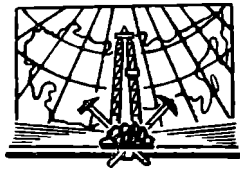


*Т. Мило*  
ТЕОЛОГИЯ  
ГЛИН



**GEORGES MILLOT**

PROFESSEUR A L'UNIVERSITÉ DE STRASBURG  
DOYEN DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

**GÉOLOGIE  
DES ARGILES  
(ALTERNATIONS,  
SEDIMENTOLOGIE,  
GÉOCHIMIE)**

Masson et C<sup>ie</sup>, éditeurs  
120, boulevard Saint-Germain,  
Paris-VI<sup>e</sup>, 1964

**ЖОРЖ МИЛЛО**

**ГЕОЛОГИЯ**

**ГЛИН**

**(ВЫВЕТРИВАНИЕ,  
СЕДИМЕНТОЛОГИЯ,  
ГЕОХИМИЯ)**

ПЕРЕВОД С ФРАНЦУЗСКОГО М. Е. КАПЛАНА

Под редакцией д-ра геол.-минер. наук А. Г. Коссовской

В книге рассмотрены возникновение, эволюция и преобразование глинистых минералов начиная с их формирования при выветривании и почвообразовании, существования и видоизменения в континентальных и морских бассейнах с различными типами осадконакопления и кончая преобразованиями на стадии эпигенеза. Установлены основные закономерности формирования глинистых образований и выделены три генетические группы глинистых минералов.

В работе широко использованы материалы по характеристике глинистых минералов в почвах и корах выветривания разных климатических зон. Учтены основные исследования по глинистым породам и минералам, опубликованные в мировой литературе, и использованы данные, полученные автором в результате двадцатилетних исследований. Привлечен обширный фактический материал по глинистым породам Европы, Африки и Америки.

Книга бесспорно представляет большой интерес для широкого круга литологов и минералогов, а также для геологов, занимающихся изучением осадочных пород.

## От редактора

Интерес к изучению глинистых минералов с каждым годом возрастает. До последнего времени исследование глин представляло дисциплину, связанную с различными отраслями науки и промышленности и охватывающую широкий, но разнородный круг вопросов.

Изучение глинистых минералов, как известно, проводится на весьма разнообразных объектах — месторождениях определенных типов глин, в почвах, различных типах осадочных пород, современных осадках — и преследует различные цели (начиная от оценки глин в отношении их пригодности в качестве минерального сырья, технологических и инженерно-геологических свойств до выяснения ряда генетических вопросов). При этом, если техника анализа фазового состава высокодисперсных минералов глин остается постоянной, то общий подход и методика изучения существенно разнятся в зависимости от задач, стоящих перед исследователем.

В последние годы в СССР все более четко начинает оформляться самостоятельное направление в исследовании глин, составляющее одну из важнейших отраслей литологии — исследование глинистых минералов различных осадочных формаций. Наибольшее распространение эти работы приобрели при изучении терригенных накоплений. Характерной особенностью данного направления является то, что тонкодисперсные глинистые минералы фракции меньше одного микрона перестают рассматриваться изолированно от пород, с которыми они связаны, а разбираются как важнейшие составные части последних. Устанавливаются генетические связи и взаимоотношения глинистых минералов с обломочными и аутигенными минералами в различных типах пород на фоне конкретных геологических обстановок, включающих тектоно-климатические и фациальные условия, характер источников сноса, степень эпигенетической переработки пород и т. д. Иными словами, глинистые минералы, являющиеся во многих случаях важными индикаторами различных геологических процессов, становятся одним из основных объектов исследования в современной минералогии осадочных пород. Причина этого ясна: в массовые методы осадочной минералогии наряду с микроскопическими исследованиями, позволявшими изучать объекты размером более 10 мк, включались методы структурного анализа и электронной микроскопии, давшие возможность расшифровать состав высокодисперсных компонентов осадочных пород. Из года в год все больше появляется работ по терригенным образованиям, в которых на «равных правах» освещается состав обломочных и высокодисперсных минералов и делаются попытки выяснения их генетических связей.

Основная ценность книги Милло «Геология глин» заключается в том, что впервые в обобщающей монографии на основании огромного литературного

материала последних лет (включая 1962 г.) сделана попытка проследить эволюцию глинистых минералов начиная от их зарождения при выветривании и почвообразовании, существования и видоизменения в континентальных и морских бассейнах с разными типами осадконакопления до постепенной переработки и исчезновения при переходе осадочных пород в метаморфические.

Очень важное значение для выяснения основных закономерностей формирования состава глинистых образований имело выделение трех генетических групп глинистых минералов: а) обломочных, или «унаследованных», б) трансформированных, или возникших за счет кристаллохимического преобразования структуры обломочных минералов и в) новообразованных. Автор подробно раскрывает сущность процессов, ведущих к образованию этих трех групп и на протяжении всей книги концентрирует внимание в каждом конкретном случае на установлении значимости того или иного явления для формирования данного типа глинистых образований.

В работе широко использованы материалы по характеристике глинистых минералов в почвах и корах выветривания разных климатических зон, многочисленные результаты исследований глинистых минералов в породах разнообразных терригенных, карбонатных и эвапоритовых формаций и, наконец, новые экспериментальные данные по геохимии, искусственному выветриванию, гидролизу и синтезу глинистых минералов.

Выяснение генезиса глинистых минералов, по мнению Ж. Милло, должно базироваться на двух основных принципах: 1) на установлении характера первичного обломочного материала методами минералого-петрографического изучения; 2) на выяснении обстановки осадконакопления, или «места глинистой породы в фациальном цикле», методами фациально-палеогеографического анализа. Правда, автору далеко не всегда удается проанализировать весь фактический материал под данным углом зрения. Это вполне естественно, так как далеко не все работы, выполненные в разное время и на разном научном уровне, дают материал, достаточный для подобных обобщений. Другим обстоятельством, в ряде случаев существенно снижающим генетические выводы автора, является недостаточное внимание к рассмотрению стадий осадочного породообразования. По существу рассматриваются две стадии (не считая выветривания): седиментогенез и диагенез, причем под последним объединяется весь длительный период существования осадочных пород начиная от захоронения осадков до превращения осадочных пород в метаморфические.

Разбирая очень обстоятельно процесс преобразования обломочных глинистых минералов и формирование новообразований в различных типах бассейнов, и в частности в бассейнах с хемогенной седиментацией, автор связывает эти процессы с химическим составом водной среды, а не с иловыми водами, где главным образом собственно в диагенезе (в понимании этого термина советскими исследователями) осуществляются процессы аутигенного минералообразования. В данном случае Милло повторяет ошибку своей ранней монографии [Millot, 1949], где происхождение глинистых минералов связывалось непосредственно с физико-химическими условиями водной среды бассейна, а не с характером иловых вод осадка.

Очень слабо рассмотрены вопросы постседиментационного преобразования глинистых минералов. Использование понятия «диагенез» (в котором лишь изредка различаются ранняя и поздняя стадии) для всех этапов существования и изменения осадочных пород, нечеткость, вкладываемая в содержание этих терминов, в ряде случаев не только мешают автору дать расшифровку наблюдаемых явлений, но и затрудняют правильное понимание

текста. В переводе в тех случаях, когда вторичный характер процессов минералообразования не вызывал сомнения, термин «диагенез» заменялся на «эпигенез», но чаще на более общее понятие — «постседиментационные изменения».

Несмотря на указанные недостатки, которые следует иметь в виду при чтении книги, монография Милло представляет большой интерес для советского читателя. Прежде всего, в ней широко освещается большой и новый фактический материал, полученный французской и бельгийской школами исследователей по изучению глинистых минералов в породах огромного стратиграфического интервала — от кембро-ордовика до третичных отложений ряда европейских (Франция, Швейцария, Испания) и африканских стран. Особый интерес представляют подробно изложенные материалы Люка [Lucas, 1962] по триасу Франции и ряда исследователей [Radier, 1957; Slansky, 1959; и др.] по третичным отложениям Северной Африки. Эти материалы почти неизвестны у нас в отличие от работ американцев, что связано со значительно меньшей распространенностью французского языка по сравнению с английским. Исключительно важное значение имеют главы и разделы, посвященные экспериментальным работам по растворимости кремнезема и алюминия, синтезу глинистых минералов и геохимической истории главных элементов, входящих в состав глинистых минералов.

В первой главе дается краткая характеристика основных типов простых и смешаннослойных глинистых минералов. Прилагаются удобные таблицы для упрощенной расшифровки главных типов смешаннослойных минералов. Более подробно конкретные ряды смешаннослойных минералов разбираются в главе X, в разделе, посвященном трансформации минералов. Однако при пользовании ими необходимо вносить поправки, основанные на более поздних исследованиях, ссылки на которые даны в дополнительном списке литературы и примечаниях к соответствующим разделам.

Во второй главе разбираются история исследования глин, некоторые вопросы классификации глинистых пород, особенности текстур и минералогического состава глин осадочного происхождения. Глава в переводе несколько сокращена за счет изъятия разделов истории исследования и классификации терригенных пород, достаточно хорошо известных читателям из общих руководств по литологии и петрографии осадочных пород.

Четвертая глава, посвященная геохимии поверхностных процессов, представляет большой интерес. В ней впервые в нашей литературе дается обзор современных представлений зарубежных исследователей о поведении ионов в водных растворах, приводятся результаты экспериментальных работ по растворимости кремнезема и гидроокислов алюминия, подробно разбираются вопросы гидролиза силикатов в поверхностной зоне с широким использованием данных о кристаллохимической структуре минералов и явлениях обмена на границе сред — кристалл и вода.

В главе V, посвященной глинам, образующимся в почвах и корах выветривания, подробно рассматриваются материалы по физическому выветриванию. Особый интерес представляют результаты экспериментальных работ по искусственному физическому и химическому выветриванию кристаллических пород — Педро [Pedro, 1961], Биро [Bigot, 1961] и др. Далее на основе многочисленных примеров разбираются минеральный состав и условия возникновения ассоциаций глинистых минералов в почвах холодного, умеренного «атлантического» и теплого климата. Большое внимание уделяется латеритным профилям выветривания. Приводится обширный материал 50—60-х годов главным образом французских и бельгийских исследователей

по изучению латеритных почв экваториальной Африки, а также новые результаты экспериментов по моделированию процессов латеритизации. Анализ обстановок выветривания во влажном тропическом климате с использованием современных представлений о геохимической подвижности ионов кремния, алюминия и железа позволил автору подробно осветить процессы формирования глинистых минералов в различных горизонтах латеритных профилей, развитых на разных типах кристаллических пород. Рассмотрена зависимость процессов выветривания от интенсивности дренирования, выявлен стадийный характер последовательно возникающих ассоциаций глинистых минералов, даны объяснения механизма формирования кирас. К сожалению, так же как и в других главах книги, автор не упоминает о работах советских ученых, в частности о классических исследованиях кор выветривания И. И. Гинзбурга, трудах Н. А. Лисициной, В. П. Петрова, В. Н. Разумовой и др.

В главе VI на примере современных и древних отложений рассматривается состав глинистых минералов, свойственный осадкам различных обстановок континента. Описаны ледниковые и золотые отложения, осадки рек и эстуариев, красноцветные толщи, угленосные серии, осадки засоляющихся озер. В главе VII примерно в том же аспекте рассмотрены глинистые минералы современных и древних морских отложений — терригенных, карбонатных, глауконитовых, эвапоритовых и др. Расположение фактического материала в этих двух главах, равно как в разделах внутри глав, является не совсем удачным. Было бы правильнее рассмотреть глинистые минералы в обстановках различных типов литогенеза, выделенных Н. М. Страховым, — ледового, гумидного, аридного — примерно так, как это сделано в монографии М. А. Ратеева (1962).

У Милло в последовательности описания глинистых минералов различных отложений отсутствует генетическая связь палеогеографических обстановок, свойственных развитию того или иного бассейна седиментации в определенных климатических и тектонических условиях. Это в известной степени мешает автору отчетливо выявить специфику формирования ассоциаций глинистых минералов в разных палеогеографических обстановках, не говоря уже о том, что читателю было бы удобнее знакомиться с ассоциациями глинистых минералов отложений, связанных известной генетической последовательностью. А так угленосные серии «вторгаются» между описаниями красноцветов и отложений континентальных засоляющихся озер; в разных главах рассмотрены глинистые образования, богатые магнезиальными минералами — сепиолитом и палыгорскитом. После описания этих минералов, ассоциирующихся с морскими карбонатными породами, следуют описание глауконитов и слоистых силикатов железа и характеристика глинистых минералов эвапоритовых формаций.

В главе VIII суммируются предшествующие данные и разбирается характер распределения и изменения глинистых минералов на примере ряда мощных серий осадочных пород начиная с чисто терригенных образований и кончая хемогенными осадками.

Красной нитью, проходящей через эти главы, является попытка оценки для каждого типа осадконакопления удельной значимости того или иного «механизма» формирования минерального состава глинистого вещества: наследования первично-обломочного материала, его кристаллохимической трансформации или возникновения новообразований. В связи с этим важнейшим вопросом Милло неоднократно упоминает о «знаменитой» дискуссии по проблеме генезиса глинистых минералов, широко развернувшейся в конце 50-х, начале 60-х годов в зарубежной литературе.

