют более молодой возраст терригенной части — порядка 200—300 млн. лет, соответственно и берега там сложены более молодыми породами. Еще более интересны резкие колебания абсолютного возраста терригенной части осадков различных участков Индийского океана. Вблизи восточных берегов Африки илы имеют древний возраст — 560—680 млн. лет, согласующийся с широким развитием пород докембрия на Африканском материке. Илы Бенгальского залива имеют молодой возраст, 140—255 млн. лет, что, по мнению А. П. Лисицына (1961), обусловлено выносом взвешенного материала Гангом из более молодых тектонических районов. Наконец, современный возраст илов у островов Херд и Кергелен объясняется обилием современного вулканогенного материала и отчасти глауконита.

Итак, вместо синхронного возраста поверхностных осадков, который должен бы быть в случае аутигенного глинообразования, в пределах всей акватории Индийского океана неожиданно был установлен различный возраст терригенного материала осадков, отвечающий на том или ином участке дна возрасту пород областей сноса. Эти факты еще раз убеждают нас в аллотигенном генезисе глинистых минералов морских бассейнов гумидной зоны.

6. Внутри морских бассейнов гумидного пояса формирование минералогических типов глин или ассоциаций глинистых минералов и их количественное распределение по дну водоема происходят под влиянием механической дифференциации и гидродинамики. Дифференциации частиц по крупности, как было показано выше, способствуют резкие различия размеров глинистых минералов. Так, размеры частиц каолинита примерно в 10 раз превышают размеры частиц монтмориллонита. Горизонтальное перемещение частиц глинистых минералов по площади водоема, кроме того, регулируется турбулентным движением в зоне волнений и течений и действием электролитов морской воды. Преимущественная адсорбция каолинитом Ca^{2+} усиливает слипаемость и коагуляцию его частиц в зоне контакта с морской водой. Предпочтительная адсорбция монтмориллонитом катионов Na^+ , K^+ и Mg^{2+} , наоборот, может усиливать диспергацию и повышать плавучесть, способствующую заносу его

частиц в самые отдаленные области седиментации. Гидрослюды по размерам частиц и величине фактора сопротивления пептизации (P_{rc}^f) занимают промежуточное положение между каолинитом и монтмориллонитом.

Эти черты механической дифференциации отчетливо установлены для осадков всех изученных нами морей СССР, а также для осадков Атлантического океана. Так, было заведомо известно, что в гумидной умеренной субтропической зоне Черного моря, по нашим исследованиям, монтмориллонит наряду с гидрослюдой поступает во взвесах рек Чорохи и Риони в прибрежную зону осадконакопления. Однако в пределах всей зоны взмучивания он не обнаруживается в осадках вследствие выноса в более глубокие защитные халистатические зоны. Те же черты дифференциации отчетливо видны в Японском и Аральском морях, имеющих практически близкий комплекс минералов.

При рассмотрении дифференциации минералов гидрослюдисто-каолинитового комплекса гумидной тропической зоны на примере бобриковского, старооскольского, арчединского и верхнекыновского морских бассейнов было установлено, что частицы каолинита заносятся с материка в прибрежную зону морского осадконакопления и сохраняются здесь в среде с нормально-морской фауной. В зоне взмучивания удерживаются относительно крупные кристаллы каолинита, размером $0,25—0,40$ мк, а более мелкие частицы, размером $<0,13$ мк, вместе с гидрослюдой выносятся в более отдаленные области осадконакопления. Но поскольку в прибрежной зоне каолинитом обогащена и фракция крупного пелита ($0,01—0,001$ мм), то главная масса его концентрируется в прибрежной зоне, не уступая здесь количественно гидрослюде. В относительно удаленные зоны моря заносятся лишь более мелкие частицы каолинита, составляющие незначительную часть общего его количества. Частицы гидрослюды, имеющие размеры меньшие, чем у каолинита, заносятся в более отдаленные области. Таким путем и создаются те количественные вариации в соотношении глинистых минералов, которые наблюдаются на различных участках морского дна.