Суммируя материалы по изучению терригенно-глинистых серий континентальных и морских отложений, Ж. Милло подчеркивает, что основными факторами, определяющими состав глинистых минералов в породах, являются: а) наследование первичного обломочного состава; б) его трансформации. Относительная значимость того или другого фактора зависит от скорости накопления и среды седиментации. (Добавим, — и от степени устойчивости или приспособленности того или другого глинистого минерала к соответствующей среде. — А. К.). В терригенных континентальных осадках абсолютно преобладают глинистые минералы унаследованного типа, т. е. обломочные. В карбонатно-глинистых сериях сохраняются оба вышеперечисленных фактора, однако трансформации минералов принадлежит значительно большая роль. Чем более высокой минерализацией обладают воды бассейна, тем в большей степени преобладают процессы трансформации.

Зональность в распределении глинистых минералов в морских водоемах, установленную многими авторами на различных объектах (в частности, многочисленными исследованиями осадков Мексиканского залива), Ж. Милло склонен объяснить совместным влиянием различных скоростей осаждения глинистых минералов и их трансформацией. Как известно, эта зональность выражается в нередком присутствии каолинита в дельтах и эстуариях, постепенном убывании и исчезновении его при движении к центральным участкам бассейна. В этом же направлении происходят уменьшение содержания монтмориллонита, появление смешаннослойных минералов и увеличение содержания иллита и хлорита. Присутствие каолинита в периферийных участках бассейна связано, по мнению автора, с большой скоростью его осаждения. Уменьшение содержания, а иногда и исчезновение монтмориллонита при движении в глубь бассейна определяются малой скоростью его осаждения и постепенной трансформацией в процессе осадконакопления сначала в смешаннослойные образования, а затем в хлорит и иллит. Первичные обломочные смешаннослойные минералы претерпевают агрегацию, т. е. в большей или меньшей степени «восстанавливают» свою решетку до иллита или хлорита.

При описании терригенных серий, главным образом на примере пенсильванских и миссисипских отложений Иллинойса [Glass, Potter, Siever, 1956, 1958; Smoot, Narain, 1960], автор обращает внимание на наблюдающиеся в ряде случаев различия между составом глинистых минералов в цементе песчаников и в глинистых сланцах. Отличный состав цемента объясняется наложенными изменениями при циркуляции растворов в постседиментационный период. Приводятся очень интересные данные о тормозящем влиянии нефти на перекристаллизацию цемента песчаных пород. На примере нефтеносных кембро-ордовикских отложений Сахары показано, что в нефтеносных горизонтах цементирующим минералом песчаников является каолинит; иллит присутствует в подчиненном количестве. В песчаных породах, находящихся за контуром нефтеносности, цементирующим минералом служит иллит. Автор считает, что изучение характера и степени перекристаллизации глинистого цемента песчаников нефтяных месторождений может дать важные сведения о времени прихода нефти в пласт, путях ее миграции и в известной мере служить критерием для поисково-разведочных работ.

Ж. Милло почти совсем не использует материалы советских исследователей, которые могли бы существенно обогатить и дополнить многие разделы книги, а нередко и корректировать выводы автора. Чтобы заполнить хотя бы отчасти этот пробел, мы кратко остановимся на важнейших результатах работ советских литологов, как в предисловии, так и в сносках к соответствующим главам и разделам книги. Кроме того, к библиографии приложен дополнительный список работ советских ученых за последние 10 лет, имеющих

непосредственное отношение к выяснению вопросов распределения, генезиса и преобразований глинистых минералов осадочных пород.

Для советской школы характерны два основных направления в исследовании глинистых минералов. Первое — его можно назвать сравнительно-литологическим — предусматривает широкое региональное изучение глинистых минералов в современных и древних водоемах различных климатических зон. Наиболее яркое выражение оно находит в монографии М. А. Ратеева [1964], а также в более ранних (1948—1958) и поздних работах этого автора. Второе — его можно назвать кристаллохимически-генетическим — представлено работами М. Ф. Викуловой, Б. Б. Звягина [1965], А. Г. Косовской, В. Д. Шутова, В. А. Дрица [1959—1966], Г. В. Карповой [1965]. Его характерной чертой является подробное изучение динамики кристаллохимических преобразований глинистых минералов в различных локальных геологических обстановках. Оба направления в существенной степени дополняют друг друга.

Большой заслугой первого направления является установление важной роли терригенного сноса и доказательство существования *обломочного фона* в распределении глинистых минералов, что особенно отчетливо проявляется в современных морских и океанических водоёмах. Широтная общепланетарная зональность в распределении глинистых минералов в осадках Атлантического, Тихого и Индийского океанов, установленная работами З. Н. Горбуновой [1963], В. А. Ерощева-Щака [1961], М. А. Ратеева, З. Н. Горбуновой, Г. И. Носова и других (1966) убедительно иллюстрируют значимость терригенного приноса и подчиненность состава глинистых минералов основным климатическим поясам. Особенно наглядно вырисовывается зона высокого содержания каолинита в океанических осадках. Она приурочена к экваториальной и тропическим областям океана и связана с поступлением с суши продуктов разрушения латеритных кор выветривания.

Результаты изучения современных осадков сыграли решающую роль в развитии и утверждении концепции аллотигенного происхождения глинистых минералов, которая была предложена у нас М. А. Ратеевым и Н. М. Страховым в 1948—1954 гг. и Уивером в США в 1958 г. В более поздних работах М. А. Ратеева [1963, 1965] и монографии Н. М. Страхова [1963] обломочный генезис глинистых минералов рассматривается как характерная черта литогенеза областей с гумидным климатом. Для областей с аридным климатом существенна роль аутигенного образования глинистых минералов.

Естественно, что на столь обширном геологическом материале было трудно уловить тонкие кристаллохимические оттенки и особенности преобразований глинистых минералов и появление новообразований, т. е. процессов, характеризующих специфику глинистого минералообразования, даже если она протекает в таком подавленном виде, как это свойственно современному осадконакопленению. В частности, представляет большой интерес вопрос о постоянном присутствии на рентгенограммах глинистых минералов современных осадков интенсивного фона, свидетельствующего об изобилии аморфных веществ, отсутствующих в древних отложениях, и, очевидно, расходующихся в диагенезе и начальном эпигенезе на формирование новообразований. Не обращалось внимания на диффузность рефлексов глинистых минералов современных осадков, не свойственную ни минералам кор выветривания, ни глинистым образованиям осадочных пород. Удавалось фиксировать только такие выпуклые проявления аутигенного минералообразования, как появление в осадках монтмориллонита, связанного с переработкой продуктов подводных вулканических извержений.

С точки зрения представителей второго направления, условия образования могут оказывать существенное влияние на формирование минерального состава глин. Основное содержание этой концепции с позиций автора предисловия заключается в том, что большая или меньшая значимость влияния окружающей среды на генезис глинистых минералов определяется двумя главными факторами: а) степенью устойчивости или приспособленности первичных обломочных глинистых минералов к данным условиям осадконакопления и б) скоростью погружения или длительностью диагенеза, т. е. временем пребывания минералов в зоне активного водообмена, где они в большей или меньшей степени успевают приспособиться к окружающим условиям.

Решение проблемы, поставленной в таком плане, распадается на ряд самостоятельных задач. Одна из них — выяснение в каждом конкретном случае первично-обломочного состава высокодисперсных минералов, связанных с определенными петрографическими семействами песчаных пород (мономинерально-кварцевыми песчаниками, аркозами кислого и среднего состава, литокластическими и вулканогенными граувакками и др.), и выявление диапазона минералогических изменений обломочного глинистого вещества, характерного для каждого семейства в различных фациально-климатических обстановках.

Изучение ряда угленосных формаций платформенных синеклиз и предгорных прогибов, породы которых принадлежат к разным петрографическим семействам, показало, что «сфера влияния» фациальных обстановок на состав глинистых минералов в отложениях платформенных бассейнов с малой скоростью погружения оказалась весьма значительной; в прогибах с быстрой седиментацией и коротким временем «приспособления» глинистых минералов к окружающей обстановке это влияние было ничтожным. Исключение составляют только подугольные глины (*underclay*), формирующиеся в условиях интенсивного кислого выщелачивания, в которых почти всегда присутствует новообразованный каолинит, тем в большем количестве, чем мощнее вышележащий пласт угля, т. е. чем длительнее было существование торфяника [Коссовская, Шутов, 1963].

Таким образом, новообразование глинистых минералов, равным образом как и их интенсивное преобразование, наиболее наглядно проявляется в резко контрастных обстановках, каковыми в угленосных формациях являются фации зарастающих лагун, озер и болот, характеризующиеся условиями с низкими значениями pH и интенсивным выносом катионов, т. е. средой, благоприятной для разрушения трехслойных структур и образования каолинита. Наоборот, в «нейтральных» фациях даже платформенных отложений, каковыми являются отложения рек, дельт и иногда морских осадков с интенсивной терригенной седиментацией, на первое место как основной фон выступает состав первично-обломочных глинистых минералов. Задача исследователя сводится к выяснению специфики преобразования первично-обломочного материала в различных фациальных обстановках, устанавливаемой прежде всего подробным кристаллохимическим исследованием и далее выяснением парагенетических связей и меняющихся количественных соотношений присутствующих глинистых минералов.

Чрезвычайно важным объектом в этих случаях оказываются смешанно-слоистые минералы, которые часто бывают представлены сочетаниями различных фаз, отражающих определенные этапы переработки тех или иных первичных глинистых минералов. Примером, где подробное кристаллохимическое исследование позволяет установить целую гамму изменений в составе глинистого вещества в зависимости от различных фациальных

обстановок, могут служить глины мезозойских угленосных формаций Вилюйской впадины и Иркутского бассейна (Коссовская, 1962; Копорулин, 1965). Правда, в данном случае особенная наглядность подчиненности состава глинистого вещества фаціальным обстановкам определялась также и тем, что первичным обломочным материалом являлись триоктаэдрические слюды, легко поддающиеся изменениям и дающие многообразную гамму глинистых минералов, часто сочетающихся в различных комбинациях в смешанно-слоистых образованиях.

В отложениях аридных формаций существует также слабая переработка глинистого вещества в «нейтральных» фациях и интенсивная в «контрастных», т. е. в обстановках, характеризующихся повышенными значениями рН и высокой концентрацией катионов. Эти условия благоприятны для регенерации и образования трехслойных минералов, хлоритов и магнезиальных силикатов. В гумидной зоне «контрастные» условия интенсивного кислого выщелачивания осуществляются в обстановках зарастающих лагун, озер и болот и процесс каолинитового новообразования имеет сравнительно ограниченное распространение. В противоположность этому в аридных условиях «контрастные» обстановки водоемов с повышенными концентрациями катионов и разными типами хемогенной седиментации от карбонатной до эвапоритовой могут быть очень разнообразными. Как следствие этого, значимость аутигенного образования глинистых минералов выступает здесь гораздо более разнообразно и отчетливо, что и дало основание Н. М. Страхову и М. А. Ратееву сделать справедливый и важный вывод о значительно большей (и добавим наглядной) роли *новообразования* глинистых минералов в областях с аридным климатом.

Что же касается явлений трансформации, т. е. кристаллохимического преобразования и приспособления минералов к тем или иным условиям, то этот процесс может идти с равным успехом в областях как с гумидным, так и с аридным климатом, и целиком зависит от степени устойчивости или приспособленности данных глинистых минералов к конкретным геологическим обстановкам.

В книге Милло великолепным примером явления трансформации могут служить данные из работы Люка [Lucas, 1962] о глинистых минералах триасовых бассейнов Франции, Испании и Марокко. Люка установлен ряд преобразований глинистых минералов в эвапоритовых бассейнах — от иллита в прибрежных фациях через сложный ряд неупорядоченных и упорядоченных смешаннослоистых минералов состава хлорит — подвижный хлорит — монтмориллонит до хорошо окристаллизованного магнезиального хлорита и корренсита в центральных частях бассейнов. К сожалению, остается совершенно неясной природа первичного иллита, т. е. не известно, относится ли он к триоктаэдрической разновидности, легко подвергающейся изменениям, или к диоктаэдрической, изменения которой происходят значительно труднее. Лука и Милло упоминают только о деградированном облике первичного иллита, частом присутствии «хвоста» в сторону малых углов, наличии смешаннослоистых фаз иллито-хлоритового типа в отличие от хорошо окристаллизованного иллита, встречающегося в парагенезе с магнезиальным хлоритом и корренситом. Перечисленные признаки дают основание предположить, что первичные обломочные иллиты относились к триоктаэдрическому типу. Интересно, что в этом случае они дали ряд промежуточных смешаннослоистых неупорядоченных и упорядоченных фаз хлорито-вермикулито-монтмориллонитового типа, *структурно сходных* с фазами изменения триоктаэдрической слюды в угленосных отложениях Вилюйской впадины [Коссовская, Дриц, 1963], но *химически существенно отличных*.

В первом случае хлоритовые минералы имеют магнезиально-алюможелезистый состав, причем при переходе от биотита к подвижным хлоритам, вермикулитам и монтмориллониту фиксируется диоктаэдризация вновь формирующихся фаз, в частности монтмориллониты этого ряда всегда относятся к диоктаэдрическому типу. Во втором случае, в условиях среды с высокой концентрацией Mg образуются сходные структурные фазы, но уже триоктаэдрического типа.

Явления новообразования глинистых минералов, формирующихся в условиях хемогенной седиментации в морских бассейнах, соленых и содовых озерах и лагунах, рассматриваются Милло на примере мела Франции, пермо-триаса Франции, Испании и Марокко (Люка, 1962) и третичных отложений Западной Африки. Особенно наглядные материалы приведены в работах Сланского [Slansky, 1959], изучавшего мел и третичные отложения Западной Африки. Сущность этих работ сводится к следующему: в эпоху развития мощных латеритных кор на континенте в морские бассейны вносятся большие количества растворенного кремнезема и отчасти алюминия, включающихся в химическую седиментацию. В зависимости от большей или меньшей концентрации солей в бассейне могут последовательно формироваться монтмориллонит, палыгорскит и сепиолит. В ряде разрезов эоцена Того и Сенегала устанавливается отчетливая ритмичность в распределении названных минералов, выдерживающаяся на больших расстояниях и отражающая определенные этапы истории развития третичного бассейна Западной Африки. Любопытно отметить, что иногда в описываемых отложениях встречается на первый взгляд трудно генетически объяснимая ассоциация каолинита, монтмориллонита и магнезиальных силикатов. Присутствие ее связано со спорадическим поступлением в бассейн седиментации с континента не только растворенных веществ, но и обломочных продуктов кор выветривания.

Краткую, но очень содержательную главу IX Милло посвящает описанию процессов окремнения и окварцевания. Им приводятся новые данные о растворимости кремнезема в природных водах, очень интересные материалы структурных и электронномикроскопических исследований, доказывающие кристаллическую природу опалов и халцедонов. В свете современных результатов опровергаются прежние представления об участии в процессах аутигенного минералообразования коллоидального кремнезема и выдвигается новая гипотеза роста кристаллов за счет присутствия в растворах мономерного кремнезема. Возможность роста новообразований связана с тем, что природные растворы, резко ненасыщенные  $\text{SiO}_2$  по отношению к аморфному кремнезему, пересыщены по отношению к его кристаллическим формам. Степень кристалличности возникающих новообразований определяется возможностью упорядоченного роста кристаллов из разбавленных чистых растворов. Присутствие в растворах катионов или других примесей препятствует формированию упорядоченных структур аутигенного кварца и ведет к появлению микрокристаллических и криптокристаллических образований халцедонов и опалов.

Катионы металлов, увеличивающие неупорядоченность в новообразованиях кремнезема, в случае обилия их в определенных условиях могут вовлечь ионы кремнезема в новый процесс формирования структур глинистых минералов. Этим обстоятельством, как считает Милло, объясняется частое совместное присутствие новообразований монтмориллонита и магнезиальных силикатов с кристобалитом, опалом и другими кремнистыми образованиями.

Эти данные, так же как и исключительно важная и содержательная сводка экспериментальных работ последних лет по синтезу глинистых минералов, широко используются Ж. Милло в главе X, посвященной

происхождению глинистых минералов. Особое внимание уделяется обсуждению явления *трансформации*. Трансформированные глинистые минералы являются как бы промежуточными звеньями между обломочными (унаследованными) компонентами и новообразованиями. Подчеркивается распыленность границ этой группы, так как в одном случае к ней могут относиться минералы, в которых трансформация только началась и выражается в небольших изменениях в межслоевых промежутках, в другом — переработка структуры зашла так далеко, что, по существу, через ряд промежуточных переходов возникает уже новая фаза, которую можно рассматривать как новообразованный глинистый минерал. Явление трансформации проявляется в двух типах процессов, названных Люка и Милло, *деградацией* и *аградацией* (первый термин использовался и раньше, второй введен впервые). Дегградация выражается в обеднении межслоевых промежутков катионами, аградация — в обогащении ими. Первый процесс свойствен обстановкам выщелачивания и выноса катионов, второй протекает в средах, насыщенных катионами, могущих иметь место в бассейнах с хемогенной седиментацией или в течение постседиментационного периода при участии иловых и подземных растворов с повышенной концентрацией солей.

Хотя Милло в описании главных рядов дегградации и аградации допускает ряд принципиальных ошибок, на которых мы остановимся дальше, нельзя переоценить всю важность введения в минералогию глинистых минералов самого понятия — трансформация. Изучение типичных рядов кристаллохимической трансформации главных глинистых минералов явится надежным ключом для понимания истории образования и изменения как отдельных минеральных видов, так и формирования важнейших парагенетических ассоциаций глинистых минералов, свойственных определенным петрографическим типам отложений в определенных геологических обстановках. Накопление такого фактического материала позволит в будущем правильно оценить в каждом конкретном случае удельный вес обломочного унаследованного материала, степень его преобразования и роль новообразованных компонентов. Причем Милло справедливо подчеркивает всю трудность во многих случаях решения вопроса о том, что является истинным новообразованием. В частности, нет принципиальной разницы между глауконитом, возникшим синтетическим путем, и глауконитом, образующимся в результате трансформации обломочного биотита и «использующим» элементы структуры «минерала-родоначальника».

Не вызывает сомнений, что к настоящему времени назрела насущная необходимость нового подхода к изучению глинистых минералов — изучению истории кристаллохимических превращений главных минералов в различных обстановках седиментогенеза, диагенеза и постседиментационных изменений. В самом деле, один и тот же фактический материал нередко трактуется сторонниками разных направлений по-разному. Например, упоминавшееся уже широко известное явление преимущественного распространения каолинита в осадках прибрежных фаций, сменяющегося при движении к центральным частям ассоциацией гидрослюды, монтмориллонита и иногда хлорита, проиллюстрированное в книге Милло ссылками на работы Смута [Smoot, 1960], Джонса, Грима [Jones, Grim, 1954] и др., а у нас подробно описанное М. А. Ратеевым [1964] на примере ряда каменноугольных и девонских бассейнов Русской платформы, объясняется по-разному. Милло, а в СССР А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов (1960), также изучавшие глины каменноугольных отложений Русской платформы, и М. Ф. Викулова, изучавшая мезозойские отложения Западной Сибири, склонны объяснить это явление переработкой каолинита в течение седиментогенеза и диагенеза;

М. А. Ратеев — дифференциальным разномом и осаждением частиц глинистых минералов различных размеров: более крупный каолинит осаждается у берегов, более тонкие частицы гидрослюды и монтмориллонита выносятся дальше. Правда, если для монтмориллонита такая точка зрения могла бы оказаться справедливой, то разделение каолинита и гидрослюды остается необъяснимым, частички гидрослюды, как правило, не меньше, а часто больше по размерам, чем каолинит. Однако однозначными доказательствами ни та, ни другая сторона не располагают. Аналогичный пример можно привести и для других минералов, в частности для монтмориллонита, смешаннослойных минералов, иллита и хлорита.

По-видимому, знание истории видоизменения кристаллической структуры основных типов высокодисперсных слоистых силикатов в разных геологических условиях является одним из главнейших путей, которые позволяют однозначно интерпретировать генезис глинистых пород в целом. Работы в этом направлении довольно широко развернулись у нас в последние годы. Они дополняют, а в ряде случаев корректируют информацию, содержащуюся в книге Милло, поэтому кратко остановимся на них.

К числу исследований этого плана следует в первую очередь отнести интереснейшую работу М. Ф. Викуловой и Б. Б. Звягина [1965], показавших закономерную приуроченность различных полиморфных модификаций каолинита к различным геологическим обстановкам. Установленные этими авторами факты разупорядочивания триклинной структуры каолинита и перехода его в псевдомоноклинную модификацию при транспортировке и переотложении, а также явление дальнейшей дегградации минерала в морских условиях имеют важнейшее значение для генетических выводов и подтверждают, по-видимому, гипотезу постепенной переработки каолинита при движении от периферии к центральным частям морских бассейнов.

Не меньший интерес представляют работы В. Д. Шутова [1961, 1966], изучившего кристаллохимическую историю полиморфных преобразований каолинита в дикиит при региональном эпигенезе и в накрит при дислокационных подвижках.

Существенное значение имеют работы по изучению истории гидрослюды, наиболее распространенного компонента абсолютного большинства глинистых пород. В литературе наиболее распространена гипотеза обломочного происхождения подавляющего количества осадочных гидрослюды. Она в основном базируется на данных Уивера [Weaver, 1958], подчеркивавшего, что гидрослюды как современных осадков, так и различных типов осадочных пород чаще всего относятся к модификации 2M, характерной для высокотемпературных разностей [Yoder, Eugster, 1955]. Несколько тысяч рентгеноструктурных анализов глинистой фракции различных типов осадочных пород, проведенных в лаборатории осадочной минералогии ГИН АН СССР под руководством В. А. Дрица, показали спорность заключений Уивера. Наиболее распространены среди осадочных пород, не измененных глубоким эпигенезом, гидрослюды типов 1M или 1Md; впечатление о присутствии гидрослюды типа 2M в глинах поликомпонентного состава нередко может быть связано с наличием во фракции меньше 1 мк полевых шпатов, дающих в интервале с  $d = 4,46 - 2,50 \text{ \AA}$  ряд линий, которые могут быть отнесены к гидрослюде 2M<sub>1</sub>. Милло также склонен рассматривать иллиты главным образом как обломочные минералы, хотя и допускает возможность широкого формирования их в результате процессов аградации, а в бассейнах с хемогенной садкой даже как синтетических новообразований.

Вопрос о генезисе гидрослюды является одним из самых сложных в минералогии глин. Решение его требует накопления нового фактического

материала. Не исключена возможность, что новообразованные гидрослюды встречаются в осадочных породах чаще, чем это предполагается сейчас. Ни у кого не вызывает сомнения, например, синтетический генезис глауконита, который представляет ту же самую гидрослюду, только с высоким содержанием железа. Интересно установление Милло гаммы постепенных переходов от глауконитов высокожелезистых к низкожелезистым и, наконец, к собственно иллитам (гл. VIII).

Не вызывает также разногласий аутигенное происхождение «удлиненных гидрослюд» в цементе песчано-алевритовых пород, обнаруженных впервые Д. Д. Котельниковым, а затем и многими другими исследователями. Гидрослюды, встреченные в сопутствующих глинах, имеют под электронным микроскопом изометрично-неправильную форму частиц и обычно рассматриваются как аллотигенные. Но может быть, что в определенных случаях разница в морфологии частиц определяется только лучшими условиями для раскristализации минерала в более проницаемых породах. Было бы очень важно провести детальное структурное и химическое изучение удлиненных гидрослюд цемента песчаников и гидрослюд, парагенетически связанных с ними глин. Может быть, удалось бы найти более надежные критерии аллотигенности минерала, чем форма его частичек.

Существенное значение для понимания истории гидрослюд в осадочном процессе имели работы по изучению продуктов стадийного изменения двух основных типов обломочных слюд биотита и мусковита (Коссовская, Дриц, 1963; Коссовская, 1966). В этих работах была показана принципиально различная история этих двух минералов в осадочном процессе и внесены существенные дополнения и изменения в ряды деградации и аградации, предлагаемые Милло (гл. X). Сущность внесенных изменений заключается в следующем. В условиях гумидного разложения ряд деградации: слюда — хлорит — подвижные хлориты — вермикулит — монтмориллонит — существует в природе только для триоктаэдрических слюд. Мусковит подобного ряда не дает. Основной процесс разложения мусковита идет *не стадийно*; происходит полное разрушение его структуры и постепенное замещение каолинитом, образующим сначала частичные, а затем полные псевдоморфозы по мусковиту. По-видимому, стадийное течение процесса возможно только в самых тонких фракциях, но и оно имеет подчиненное значение. Это обстоятельство очень важно иметь в виду при анализе рядов аградации и деградации, предлагаемых Милло. В примечаниях оговорены и другие коррективы, которые необходимо внести в предлагаемые ряды трансформации.

В заключительной главе Ж. Милло подытоживает материалы, изложенные в предыдущих разделах книги, и анализирует с геохимических и геологических позиций эволюцию глинистых минералов на разных стадиях осадочного процесса. Как уже говорилось, слабее других изложена постседиментационная стадия. Эпигенетические изменения глинистых минералов гораздо более полно изучены в работах советских авторов, к которым и следует обращаться читателю в случае необходимости. Они даны в дополнительном списке литературы, причем особенно большой материал по этим вопросам сосредоточен в монографии Г. В. Карповой.

В заключение следует сказать, что книга Ж. Милло, написанная на высоком научном уровне, с обобщением обширных современных материалов по минералогии глин различных типов осадочных отложений и экспериментальным работам, бесспорно представляет большой интерес для широкого круга литологов и минералогов и будет способствовать дальнейшему росту уровня научных исследований глин и глинистых минералов в наших институтах и лабораториях.

А. Коссовская

## **Из предисловия к французскому изданию**

В книге «Геология глин» подводится итог работам, выполненным к 1963 г. в различных странах по проблеме происхождения и эволюции слоистых силикатов. Работа, написанная в 1947 г. [Millot, 1949], охватывала более узкий круг вопросов, касаясь лишь осадочных пород. Многие положения ее устарели, и я рад, что могу сам внести в нее необходимые исправления.

Обратив особое внимание на изменения в составе некоторых глинистых пород в зависимости от условий осадконакопления, я приписал новообразованию глинистых минералов необоснованно большую роль. Это явление существует, но не имеет столь всеобъемлющего значения, как мне казалось. Переотложение, или, иначе говоря, «наследование» глинистыми обломочными минералами состава материнских пород, является главной причиной, обуславливающей разнообразие ассоциаций слоистых силикатов в современных и древних отложениях. К унаследованным и новообразованным минералам следует добавить преобразованные, или трансформированные, минералы, возникшие как при деградации глинистых образований на стадии выветривания, так и при восстановлении их путем аградации после седиментации.