Внутреннее распределение глинистых минералов в морском бассейне, как и осадконакопление вообще (Страхов, Ратеев и др., 1954), зависит в значительной степени и от морфологии дна. В котловинных морях будет заметно сужаться зона взмучивания и соответственно уменьшаться полоса прибрежных гидрослюдистых или гидрослюдисто-каолинитовых осадков; в плоских наплатформенных морях зона взмучивания, наоборот, распространяется на сотни километров. Соответственно в старооскольском бассейне с желобообразной конфигурацией дна прибрежные ареалы каолинита локализируются только вблизи массивов. В среднекыновское и арчединское время такие участки с повышенным содержанием каолинита занимали чуть ли не всю северо-западную половину Московской синеклизы. На составе осадков плоских платформенных морей очень сильно сказывается смена расположения областей сноса. Смещение их или удаление береговой линии тотчас же влекут за собой, как мы видели в бассейнах среднего и верхнего девона, резкую смену всего плана размещения глинистых минералов.

В сравнительно меньших по размерам внутриконтинентальных морских водоемах наибольшую роль в распределении глинистых минералов играют волнения, а в более крупных океанических бассейнах — течения. Аномальные случаи распределения глинистых минералов (например, концентрация монтмориллонита ближе к берегу, а гидрослюды — в более удаленной зоне) могут быть связаны с влиянием баров, песчаных кос, дельт и с локальными источниками питания бассейна осадочным материалом.

7. Процессы аутигенного глинообразования в гумидных морских бассейнах развиты весьма слабо и, по существу, сводятся к следующему: 1) регенерации в морских или иловых водах деградированных гидрослюд (иллитов); 2) частичному переходу в морских или иловых водах почвенного монтмориллонита в хлорит и иллит; 3) появлению у гидрослюд разбухающих пакетов (монтмориллонитизация) в начальном диагенезе осадка; 4) образованию монтмориллонитом органо-минеральных комплексов с органическим веществом речных взвесей и морских осадков; 5) реакции замещения катионов в обменном комплексе; 6) аутигенному образованию монтмориллонита по пирокластам основного состава и др.

Достоверность этих процессов и их геологическое значение еще не уточнены.

Регенерация деградированных гидрослюд развита ограниченно, она не имеет места в морских бассейнах гумидной умеренной зоны с соленостью более низкой, чем нормально-морская. Для деградированных гидрослюд характерны одинаково резкие колебания в содержании K_2O как на водосборе, так и в морских осадках, причем в последних не обнаруживается каких-либо признаков его нивелировки. Регенерация почвенного монтмориллонита в гидрослюду (иллит) в бассейнах с соленостью до 23‰ (Черное и Аральское моря), по-видимому, также не происходит. Это подтверждается сохранностью в исследованных нами почвенных монтмориллонитах современных осадков Черного и Японского морей способности к сжатию решетки от обработки КОН, поскольку мусковитовые монтмориллониты древних морских толщ, подвергшихся диагенезу, по данным Уивера (1958б), уже не способны к контракции решетки. Наличие же регенерации в бассейнах с соленостью 33—35‰ приходится допускать пока, только исходя из единственного факта — отсутствия, по данным В. А. Ерошева-Шака (1962б), почвенного монтмориллонита в осадках Атлантического океана, куда он заведомо поступает с материков в умеренных широтах. Доказательства Грима и Джонса (1955) в пользу диагенетической переработки почвенного монтмориллонита в иллит в осадках дельты Миссисипи и Мексиканского залива, базирующиеся на изменении поровых вод, совершенно не основательны. Это следует из того, что отношение катионов $Na^+ : K^+$, как уже было показано нами ранее, возрастает в поровых водах осадка (до контакта с морской средой) не за счет убывания калия (якобы пошедшего на генерацию аутигенного иллита), а за счет возрастания натрия, по мере роста солености. Содержание K^+ в иловых водах, как показала З. В. Пушкина (1963а, б) для зоны диагенеза Южного Каспия, остается более или менее постоянным.