Цель книги — рассмотрение истории развития глин начиная от их возникновения при выветривании до исчезновения при метаморфизме. Книга помимо материалов по седиментологии и геологии содержит данные по почвоведению, океанографии, географии, петрографии и геохимии. Книга снабжена обширной библиографией.

**Ж. Милло**

# Глава I

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

В течение последних десяти лет номенклатура и классификация глинистых минералов обсуждались Международным комитетом по изучению глин (CIEA). Многочисленные таблицы и схемы классификаций были предложены Брауном [Brown, 1955], Эненом [Héning, 1956], Кайер и Эненом [Callière, Héning, 1959], Мак-Кензи [Mackenzie, 1959], Кайер [Callière, 1960] и Франк-Каменецким [1960] \*. В нашей работе использованы таблицы Кайер и Энена, представленные в конце главы (табл. 1—6).

В главе I излагаются схематические сведения о минералах, слагающих глины и являющихся предметом нашего дальнейшего изучения.

### ГРУППА КАОЛИНИТА

**Каолинит.** В научной терминологии название «каолинит» было, по-видимому, впервые введено Джонсоном и Блэйком [Johnson, Blake, 1867]. Структура каолинита установлена Грунером [Grüner, 1932] и пересмотрена Бриндли и Робинсон [Brindley, Robinson, 1946].

Как и все глинистые минералы, каолинит является слоистым силикатом, т. е. силикатом, построенным из наложенных друг на друга слоев (рис. 1). Каждый структурный слой каолинита состоит из двух элементарных слоев — тетраэдрического и октаэдрического. Тетраэдрический слой образован тетраэдрами, связанными между собой в двухмерные сетки. Вершины каждого тетраэдра заняты ионами кислорода, в его центре находится ион кремния, четыре положительных заряда которого уравниваются четырьмя зарядами кислорода. Октаэдрический слой состоит из связанных в двухмерные сетки октаэдров. В шести вершинах октаэдров находятся ионы кислорода, или гидроксила; центральная часть октаэдров занята ионами алюминия.

Каолинит имеет следующую структурную формулу:  $Al_2[OH]_4Si_2O_5$ . Структурные слои его электрически нейтральны, поскольку 14 положительных зарядов алюминия и кремния уравниваются 14 отрицательными зарядами кислорода и гидроксила. Каолинит характеризуется правильным чередованием слоев с периодом около 7 Å. На диаграммах дифракции рентгеновских лучей присутствуют сильные рефлексы 7,1 и 3,5 Å, исчезающие при прогревании образца при 450° С [Lucas, Jehl, 1961].

Под электронным микроскопом чешуйки каолинита обычно хорошо ограничены. Но иногда наблюдаются мелкие, плохо образованные кристаллы без какого-либо нарушения структурной упорядоченности.

\* Наиболее распространенными в СССР являются классификационные схемы Б. Б. Звягина (1964) и В. А. Франк-Каменецкого (1964). — *Ред.*

Диккит и накрит. Название «диккит» было предложено Россом и Керром [Ross, Kerr, 1931a] для минерала, ранее называвшегося *dick mineral*. Название «накрит» впервые введено в литературу Броньяром [Brongniart, 1807] и использовалось Россом и Керром [Ross, Kerr, 1931a]. Эти редкие минералы обычно имеют гидротермальное происхождение\*. По своему химическому составу они не отличаются от каолинита. Различие состоит лишь в строении кристаллической решетки. В отличие от триклинного

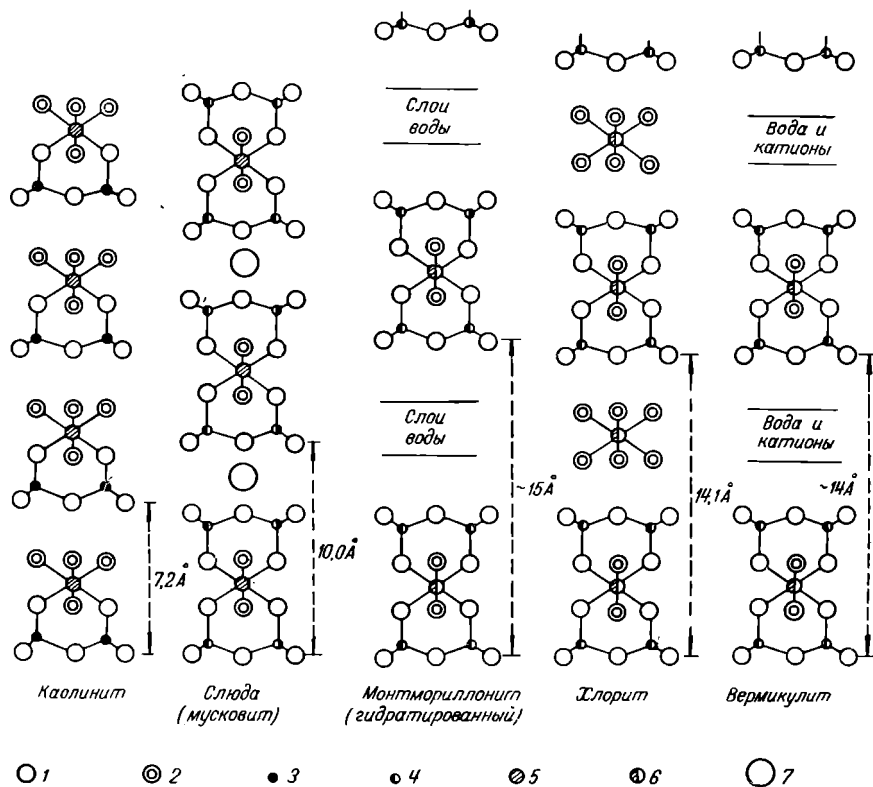


Рис. 1. Схема структуры основных слоистых силикатов [Brindley, 1951].

1 — кислород; 2 — гидроксильная группа; 3 — кремний; 4 — кремний — алюминий; 5 — алюминий; 6 — алюминий — магний; 7 — калий.

каолинита диккит является моноклинным, а накрит моноклинным, почти ромбическим, с углом  $\beta = 90^{\circ}20' \pm 10'$ .

Г а л л у а з и т. Название «галлуазит» предложено Бертье [Berthier, 1826]. Галлуазит состоит из каолиновых слоев, разделенных прослоями воды [Ross, Kerr, 1934; Mehmel, 1935; Hendricks, 1938; Brindley и др., 1948]. Межплоскостное расстояние  $10\text{Å}$ , но после дегидратации при нагревании оно уменьшается до  $7,2\text{Å}$ . Дегидратированный галлуазит называется метагаллуазитом. Под электронным микроскопом нередко наблюдаются

\* Диккит и накрит обнаружены В. Д. Шутовым (1961, 1966) в осадочных породах. Образование первого связано с процессами регионального эпигенеза мопоминерально кварцевых песчаников с первично каолинитовым цементом; встречается часто. Возникновение второго связано с дислокационным эпигенезом; встречается редко. — Ред.

трубчатые кристаллы галлуазита, что связано со скручиванием слоев. Галлуазит имеет гидротермальное и иногда осадочное происхождение.

Неупорядоченные каолиниты (огнеупорные глины). Многие естественные каолиниты огнеупорных глин состоят из каолинитовых слоев, находящихся в беспорядочном переслаивании (каолинитовые слои смещены в плане параллельно оси *b*). Такая неупорядоченность обуславливает характерные изменения в дифракции рентгеновских лучей.

На Лондонском конгрессе в 1948 г. для неупорядоченных каолинитов Бриндли предложил название меллорит, Гримсхау и Робертс — ливесит. Некоторые авторы еще и сейчас считают целесообразным использовать эти специальные названия, в частности Робертс [Roberts, 1958] придерживается термина «ливесит». Другие исследователи полагают, что в силу широкой изменчивости степени структурной неупорядоченности этих каолинитов предпочтительнее называть их одним общим термином. Распространение получило название «минералы файрклея» (*fireclays minerals*). Бриндли [Brown, 1961] считает этот термин слишком неопределенным и предлагает просто называть их неупорядоченными каолинитами.

Серпентины и гомотипы каолинита. Серпентины являются гидросиликатами магния и по своей структуре близки к каолиниту. Их химическая формула отличается от формулы каолинита тем, что в октаэдрическом слое два иона алюминия замещаются тремя ионами магния. Это триоктаэдрический магниальный гомотип каолинита. Структурная формула серпентинов  $(\text{OH})_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5$ .

Замещение двух ионов алюминия тремя ионами магния нередко называется изоморфным замещением. Это выражение хотя и понятно, но неточно. Действительно, условия изоморфизма требуют не только одинаковой кристаллической структуры, но и возможности совместной кристаллизации. Поэтому каолинит и серпентин, мусковит и флогопит не являются изоморфными.

Изотипия не нуждается в совместной кристаллизации [Billiet, 1944; Winkler, 1955], но в то же время она требует одной и той же группы симметрии, а замещение двух ионов алюминия тремя ионами магния изменяет симметрию решетки. В данном случае мы сталкиваемся со случаем меньшего сходства, который будем называть гомотипией [Winkler, 1955]. Поэтому, если мусковит и парагонит изотипны, то мусковит и флогопит, а также каолинит и серпентин гомотипны. Что же касается мелкокристаллических глинистых минералов, то в силу значительных неясностей, которые еще имеются в их кристаллохимической характеристике, более осторожный термин «гомотипия» следует предпочесть термину «изотипия».

В октаэдрическом слое каолинита присутствуют два иона алюминия, и мы называем такой каолинит диоктаэдрическим. Напротив, минералы группы серпентина, содержащие в октаэдрическом слое три иона магния, мы называем триоктаэдрическими.

Многочисленные петрографические разновидности серпентинов были изучены Лакруа [Lacroix, 1893—1895]. Разнообразный габитус этих минералов можно наблюдать в электронный и поляризационный микроскопы, а иногда и макроскопически. Разнообразие форм кристаллов серпентинов связано со структурными вариациями и нарушениями в наложении слоев. Каждая разновидность серпентина имеет сейчас собственное название: хризотил, ортосерпентин, антигорит [Brown, 1961].

Брегг и Уоррен [Bragg, Warren, 1930] предположили, что структура серпентина, так же как и структура амфиболов, состоит из сдвоенных цепочек. Грунер [Grüner, 1937] показал, что при таком понимании структуры

возникает целый ряд трудностей, и предположил для антигоритовой разновидности серпентина слоистую структуру. Ж. Лаппаран [Lapparent, 1938] доказал, что хризотил имеет слоистую структуру, но из-за несоответствия параметров магнезиального октаэдрического слоя и слоя кремнекислородных тетраэдров «кристаллическая решетка при своем росте изгибается, как изгибается бумажная лента, намазанная с одной стороны клеем». И действительно, в 1950 г. под электронным микроскопом были обнаружены трубчатые кристаллы хризотила [Bates, Sand, Mink, 1950]. Структура хризотила окончательно установлена Уорреном в 1942 г.

Антигориты и ортосерпентины имеют слоистую структуру, но характеризуются различной степенью структурной неупорядоченности [Zussman, Brindley, Comer, 1957].

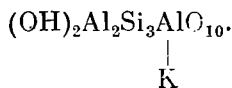
Кроме названных существует железистый гомотип каолинита — гриналит. В серпентинах Новой Каледонии встречаются никелевые гомотипы (гарниерит, нумейт, непуит). Замещения могут развиваться и в тетраэдрическом слое, образуя кронштедтит (с двух- и трехвалентным железом) и алюможелезистый бертьерин. Последний в английской литературе называется шамозитом \*. Мы рассмотрим его при описании слоистых силикатов железных руд, в которых он часто встречается.

### ГРУППА СЛЮД

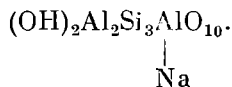
С л ю д ы. Структура слюд установлена Могеном [Mauguin, 1928] и Полингом [Pauling, 1930a]. Она характеризуется следующими основными чертами: а) октаэдрический слой заключен между двумя тетраэдрическими слоями и заселен различными ионами в шестерной координации, чем и определяется разнообразие слюд; б) три четверти тетраэдров заняты ионами Si, а четверть ионами Al, что обуславливает отрицательный заряд слоя; в) этот отрицательный заряд нейтрализуется крупными ионами, как правило, ионами K, которые располагаются в межслоевых промежутках и обеспечивают связь между слоями. Связанные калием слои не могут произвольно смещаться относительно друг друга. Однако эта связь достаточно непрочная, что обуславливает легкое расщепление слюд по спайности.

Структура слюд показана на рис. 1. Межплоскостное расстояние слюд, как и всех слоистых силикатов, построенных по этому типу, составляет около  $10\text{Å}$ .

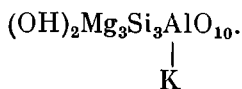
Типичным представителем диоктаэдрических слюд является мусковит



Эквивалентом, или натриевым изотипом, мусковита служит парегонит

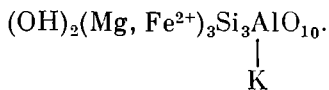


Типичным представителем триоктаэдрических слюд является флогопит



\* В СССР также принято название «шамозит», которое и будет применяться в дальнейшем вместо термина «бертьерин», принятого французской школой и используемого Милло. — *Ред.*

В октаэдрическом слое биотита присутствуют Mg и Fe<sup>2+</sup>, а иногда Fe<sup>3+</sup> и Al:



Химический состав различных слюд изучался Винчеллом [Winchell, 1927]. Серии богатых алюминием и магнием серицитов и диоктаэдрических слюд рассматривались с кристаллохимических позиций Шеллером [Schaller, 1950] и Фостером (Foster, 1956).

П и р о ф и л л и т и т а л ь к \* также образованы слоями толщиной около 10Å. Точная толщина слоев, по Грунеру [Grüner, 19346], — 9,16 и 9,3Å. В этих минералах не наблюдается замещений кремния тетраэдрического слоя алюминием, в связи с чем между слоями отсутствуют щелочные ионы. Этим объясняется и та легкость, с которой происходит взаимное перемещение чешуек талька. Минералы имеют следующие структурные формулы: пирофиллит — (OH)<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>; тальк — (OH)<sub>2</sub>Mg<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>.

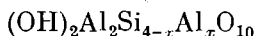
В осадочных отложениях эти минералы встречаются лишь изредка. Пирофиллит был обнаружен Ружем в 1954 г. в основании готландских отложений Северной Сахары в скважине района Эль-Гальо; Кюльбикки и Эскевеном в 1961 г. — в базальных девонских отложениях Угарты и, наконец, Лафоном [Lafond, 1961] — в аллювии Вилены, где минерал имеет обломочное происхождение. В сланцах и песчаниках нижнего девона в синклинали Лаваль встречен также и диагенетический пирофиллит [Dunoyer de Segonzac, Millot, 1962]. Тальк был обнаружен в оолитовых нижнекембрийских известняках в Африке [Bigotte, Bonifas, Millot, 1957; Millot, Palausi, 1959], в цехштейне Европы [Füchtbauer, Goldschmidt, 1959] и в современных осадках у берегов Флориды [Weaver, 1959].

Эти редкие в осадочных породах минералы широко распространены в гидротермальных и даже метаморфических породах, где с ними связаны свои специфические проблемы [Thiébaud, 1951; Harder, 1956].

И л л и т ы (от названия штата Иллинойс, США). Этот термин был предложен Гримом, Бреем и Брэдли [Grim, Brau, Bradley, 1937] для обозначения группы слюдоподобных глинистых минералов, широко распространенных в осадочных породах и почвах.

Уже первые исследования показали, что в тетраэдрических слоях иллитов менее четверти атомов кремния замещено атомами алюминия, в связи с чем на столько же сокращается количество щелочей в межслоевых промежутках. Нередко наблюдается и частичное замещение ионов Al в октаэдрических положениях ионами Mg, Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>. Пределы этих замещений пока не установлены, в частности и потому, что нет полной уверенности в чистоте исследуемых образцов.

Структурная формула иллитов изменчива и имеет следующий вид:



K<sub>x</sub>

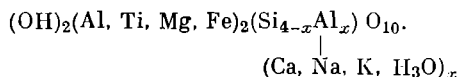
при 0,5 < x < 0,75.

\* Пирофиллит и тальк неправильно описаны в группе слюд; причиной является, очевидно, расстояние, близкое к 10Å, характерное для этих минералов, так же как для слюд. Пирофиллит описан В. Д. Шутовым (1961), А. В. Копелиовичем [1965] вместе с дикситом в цементе кварцевых песчаников, измененных до стадии метагенеза. Под диагенетическим пирофиллитом Милло, несомненно, подразумевает также эпигенетические образования. Пирофиллит, так же как диксит, является минералом-индикатором зон регионального эпигенеза и метагенеза [Коссовская, Шутов, 1963]. — *Ред.*

При расчете структурной формулы иллитов (или гидрослюдов) по результатам химических анализов возникают некоторые трудности [Brown, Norrish, 1952]. При первом методе расчета формулы не принимается во внимание количество воды, выделившейся при температуре более 105° С. Расчет производится по теоретическому количеству анионов — 10 ионам кислорода и 2 ионам гидроксила. В полученной формуле катионы распределены между 22 отрицательными зарядами, но при этом нет уверенности, что количество гидроксил-ионов не занижено. Этот метод расчета применялся Хендриком и Россом [Hendricks, Ross, 1941], Гримом и Брэдли [in Bradley, 1951].

При втором методе, использованном Браммелом, Личем и Баннистером [Brammal, Leech, Bannister, 1937], учитывается количество воды, выделившейся при температуре более 105° С. Полученная структурная формула включает менее 10 ионов кислорода и более 2 ионов гидроксила, а сумма отрицательных зарядов по-прежнему 22. Эта формула заметно отличается от идеальной формулы слюды.

Браун и Норриш [Brown, Norrish, 1952] показали, что, опираясь на гипотезу о замещении ионов калия в межслоевых положениях ионами оксония  $H_3O^+$ , можно получить более удовлетворительную структурную формулу такого типа:



В целом иллиты следует рассматривать как очень тонкокristаллические слюды с дефицитом ионов калия, замещааемых по данным химических анализов водой. Эта вода, по мнению некоторых авторов, присутствует в форме ионов оксония или гидрония. В связи с недостатком калия слои в иллитах связаны друг с другом менее прочно, чем в идеальных слюдах, и прочность связи уменьшается с увеличением степени гидратации. Отмечается частичное развитие неупорядоченных смешаннослойных структур, механизм возникновения которых будет рассмотрен ниже.

Иллиты являются наиболее распространенными в природе глинистыми минералами. В этих тонкокristаллических слюдах межслоевые промежутки уже (или еще) не насыщены ионами калия, что обуславливает некоторую неупорядоченность в расположении октаэдрических и тетраэдрических слоев по сравнению с идеальной слюдой. В главе X будет рассмотрен механизм преобразований, обуславливающих возникновение начальных стадий неупорядоченности, раскрытие и формирование смешаннослойных структур в слюдах, обладающих размерами глинистых минералов, т. е. размерами менее 2 мк.

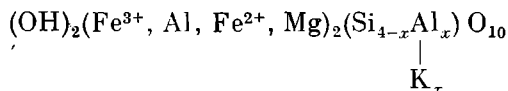
**Политипные разновидности мусковита.** Выполненные недавно исследования позволили установить две модификации в слюдах: смешаннослойные образования и политипные разновидности. Последние изучались в группе мусковита и были также обнаружены среди мелкочешуйчатых мусковитоподобных минералов, называемых иллитами.

Политипные разновидности мусковита описаны Смитом и Йодером [Smith, Yoder, 1956]. Они различаются по характеру наложения слоев. Политипия обусловлена смещениями на величину  $a/3$  кислородных сеток в октаэдрическом ряду. При гексагональной симметрии плоской сетки на этом уровне возможны шесть направлений таких смещений, и теоретически следует ожидать появления шести политипных разновидностей. В действительности же в природном мусковите были обнаружены лишь три модификации: 1M, 2M<sub>1</sub> и 3T, где цифра отвечает числу слоев в элементарной ячейке, буква характеризует сингонию: M (моноклинная) или T (триклинная), а индекс в модификации 2M<sub>1</sub> означает одну из двух возможных разновидностей. Разновидность 3T встречается значительно реже, чем 1M и 2M<sub>1</sub>. Некоторые авторы считают, что различные модификации имеют разное происхождение: иллиты 2M являются обломочными, а иллиты 1M — новообразованными. Такой вывод является преждевременным, так как решение этого вопроса требует дальнейших исследований.

Учитывая полиптиию и существование многочисленных смешаннослойных образований, следует признать, что систематика минералов группы слюд является сложным делом. Все же такая систематика поможет лучше понять происхождение этих минералов.

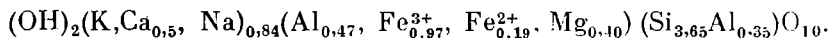
**Г л а у к о н и т** (глаукония). Термин «глаукония» (*glauconie*) был предложен Броньяром [Brongniart, 1823] после выделения минерала в результате химических анализов Бертье [Berthier, 1820—1821]. Позднее Кеферштейном [Keferstein, 1828] было введено название «глауконит» (*glauconite*).

Структура минерала была установлена Грунером [Grüner, 1935], показавшим, что она близка к структуре слюд. Мегдефрау и Гофманн [Mägdefrau, Hofmann, 1937] обнаружили ее сходство со структурой серицита. Опираясь на многочисленные химические анализы, Хендрикс и Росс [Hendricks, Ross, 1941] предложили структурную формулу глауконита и показали его полную идентичность с селадонитом, известным из продуктов выветривания основных лав. Структурная формула глауконита близка к формуле иллита:



при  $0,5 < x < 1$ .

Усредненная химическая формула, полученная Хендриксом и Россом [Hendricks, Ross, 1941]:



Сабатье [Sabatier, 1949] изучил минералогическое строение глауконита и выполнил его дифференциальный термический анализ. По данным рентгеноструктурных исследований Сабатье установил неупорядоченность в наложении слоев. Берст [Burst, 1956, 1958а, б] показал, что не все глаукониты имеют структуру, аналогичную установленной Грунером; он выделил четыре категории глауконитов. Для характеристики первых двух категорий были использованы данные Йодера и Эйгстера [Yoder, Eugster, 1954] по полиптии слюд, позволившие получить четыре группы глауконитов.

Первая группа отвечает диоктаэдрическому слоистому силикату, названному Грунером глауконитом [Grüner, 1935]. На рентгенограммах присутствуют острые симметричные пики. Это упорядоченная структура типа 1M. Во вторую группу входят также мономинеральные слюдястые образования, характеризующиеся, однако, низкими симметричными рефлексамии. Пики медленно расплываются в сторону больших углов. Анализ рентгенограмм позволяет отнести эту группу к структурному типу 1Md (моноклинный неупорядоченный). Третья группа представлена смешаннослойными образованиями, в которых слои монтмориллонита довольно беспорядочно переслаиваются со слоями минерала 10Å. Четвертая группа — смесь минералов, в которой Берст обнаружил иллит, монтмориллонит или разные смешаннослойные образования.

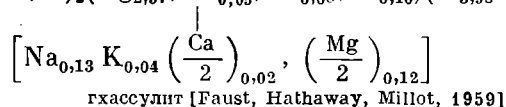
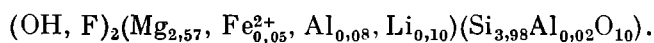
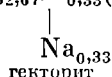
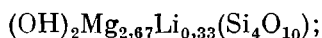
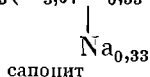
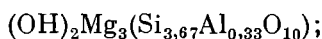
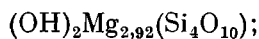
Юнг [Jung, 1954] и Келлер [Keller, 1958б] описали железистые иллиты, или глауконитовые слюды, занимающие промежуточное положение между иллитами и глауконитами по содержанию трехвалентного железа.

Обычно название «глауконит» имеет два смысла. Под этим термином понимают как определенный глинистый минерал — железистый аналог иллита, так и изменчивую смесь различных минералов зеленого цвета. Поэтому автор предлагает различать:



$(\text{OH})_2\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})$ . При частичном замещении в октаэдрическом слое Mg на Li возникает гекторит, а при замещении в тетраэдрических положениях Si на Al — сапонит. Не зная о существовании стивенсита, автор рассматривал ранее в качестве крайнего магнезиального члена серии минерал гхассулит [Millot, 1954a]. В действительности из-за присутствия небольшого количества лития этот минерал является промежуточной разностью между стивенситом и гекторитом [Faust, Hathaway, Millot, 1959].

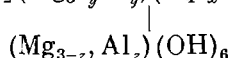
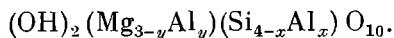
Перечисленные выше минералы имеют следующие формулы:



### ГРУППА ХЛОРИТА

Термин «хлорит» был использован в XIX в. Вернером для обозначения зеленых слоистых минералов, богатых закисным железом. Существуют многочисленные разновидности хлоритов, возникновение которых обусловлено разнообразными гомотипными замещениями, возможными в решетке этих минералов. Хлориты уже очень давно обнаружены в кристаллических сланцах, в породах гидротермального происхождения и среди продуктов выветривания различных силикатов. В глинистых породах они были встречены сравнительно недавно. Хлориты известны в современных осадках [Correns, 1937; Grim, Dietz, Bradley, 1949], в почвах [McEwan, 19486] и осадочных породах [Millot, 1949; Eckhardt, 1958]. Последние в некоторых случаях нацело сложены хлоритами [Millot, 1954в].

Собственно хлориты. Минералогическое описание их можно найти в работах Орселя [Orsel, 1927], Могена (Maugin, 1930), Полинга [Pouling, 19306], Мак-Мерчи [McMurchu, 1934]. Полученная минералогическая характеристика уточнена исследованиями Робинсон и Бриндли [Robinson, Brindley, 1949]. Структура хлоритов (рис. 1) представлена чередующимися слоями триоктаэдрической слюды, связанными бруситовыми слоями. Межплоскостное расстояние является постоянным и составляет около 14Å. Структурная формула



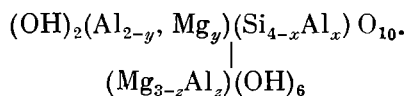
В тетраэдрическом, октаэдрическом и бруситовом слоях возможны весьма разнообразные замещения, на основании которых можно создать классификацию хлоритов. Такие классификации предложены Орседем, Кайер и Эненом [Orcel, Caillère, Hénin, 1950], Бриндли и Гиллери [Brindley, Gilley, 1956].

**Хлориты железных руд** (минералы с межплоскостным расстоянием  $7\text{Å}$ ). Проблема хлоритов железных руд детально будет рассматриваться при описании этих руд. Отметим, однако, что наряду с собственно хлоритами в железных рудах присутствует значительное количество слоистых силикатов, относившихся ранее по данным микроскопического анализа к хлоритам, а по данным рентгеноструктурных исследований принадлежащих к группе  $7\text{Å}$ -слоистых минералов [Brindley, 1949; Orcel, Hénin, Caillère, 1949; Harder, 1951]. Они составляют часть группы каолинита и близки к серпентину. Французы называют их бертьеринами, англичане и американцы — шамозитами\*.