Переход монтмориллонита в иллит и хлорит, установленный экспериментально Уайтхаузом и Маккартером (1958) в природных морских бассейнах, затрудняется предпочтительной адсорбцией монтмориллонитом органического вещества и образованием органо-минеральных комплексов. В противном случае мы должны были бы допустить полное исчезновение монтмориллонита в морских осадках. Монтмориллонитизация гидрослюд диоктаэдрического (мусковитового) ряда в гумидном поясе более благоприятствует сильное выщелачивание в зоне почвообразования на водосборах, чем условия осадконакопления и диагенеза.

Реакции катионного обмена в морских бассейнах гумидной зоны в большинстве случаев не приводят к коренным изменениям кристаллической структуры глинистых минералов. Аутигенное образование монтмориллонита в морских бассейнах за счет изменения вулканических пеплов может происходить при широком диапазоне солености и зависит не столько от гидрохимических условий среды, сколько от химического и гранулометрического состава пирокластов, в том числе от обилия среди них легко разлагающихся разностей основного ряда.

Подавленность процессов аутигенного глинообразования в морских бассейнах гумидной зоны и отсутствие аутигенного синтеза глинистых минералов в седиментогенезе и диагенезе обусловлены ничтожными концентрациями растворенных Al^{3+} , Si^{4+} , K^+ и Mg^{2+} , т. е. обязательных компонентов синтеза большинства слоистых алюмосиликатов. Концентрации растворенных соединений Al^{3+} , Si^{4+} , K^+ и Mg^{2+} в воде этих бассейнов и их иловых водах, как известно, весьма далеки от насыщения. Кроме того, по данным Керрола и Старкея (1960), морская вода оказывает на глинистые минералы отчасти даже выщелачивающее действие, что, по существу, подтверждено и исследованиями Г. Ю. Бутузовой (1960) проб из глубоких колонок донных осадков Черного моря.

8. В аридном литогенезе аутигенное глинообразование, наоборот, развито более четко. Правда, на самом начальном своем этапе, при малой солености и отсутствии в бассейне доломитообразования, как в Аральском море, оно еще не улавливается. В бассейнах, характеризовавшихся наличием доломитообразования в зоне осадконакопления и поступлением в эту зону с водосбора легко разрушающихся триоктаэдрических слюд (биотитового ряда), процесс аутигенного образования слоистых силикатов глинистой фракции развит необычайно ярко. Это было показано нами на примере верейского бассейна Русской платформы. Здесь с водосбора в глинистой взвеси приносились диоктаэдрические гидрослюды (изометричного облика), монтмориллонит (образованный по мусковитовым слюдам), каолинит и отчасти хлорит, а также биотитовые слюды. В зоне же осадконакопления морского, частично засоленного бассейна тонкая фракция биотитовых слюд перерабатывалась при диагенезе в аутигенную удлиненно-пластинчатую диоктаэдрическую гидрослюду глауконитоподобного структурного типа и в хлорит, что согласуется с известными данными В. И. Муравьева (1956) и других исследователей об изменении биотита в морских условиях.

Наиболее интенсивное аутигенное минералообразование приурочено здесь к глинистым прослоям, обогащенным алевритовым материалом в нормально-морских известковых, реже доломитовых осадках. Поэтому можно было бы полагать, что аутигенные минералы возникают здесь путем кристаллизации поровых вод в эпигенезе. Однако мы не встретили ни одного случая замещения твердых кристаллов слюды глинистыми минералами, что указывает на переработку биотита в жидкой фазе. Кроме того, можно полагать, что при такой легкости разрушения, как у триоктаэдрических (биотитовых) слюд, слагающих глинистую фракцию, происходит как бы смыкание процессов диагенетического и эпигенетического изменения минералов. Такой вывод согласуется с указанием А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (19556) и А. В. Копелиовича (1962) о полистадийности изменения триоктаэдрических слюд.