**Разбухающие хлориты.** Минерал, обладающий подобно монтмориллониту способностью разбухать при насыщении этиленгликолем или глицерином, но сохраняющий стабильность при нагревании, был описан Ханиборном [Honeyborne, 1951], Стивенем и Мак-Юаном [Stephen, McEwen, 1951] из мергелей английского кейпера. Предполагается, что этот минерал — хлорит, в котором прерывистый бруситовый слой образует «колонны» между слоями слюды. В связи с этим происходит ослабление ионной связи и между слоями могут располагаться двойные слои гликоля или глицерина. В то же время присутствие неполного бруситового слоя препятствует распаду структуры при нагревании [Brown, 1961].

Разбухающие хлориты были обнаружены также в железных рудах [Caillère, Hénin, 1952], а в триасовых мергелях они встречаются как самостоятельно, так и в смешаннослойных образованиях с хлоритами [Lippmann, 1954; Martin-Vivaldi, McEwan, 1960; Lucas, Bronner, 1961].

**Диоктаэдрические хлориты.** В классификации Бриндли и Гиллери [Brindley, Gilley, 1956] специальное место отведено диоктаэдрическим хлоритам. Они построены чередующимися слоями не флогопитового, а мусковитового типа. Их структурная формула:



Возможно, такие продукты возникают как в почвах [Brown, Jackson, 1958], так и в осадочных породах [Weaver, 1959; Caillère, Hénin, Robeguin, 1962] при преобразовании одних минералов в другие\*\*.

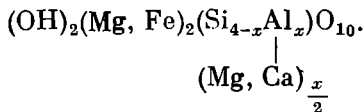
### ГРУППА ВЕРМИКУЛИТА

**Вермикулит** — минерал, близкий к слюдам, при нагревании образует червеобразные сростки. Долгое время его считали разновидностью триоктаэдрической слюды. Структура вермикулита установлена Грунером [Grüner, 1934a], который показал, что минерал построен слоями слюдистого типа, разделяемыми молекулами воды (рис. 1). Хендрикс и Джефферсон

\* См. прим. на стр. 21.

\*\* Сводка материалов по минералогии и распространению диоктаэдрических хлоритов дана в работе Мюллера [Muller, 1963], предложившего называть минералы этой группы судоитами в честь японского исследователя глины Судо. — *Ред.*

[Hendricks, Jefferson, 1938] выявили, что эта структура не является нейтральной и стабилизируется межслоевыми ионами, чаще всего ионами Mg и иногда Ca. Структурная формула вермикулита:



Тщательное рентгеноструктурное исследование вермикулита было выполнено Баршадом [Barshad, 1948, 1949, 1950] и Уокером [Walker, 19496, 1951, 1957, 1958]. Межплоскостное расстояние минерала около 14Å. Замещение межслоевых катионов в зависимости от природы используемых катионов обуславливает изменение расстояния: если в межслоевых позициях находятся Mg и Ca, межплоскостное расстояние составляет около 14Å, для Ba, Li, Na — около 12Å, для NH<sub>4</sub>, K, Rb, Cs — около 10Å. Реакция минерала на обработку глицерином и этиленгликолем зависит от конкретного образца и природы межслоевых катионов. Уокер [Walker, 1957, 1958] пытался найти надежные критерии идентификации вермикулитов. Ему удалось установить, что в подавляющем большинстве случаев обработанный магнием вермикулит имеет межплоскостное расстояние в 14,3Å, не изменяющееся при насыщении глицерином. В этом состоит основное отличие минералов группы вермикулита от монтмориллонитов.

Вермикулиты в глинах. Изложенные выше результаты были получены на крупнокристаллических образцах, несомненно относившихся, как показал Грунер, к триоктаэдрическому типу. Рассмотрим тонкодисперсные вермикулиты в глинах. Уже более десяти лет назад было установлено, что во многих природных глинах в качестве обычной или основной составляющей встречаются вермикулитоподобные минералы. Они были первоначально обнаружены в почвах Мак-Юаном (McEwan, 1948), Джексоном с соавторами [Jackson, и др., 1952], Брауном [Brown, 1953], Хатуэем [Hathaway, 1955] и многими другими исследователями. Эти минералы были встречены в древних отложениях Милло [Millot, 1949], а позже выявлены во многих образцах из современных и древних толщ.

Каковы же вермикулиты в глинах? Они охарактеризованы пока лишь данными рентгеноструктурного анализа. Это минералы с межплоскостным расстоянием около 14Å, отличающиеся от хлоритов уменьшением расстояния до 10Å при нагревании, а от монтмориллонитов — отсутствием разбухания после насыщения магнием и обработки глицерином. Поскольку вермикулиты в глинах встречены в смесях с другими минералами, изучение их химического состава не проводилось. По данным рентгенографического исследования среди вермикулитов почв и осадочных отложений в отличие от крупнокристаллических вермикулитов встречаются как диоктаэдрические, так и триоктаэдрические разновидности [Brown, 1953; Hathaway, 1955; Walker, 1957; Martin-Vivaldi, Sanchez Camazano, 1961].

В данном случае первоначальное понимание термина вермикулит было расширено. Вермикулиты в глинах обладают структурой слюд диоктаэдрического или триоктаэдрического типа, причем связи между слоями менее прочны, чем в слюдах и хлоритах, и более прочны, чем в монтмориллонитах. В настоящее время можно считать несомненным существование переходных разностей между этими группами минералов.

## СМЕШАННОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Решетка смешаннослойных глинистых минералов, называемых по-английски «*mixed layer clay minerals*», построена чередующимися слоями различной природы. Такие минералы были обнаружены Грунером [Grüner, 1934a], Хендриком и Джефферсоном [Hendricks, Jefferson, 1938] при изучении вермикулитов, Нагельшмидтом [Nagelschmidt, 1944a] при исследовании браваизита (смешаннослойный иллит-монтмориллонит). В дальнейшем смешаннослойным структурам были посвящены многочисленные исследования, проводившиеся в трех направлениях.

Первое — теоретическое изучение проблемы и, в частности, расчет дифракционной картины от смешаннослойных структур (Hendricks, Feller, 1942; W. Bradley, 1945; Mering, 1949; McEwan, 1949; 1956; McEwan, Ruiz Amil, Brown in Brown, 1961); второе — совершенствование практических методов диагностики и выявление реально существующих смешаннослойных минералов. Наряду с перечисленными выше работами следует отметить исследования Бриндли [Brindley, 1951], Брэдли [Bradley, 1953], Брэдли и Уивера [Bradley, Weaver, 1956]. Третье — изучение распределения смешаннослойных минералов в почвах, среди продуктов выветривания, в породах осадочного и гидротермального происхождения.

Мак-Юан [McEwan, 1949] выделяет три возможных типа смешаннослойных структур:

а) упорядоченные. Слои различной природы, обозначенные, например, А и В, переслаиваются по определенному закону. При наиболее простом законе наблюдается переслаивание типа АВАВАВ. . . Некоторые упорядоченные смешаннослойные минералы получили специальные названия;

б) неупорядоченные. Переслаивающиеся компоненты располагаются беспорядочно;

в) с обособлением переслаивающихся пакетов, каждый из которых в свою очередь может обладать смешаннослойной структурой. При исследовании таких весьма сложных образований возникают значительные трудности.

Теоретически переслаиваться могут слои любого типа\*. Бриндли и Гиллери [Brindley, Gillery, 1953] описали смешаннослойный хлорит-каолинит, а Брэдли [Bradley, 1950] — упорядоченный смешаннослойный вермикулит-пирофиллит, названный «ректором». Хорошо известны смешаннослойные минералы с биотитовыми слоями [Ruthuff, 1941], такие как биотит-хлорит или биотит-вермикулит, возникающий при выветривании биотита и названный «гидробиотитом». Однако биотит неустойчив в гидросфере, поэтому в почвах и осадочных отложениях распространены в основном следующие типы слоев: иллит, монтмориллонит, вермикулит, хлорит. Возможно, существуют смешаннослойные структуры, построенные одновременно всеми четырьмя типами слоев, но этот случай пока не поддается точной расшифровке. Смешаннослойные образования с тремя или четырьмя составляющими

---

\* Смешаннослойные минералы с чередованием компонентов с двухслойными структурами пока достоверно не установлены. Обычно смешаннослойные минералы образуются чередованием трехслойных минералов с различным характером заполнения межслоевых промежутков типа: 1) бруситового слоя (гидрагиллитового) в триоктаэдрических (или соответственно диоктаэдрических) хлоритах; 2) калия в слюдах и 3) обменных катионов в вермикулитах и монтмориллонитах. В. А. Дрицем (1966) было показано также, что смешаннослойные структуры минералов могут быть обусловлены изоморфными замещениями катионов в тетраэдрических и октаэдрических слоях или дефектностью структуры в межслоевых промежутках. — *Ред.*

изучались многими авторами, в частности Вандерстаппеном и Корнилом [Vanderstappen, Cornil, 1958], Джонасом и Брауном [Jonas, Brown, 1956], однако наибольшим распространением пользуются смешаннослойные минералы, построенные двумя типами слоев. Именно они привлекают в настоящее время внимание многочисленных исследователей.

При переслаивании двух типов слоев, располагая слоями типа иллита, хлорита, монтмориллонита, вермикулита, можно получить следующие шесть разновидностей смешаннослойных минералов\*:

Иллит-монтмориллонит	(И-М)	Монтмориллонит-вермикулит	(М-В)
Иллит-вермикулит	(И-В)	Монтмориллонит-хлорит	(М-Х)
Иллит-хлорит	(И-Х)	Вермикулит-хлорит	(В-Х)

Количество возможных разновидностей смешаннослойных минералов возрастет, если учесть существующие слои типа разбухающего хлорита, рассмотренные Мартино-Вивальди и Мак-Юаном [Martin-Vivaldi, McEwan, 1960], и нередко встречающиеся в природе монтмориллониты с межплоскостным расстоянием 12Å.

Некоторые смешаннослойные минералы получили специальные названия. Кроме упомянутых выше ректорита и гидробиотита, можно указать браваизит [Mallard, 1878]. Удалось показать, что браваизит, имеющий приоритет по отношению к названию иллита, является смешаннослойным минералом иллита-монтмориллонита. Название корренсита было предложено Липпманном [Lippmann, 1954] для смешаннослойного образования, описанного им как смешаннослойный хлорит-монтмориллонит [Lippmann, 1959], а Брэдли и Уивером [Bradley, Weaver, 1956] — как смешаннослойный хлорит-вермикулит. Мартин-Вивальди и Мак-Юан [Martin-Vivaldi, McEwan, 1960] предпочитают рассматривать его как хлорит-разбухающий хлорит. Однако такие специфические названия, по-видимому, не лучше, чем простое перечисление образующих структуру слоев. Значительное разнообразие сочетаний слоев и изменчивость количественных соотношений между разными компонентами могут породить запутанную номенклатуру. Специальные названия принято давать только упорядоченным смешаннослойным минералам [Brown, 1955].

Для полного исследования смешаннослойных глинистых минералов необходимо определить: а) тип каждого из двух чередующихся слоев; б) является ли это чередование упорядоченным или неупорядоченным; в) долю каждого компонента; г) порядок чередования слоев АВАВАВ или АВВАВВАВ...

В конкретных случаях исследование перечисленных особенностей наталкивается нередко на ряд теоретически и практически непреодолимых трудностей. В повседневной работе пока довольствуются определением типа чередующихся слоев, оценкой степени упорядоченности структуры и приближительной оценкой соотношения двух компонентов.

\* В выделяемых разновидностях смешаннослойных минералов Милло не учитывает их принадлежности к триоктаэдрическому и диоктаэдрическому рядам, что имеет первостепенное значение как для точной диагностики минералов, так и для расшифровки их генезиса. Например, упорядоченное чередование триоктаэдрического хлорита и монтмориллонита дает минерал, близкий к корренситу (собственно корренсит, установленный Липпманом представляет чередование слоев хлорита — разбухающего хлорита). Упорядоченное же чередование диоктаэдрического хлорита с монтмориллонитом дает другой минерал, названный Франк-Каменецким, Логвиенко и Дрицем (1963) — тосудитом. Генетическая классификация упорядоченных и неупорядоченных триоктаэдрических и диоктаэдрических смешаннослойных минералов предложена недавно А. Г. Косовской [1966]. — *Ред.*

Методика исследований основана на проводимом в следующем порядке анализе диаграмм дифракции рентгеновских лучей. Вначале получают три обычных рентгенографических снимка ориентированного препарата глинистой фракции: снимок «природного», или естественного, образца (Е); снимок образца, прогретого при 490° С (П); снимок образца, насыщенного

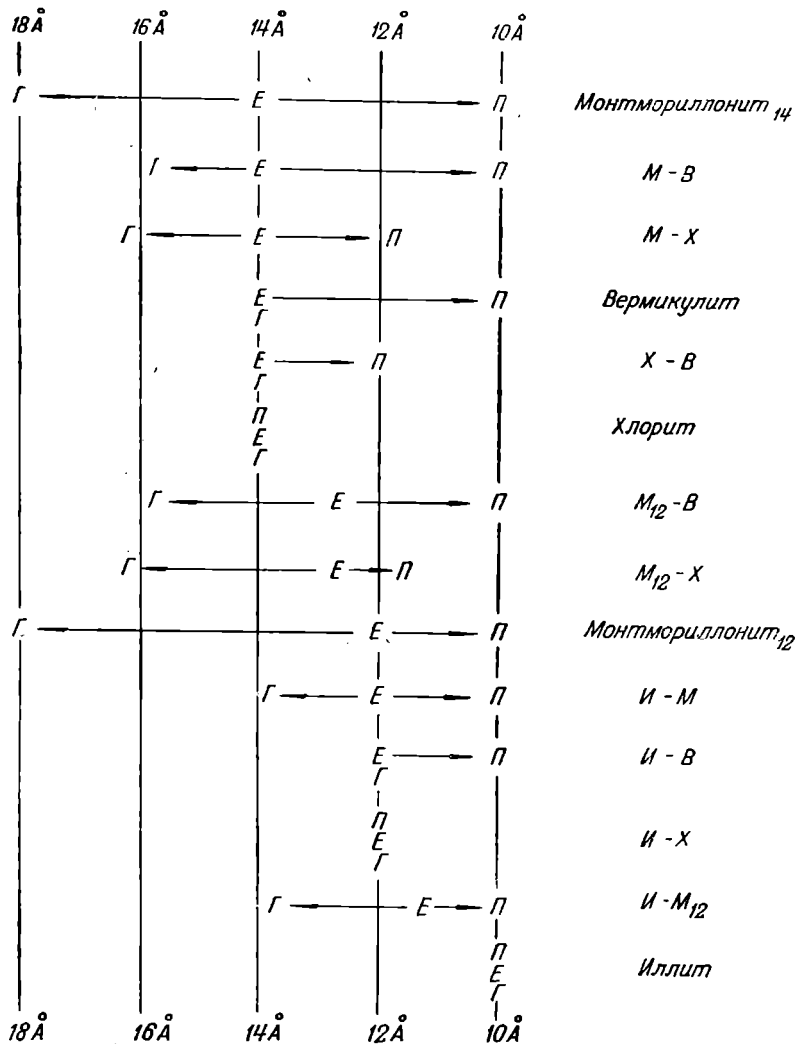


Рис. 2. Изменение межплоскостного расстояния глинистых минералов после физико-химической обработки [Lucas, Camez, Millot, 1959].

Образцы: Е — естественный; П — прогретый; Г — насыщенный глицерином.

глицерином (Г); затем интерпретируют полученные снимки, основываясь на данных о межплоскостном расстоянии простых минералов в ангстремах:

	Е (естественный)	П (прогретый)	Г (насыщенный глицерином)
Иллит . . . . .	10	10	10
Хлорит . . . . .	14	14	14
Монтмориллонит . . . . .	14	10	17.7
Вермикулит . . . . .	14	10	14

Если эти простые минералы образуют смесь, состоящую из отдельных частиц, на диаграммах одновременно присутствуют линии дифракции обоих компонентов.

Упорядоченные смешаннослойные образования ведут себя не как смеси, а как настоящие минералы. Их межплоскостное расстояние равно сумме расстояний чередующихся слоев. Возникает новый период повторяемости. Например, нередко встречающийся в осадках корренсит, смешаннослойный хлорит-монтмориллонит, имеет межплоскостное расстояние, равное  $(14 + 14) 28\text{Å}$ . Он характеризуется целой серией базальных рефлексов:

Естественный . . . . .	28	—	14	9.3	7
Прогретый . . . . .	24	—	12	8	6
Насыщенный глицерином . . . . .	32	16	10.6	8	5.3

Для неупорядоченных смешаннослойных структур строгий период повторяемости отсутствует. Они дают нецелочисленную серию рефлексов, так как ближайшие линии обоих компонентов интерферируют и возникает единый рефлекс. Это называется эффектом острия. Каждой структуре свойственна своя последовательность эффектов острия, что ведет к возникновению нелинейных серий рефлексов. Многочисленные случаи образования их рассмотрены в работах (McEwan, Ruiz Amil, Brown in Brown, 1961).

При исследовании смешаннослойных минералов следует руководствоваться специальными таблицами изменения межплоскостного расстояния [Lucas, Camez, Millot, 1959; Martin-Vivaldi, McEwan, 1960; Warshaw, Roy, 1961].

На рис. 2 дана упрощенная таблица Люка, Камеса и Милло.

#### ГРУППА ПАЛЫГОРСКАТА И СЕПИОЛИТА \*

**П а л ы г о р с к и т ы.** Эти минералы давно известны под названиями «горная бумага», «горный картон» или «горное дерево». Уже в 1807 г. Броньяр объединил их под названием «пробковых асбестов». Позднее были обнаружены их волокнистые асбестоподобные разновидности, землистые массы, осадочные прослои морского и озерного происхождения, имеющие в обнажениях тонкослоистый листоватый облик.

Ж. Лаппаран [Lapparent, 1935] назвал «аттапульгитом» минерал, слагающий сукновальные глины в Аттапальгасе (Джорджия, США) и Мормуароне (Франция). Лоншанбон [Longchambon, 1936] показал, что аттапульгиты принадлежат к серии палыгорскитов Ферсмана.

Палыгорскиты являются алюмомагнезиальными силикатами, в которых алюминий и магний присутствуют приблизительно в равных количествах.

---

\* Вместо применяемого Милло термина «аттапульгит» правильнее использовать название палыгорскит, принятое в литературе по глинистым минералам. Детальное описание этой группы минералов было дано Ферсманом [1913]. Значительно позднее, в 1935 г., Лаппаран описал минерал, принадлежащий к этой же группе, под названием аттапульгит. — *Ред.*

Для этих минералов характерно волокнистое строение, иногда, в асбестоподобных и картоноподобных палыгорскитах, различимое невооруженным глазом. Электронномикроскопические наблюдения показали, что кристаллы осадочных палыгорскитов также имеют волокнистую форму [Humbert, Shaw, 1941].

Палыгорскит характеризуется следующими основными межплоскостными расстояниями: 10,5; 6,44; 5,42; 4,48; 3,24, 2,15 Å.

С е п и о л и т ы также известны уже давно. Они были впервые выделены Вернером в 1789 г. под названием «морская пена» (*Meerschäum*). Затем их называли магнезитом, но в некоторых языках этот термин позднее употреблялся для обозначения карбоната магния. Термин «сепиолит» в настоящее время общепризнан. Как и палыгорскиты, эти минералы встречаются в волокнистых разновидностях с древовидным асбестом, в гидротермальных жилах, а также в виде землистых масс в озерных и морских отложениях. Под электронным микроскопом видно, что волокнистый габитус сохраняется и в осадочных землистых сепиолитах (фототабл. I, см. в конце книги).

Сепиолит является магнезиальным силикатом, как правило, с незначительным содержанием алюминия. Это магнезиальный член ряда палыгорскитов Ферсмана. Он характеризуется следующими основными межплоскостными расстояниями: 12,10; 7,6; 5,05; 4,5; 4,30; 3,75; 3,33 Å.

Ферсман [1908, 1913] определил серию палыгорскитов как изоморфную серию с известным магнезиальным конечным членом — сепиолитом и неизвестным существенно алюминиевым конечным членом, названным им «парамонтмориллонитом». Термин «палыгорскит», таким образом, означает совокупность минералов, включающую наряду с крайними членами ряда промежуточные разновидности — лассалит, пилолит, названия которых в настоящее время вышли из употребления.

Как показали современные минералогические исследования, в действительности не существует непрерывной серии между существенно магнезиальными и алюминиевыми крайними членами. Имеются два типа минералов различной структуры. Первый тип — алюмомагнезиальные минералы с разнообразными изотипными замещениями, называемые палыгорскитами («аттапульгитами»); второй существенно магнезиальный тип — сепиолиты.

В 1937 г. Лоншанбон предположил, что структура сепиолита построена, так же как и структура амфиболитов, — цепями тетраэдров  $\text{Si}_4\text{O}_{11}$ . Ж. Лаппаран [Lapparent, 1938], учитывая волокнистое строение минерала, допускал слоистую структуру с  $\text{Si}_4\text{O}_{10}$ . При этом он полагал, что кристаллы в форме удлиненных волокон не обязательно должны иметь структуру амфибола, как это было показано им же на примере хризотила. Брэдли предложил для палыгорскита [Bradley, 1940], а затем и для сепиолита [Nagy, Bradley, 1955] модель структуры, построенную полыми вытянутыми кирпичиками. Уточнение такой модели было получено Браунером, Прейзингером [Brauner, Preisinger, 1956] и Бриндли [Brindley, 1959].

Структуры этих минералов показаны на рис. 3. Они построены не из волокон, а из планок, вытянутых в направлении оси. Эти планки состоят из чередующихся элементарных лент, каждая из которых имеет слоистую структуру. В лентах палыгорскита содержится пять [Bradley, 1940], а в лентах сепиолита восемь октаэдрических ионов [Brauner, Preisinger, 1956]. В каналах между лентами может находиться цеолитная вода.

Для рассматриваемых минералов предложены следующие структурные формулы, в которых возможно замещение Mg на Al:



палыгорскит [Bradley, 1940]



сепиолит [Nagy, Bradley, 1955]



сепиолит [Brauner, Preisinger, 1956]

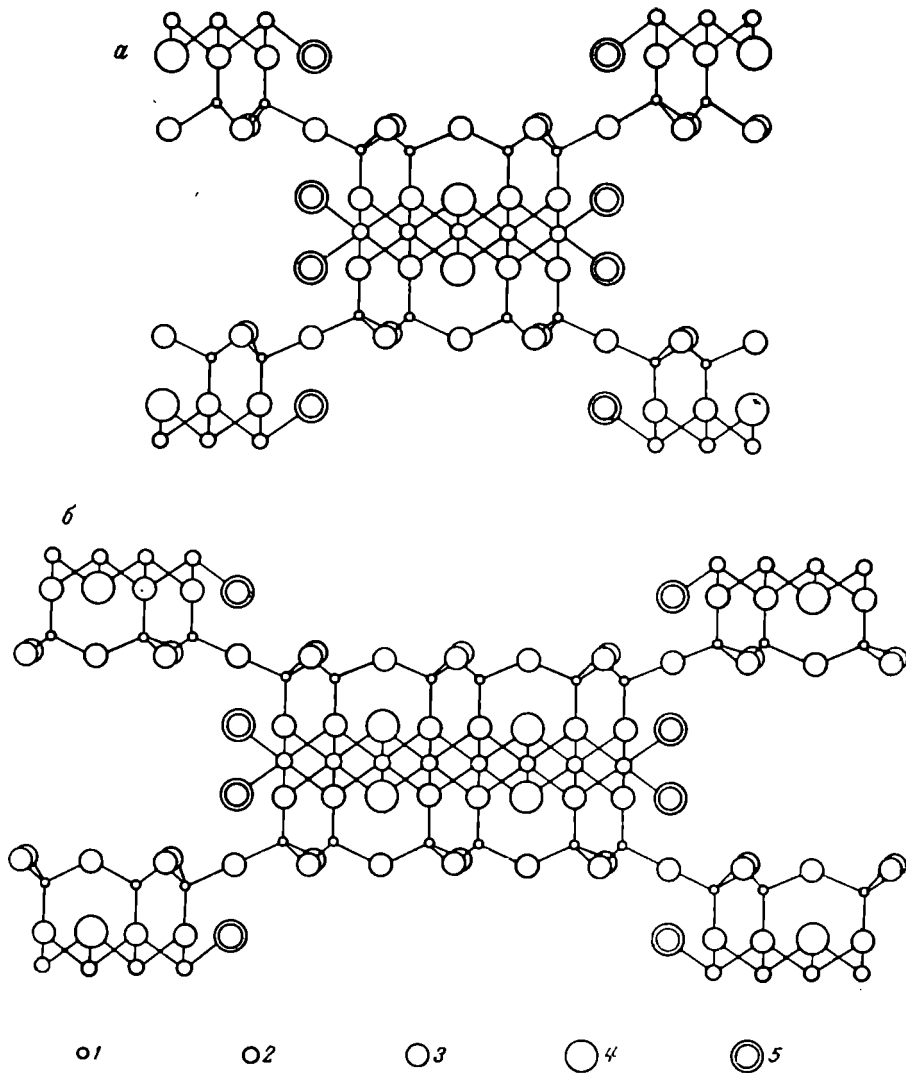


Рис. 3. Схема структуры (а) сепиолита [Brauner, Preisinger, 1956] и (б) палыгорскита [Bradley, 1940].

1 — кремний; 2 — магний или алюминий; 3 — кислород; 4 — гидроксил; 5 — связанная вода.

По своему химическому составу палыгорскиты и сепиолиты близки к некоторым минералам группы монтмориллонита. Они, однако, обладают весьма специфическим габитусом и встречаются в виде удлиненных волокон. Известно, что магнезиальные монтмориллониты типа ректорита имеют вид широких плоских лент. Можно попытаться выяснить, почему в разных случаях эти алюмомагнезиальные силикаты обладают то пластинчатым, то волокнистым габитусом.