В последующий этап аридного литогенеза, с господством карбонатонакопления, уменьшением поступления терригенного материала (в том числе биотита), при вялости тектонического режима и развитии на водосборе пустынного почвообразования, как это видно на примере каширского бассейна и верхнего карбона Русской платформы, аутигенное глинообразование принимает другое направление — вместо глауконитоподобных гидрослюд и хлоритов начинается интенсивная аутигенная генерация магнезиальных силикатов типа палыгорскита и сепиолита.

В каширском бассейне главная масса палыгорскитов, как мы видели, тяготеет к устьям рек, не связана с доломитностью и общей карбонатностью пород, а наоборот, нередко приурочена к терригенным глинистым породам и имеет аллотигенное происхождение. Но наряду с этим развито и аутигенное образование палыгорскита. Последнему в морях аридной зоны способствует обилие растворенного кремнезема и магния. Нехватка растворенного алюминия в морской воде и иловых водах дан-

Глава X. Глинистые минералы в отложениях конца среднего и начала верхнего девона Русской платформы	163
Геологические объекты и их положение в общей зональности эпигенеза палеозойских отложений Русской платформы	163
Положение областей сноса и минералогия глинистых продуктов, вносившихся в морские бассейны старооскольского времени	165
Фациальные зоны старооскольского бассейна и пространственное размещение их на Русской платформе	167
Ассоциации глинистых минералов в осадках старооскольского горизонта и их соотношение с фациальной зональностью	168
Влияние перестройки структурно-тектонического и фациального плана Русской платформы в нижнешигровское время на размещение глинистых минералов	178
Глава XI. Глинистые минералы в отложениях верейского возраста (начальный этап аридного литогенеза)	198
Стратиграфические границы, фациальные и палеогеографические черты осадконакопления верейского времени	199
Ассоциации терригенных минералов и области сноса в бассейне верейского времени	202
Размещение глинистых минералов и их генезис в терригенно-карбонатной формации	204
Глава XII. Глинистые минералы в отложениях каширского горизонта Русской платформы	220
Стратиграфические границы каширского горизонта и план размещения фаций на территории Русской платформы	220
Особенности распределения магния в карбонатных породах среднего карбона Русской платформы	223
Литология пород, вмещающих палыгорскиты и сепиолиты, и условия залегания этих минералов в карбоне Русской платформы	225
Генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы	234
Глава XIII. Аутигенная генерация магнезиальных силикатов типа палыгорскита в осадках Ферганского залива палеогенового моря	242
Некоторые особенности осадконакопления, истории развития и палеогеографии Ферганского залива палеогенового моря	242
Литология осадков и распределение глинистых минералов по фациально-петрографическим типам пород	244
Ассоциации глинистых минералов, их количественные вариации и генезис	248
Закключение	264
Литература	274

CONTENTS

Introduction	5
Part first. General problems in the study of clay minerals	7
<i>Chapter I. Modern ideals on the genesis of clay minerals</i>	7
Aims and methods of researches	10
<i>Chapter II. Experimental stability studies of clay minerals in sea water</i>	14
Effect of natural sea water	14
Effect of artificial sea water devoid of organic water	18
<i>Chapter III. Clay minerals and their specific features in recent and old water bodies</i>	25
Kaolinite	25
Halloysite	30
Hydromicas	31
Montmorillonite	40
Chlorite	43
Sepiolite	45
Palygorskite	52
Part second. Formation of clay minerals in recent water bodies	57
<i>Chapter IV. Clay minerals in recent lacustrine water bodies of the humid zone</i>	58
Clay minerals and their genesis in bottom sediments of Southern Baikal	58
Clay minerals of other fresh-water lacustrine water bodies	65

<i>Chapter V.</i> Clay minerals in recent marine water bodies of the humid temperate zone	67
Clay minerals of river suspensions, supplied to the Black Sea basin	67
Sedimentation conditions in the Black Sea	69
Specific features in the distribution of clay minerals in the top layer of Black Sea sediments	73
Clay mineral associations and their distribution in the bottom sediments of the Sea of Japan	80
<i>Chapter VI.</i> Clay minerals in Mexican gulf sediments	89
Distribution of clay minerals	89
Clay minerals distribution in the interpretation American researchers	93
Clay minerals distribution in the interpretation of author	98
<i>Chapter VII.</i> Clay minerals and their distribution in recent seas of the arid zone (as exemplified by the Sea of Aral)	103
Clay minerals of river suspensions on the Syr-Daria and Amu-Daria	104
Sedimentation conditions	108
Clay minerals in the top layer of bottom sediments	109
<i>Chapter VIII.</i> Clay minerals in sediments	118
Atlantic Ocean	119
Pacific Ocean	124
Indian Ocean	132
Arctic Ocean	137
Part third. Formation of clay minerals in water bodies of the geological past	145
<i>Chapter IX.</i> Clay minerals in the deposits of Bobrikov horizon on the Russian platform	146
Facies and climatic outlook of sediments in catchment basin	148
Clay mineral associations in zones of the catchment basin	149
Lithology and stratigraphy of marine and lagoon sediments of Bobrikov horizon	154
Distribution character of clay minerals in a zone of transition from continental to normal facies	156
<i>Chapter X.</i> Clay minerals in Late Middle and Early Upper Devonian deposits of the Russian platform	163
Selection of geological objectives and their position in the general zonality of the epigenesis in the Paleozoic sediments of the Russian platform	163
Location of source areas and the mineralogy of clay products supplied to the sea basins of Staro-Oskol time	165
Facies zones of Staro-Oskol basin and their spatial distribution on the Russian platform	167
Associations of clay minerals in the sediments of Staro-Oskol horizon and their relation to facies zonality	168
Rearrangement influence of the structural-tectonic and facies pattern of the Russian platform during the Lower Schigrov time on the distribution of clay minerals	178
<i>Chapter XI.</i> Clay minerals in the deposits of Vereja age (early stage of an arid lithogenesis)	198
Stratigraphic boundaries, facies and paleogeographic features of sedimentation during the Vereja time	199
Associations of terrigenous minerals and source areas in the basin of Vereja time	202
Distribution of clay minerals and their genesis in the terrigenous-carbonate formation	20
<i>Chapter XII.</i> Clay minerals in the deposits of Kashira horizon on the Russian platform	220
Stratigraphic boundaries of Kashira horizon and the plan of facies distribution on the territory of the Russian platform	220
Specific features in magnesium distribution in carbonate rocks of Middle Carboniferous age on the Russian platform	223
Lithological properties of rocks containing palygorskites and sepiolites and conditions of the occurrence of these minerals in Carboniferous deposits of the Russian platform	225
Genesis of palygorskites and sepiolites in marine Carboniferous deposits of the Russian platform	234
<i>Chapter XIII.</i> Authigenic generation of magnesia silicates of the palygorskite type in the sediments of the Ferghana bay of the Paleogene sea	242
Some specific features of sedimentation, development history and paleogeography of Ferghana bay during the Paleogene	242
Lithology of the sediments and distribution of clay minerals in different facies-petrographic types of rocks	244
Clay mineral associations, their quantitative variations and genesis	248
Summary	264
Bibliography	274

Исправления и опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
4	12 сн.	Патеев М. А.	Ратеев М. А.
78	2 сн.	1	2
78	1 сн.	2	1
179	2 св.	в него	с него
175	1 св.	турмалина	граната
176	1 св.	граната	турмалина