Этот вопрос рассматривался Мартином-Вивальди и Кано-Руисом [Martin-Vivaldi, Salo-Ruiz, 1956]. Они пришли к заключению, что палыгорскиты и сепиолиты занимают промежуточное положение между диоктаэдрической и триоктаэдрической сериями. Диоктаэдрические и триоктаэдрические монтмориллониты и триоктаэдрические сапониты развиваются в виде плоских кристаллов, а в занимающих промежуточное положение палыгорскитах и сепиолитах октаэдрические пустоты заселены не на  $2/3$ , как в диоктаэдрических минералах, и не полностью ( $3/3$ ), как в сапоните. Возможно, этим и обусловлен необычный облик минералов. Это предположение интересно, так как могло бы объяснить, почему формирующиеся кристаллы в зависимости от состава растворов, в которых они растут, обладают то пластинчатой, то удлиненной формой.

### ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА И АЛЮМИНИЯ

Окислы и гидроокислы железа и алюминия встречаются среди разнообразных продуктов выветривания, в почвах и даже в горных породах, обогащенных глинистой фракцией. Поэтому знакомство с ними особенно полезно при изучении латеритов и бокситов.

**Природные окислы и гидроокислы железа.** Наши знания о природных окислах и гидроокислах железа существенно пополнились данными рентгеноструктурного анализа, проведенного Гобером [Gaubert, 1925], Бёма [Böhm, 1928] и Гольдштаубом [Goldsztaub, 1935]. В течение предшествовавшего этим работам периода были описаны многочисленные минералы, названные лимонитом, тургитом, стильносидеритом, ксантосидеритом, гидрогематитом, гидрогетитом и т. д. При выделении перечисленных минералов использовались химические данные о соотношении окислов железа и воды. В настоящее время удалось установить, что, кроме магнетита, существуют четыре минералогические разновидности окислов и гидроокислов железа: два гидроокисла — гетит ( $\alpha\text{FeOOH}$ ) и лепидокрокит ( $\gamma\text{FeOOH}$ ) — и два окисла — красный железняк, или гематит ( $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), и маггемит ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Диагностические критерии этих минералов приводятся в специальных работах, в частности в исследованиях по минералогии глин Бриндли [Brindley, 19516] и Грима [Grim, 1953]. Для идентификации минералов используются рентгенометрический, термический и термомагнитный методы. Основные межплоскостные расстояния по данным рентгенографического изучения, Å:

Гетит . . . . .	4.15; 2.67; 2.43; 1.70
Лепидокрокит . . . . .	6.25; 3.28; 2.46; 1.93
Гематит . . . . .	3.67; 2.68; 2.50; 2.19; 1.83; 1.68
Магнетит . . . . .	2.93; 2.50; 2.07; 1.60; 1.47

Л и м о н и т. Чрезвычайно распространенный в геологической литературе термин «лимонит» обозначает не минерал, а горную породу. Она сложена скрытокристаллическим агрегатом, состоящим из кристаллитов окислов железа.

Эта порода нередко нацело образована гетитом, иногда с незначительными примесями гетита, лепидокрокита, гематита и других глинистых гидроземистых и неглиноземистых минералов. Под микроскопом лимонит изотропен, но эта обманчивая изотропность обусловлена статистической компенсацией очень мелких кристаллитов. Такое явление вообще характерно для любых скрытокристаллических агрегатов.

Для определения содержания воды в лимоните были предприняты попытки использовать цвет породы. Однако вода является не конституционной, а гигроскопической и общая окраска зависит от размера кристаллитов и от характера насыщения породы водой. Поэтому такие попытки были обречены на неудачу.

Гидроокислы и окислы алюминия. Наиболее распространенным природным гидроокислом алюминия является гиббсит, или гидраргиллит,  $\gamma\text{Al}(\text{OH})_3$ . Его полиморфная модификация — байерит  $\alpha\text{Al}(\text{OH})_3$  — пока еще с уверенностью не определена в естественных образцах. Однако диагностика байерита в смеси с гиббситом практически неосуществима.

Кроме перечисленных, известны еще два гидроокисла алюминия — бёмит  $\gamma\text{AlOOH}$  [Böhm, 1925; Lapparent, 1927] и диаспор  $\alpha\text{AlOOH}$ . Первый распространен значительно шире второго. Наконец, единственный природный окисел алюминия — корунд  $\alpha\text{Al}_2\text{O}_3$  — встречается в метаморфических породах.

Основные межплоскостные расстояния перечисленных минералов [Brown, 1961], Å:

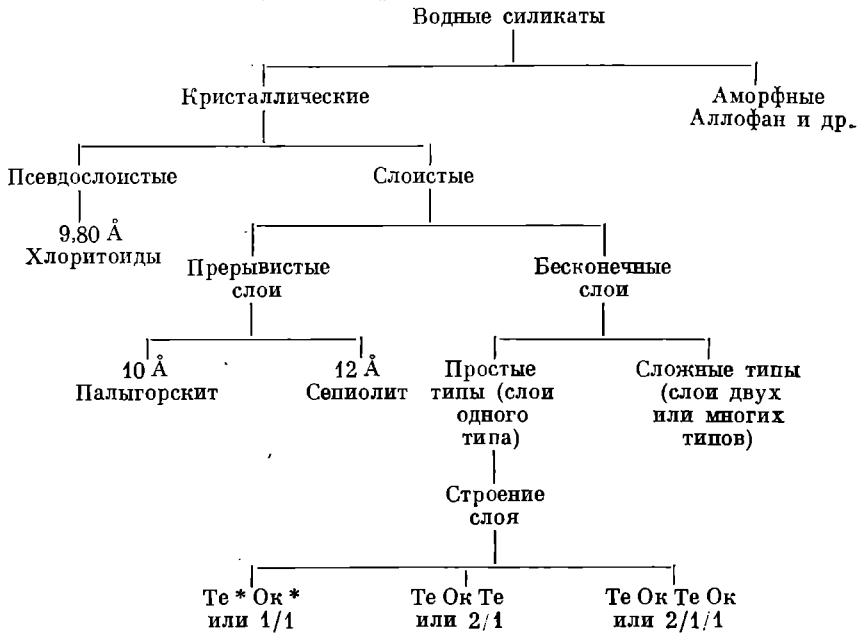
Корунд . . .	3.48;	2.55;	2.38;	2.08;	1.74;	1.60;	1.40;	1.37
Гиббсит . . .	4.85;	4.37;	4.31;	2.45;	2.38;	2.04		
Бёмит . . .	6.11;	3.16;	2.35;	1.86				
Диаспор . . .	4.71;	3.98;	2.55;	2.31;	2.13;	2.07;	1.63	

С м е ш а н н ы е о к и с л ы. По данным Форестье и Шодрона [Forestier, Chaudron, 1925], из осадка гидроокислов железа и алюминия при прокаливании удается получить окислы типа  $(\text{Fe}_{2-x}\text{Al}_x)\text{O}_3$ . Такие окислы при низких температурах были синтезированы Кайер, Катино и Эненом [Caillère, Satineau, Héning, 1960]. При этом в гематите растворяется лишь 0,25 алюминия, причем наблюдается незначительная деформация решетки.

Изучение некоторых бокситов из херолда позволило обнаружить присутствие железистого бёмита [Caillère, Robequin, 1961] с равным содержанием алюминия и железа. При этом изменения межплоскостных расстояний не наблюдалось. Такой бёмит, без какого-либо нарушения структуры, был получен и экспериментально [Caillère, Héning, 1961]:  $(\text{Al}_{2-x}\text{Fe}_x)\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , где  $x$  — может изменяться от 0 до 1.

Эти эксперименты представляют существенный интерес в связи с той ролью, которую играют гидратированные полугорные окислы в латеритах и бокситах.

Таблица 1  
Общая классификация



\* Здесь и далее Те — тетраэдрический, Ок — октаэдрический.

Таблица 2  
Группа каолинита и серпентина

Слой типа Те Ок или (1/1)  
(истинный период 7 Å)

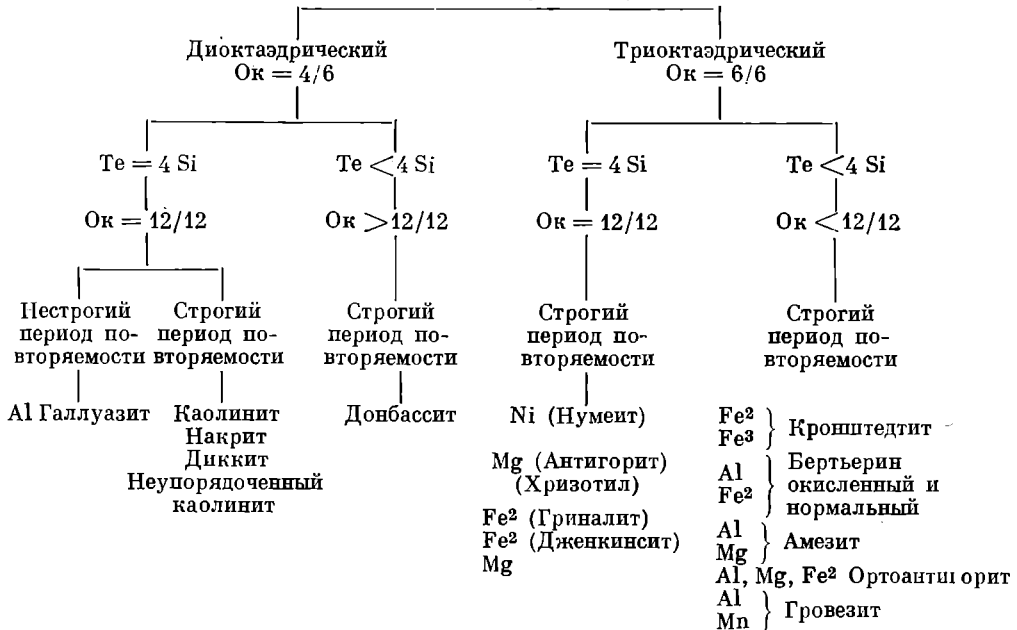


Таблица 3

## Слюды и диоктаэдрические монтмориллониты

Слой типа Те Ок Те (2/1)

(истинный период 10 Å)

Диоктаэдрический Ок = 4/6

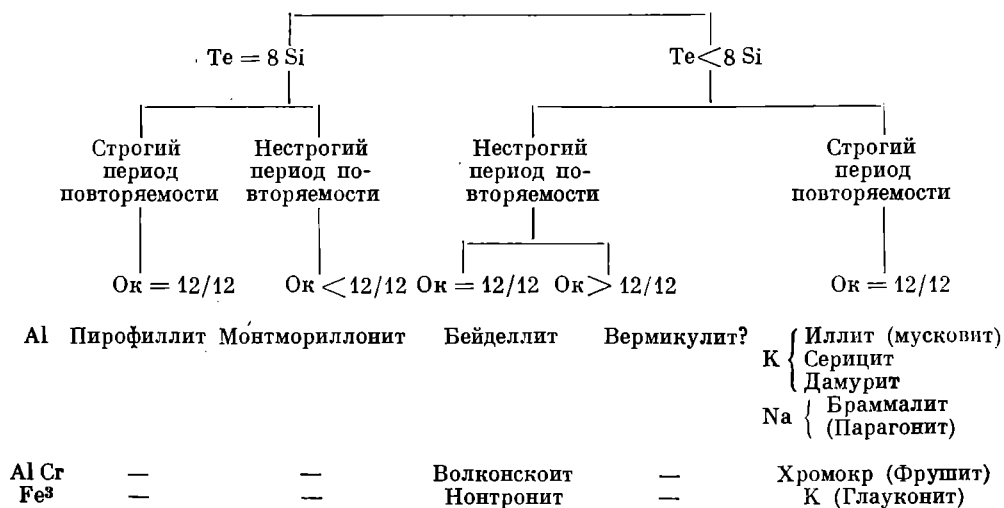


Таблица 4

## Слюды и триоктаэдрические монтмориллониты

Слой типа Те Ок Те (2/1) (истинный период 10 Å)

Триоктаэдрический Ок = 6/6

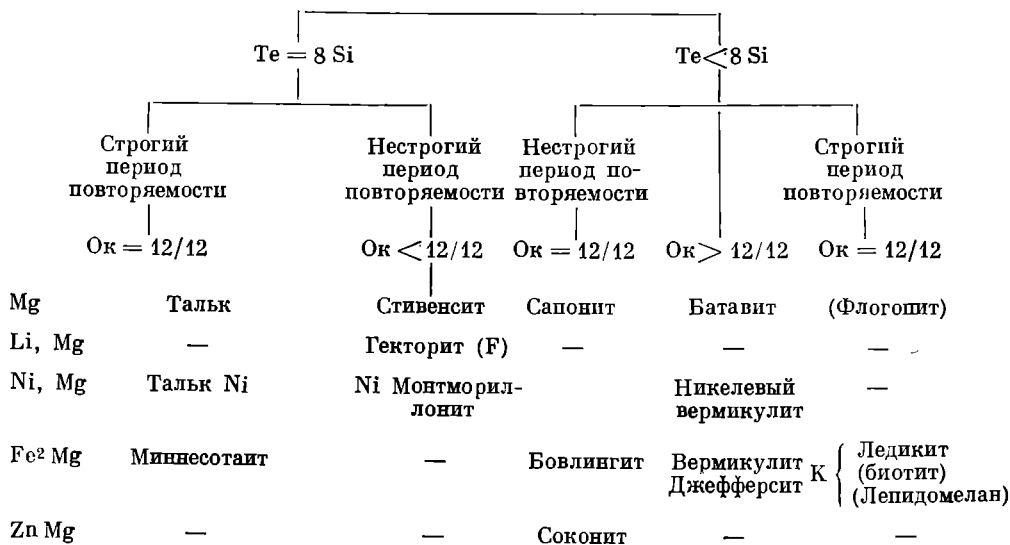


Таблица 5

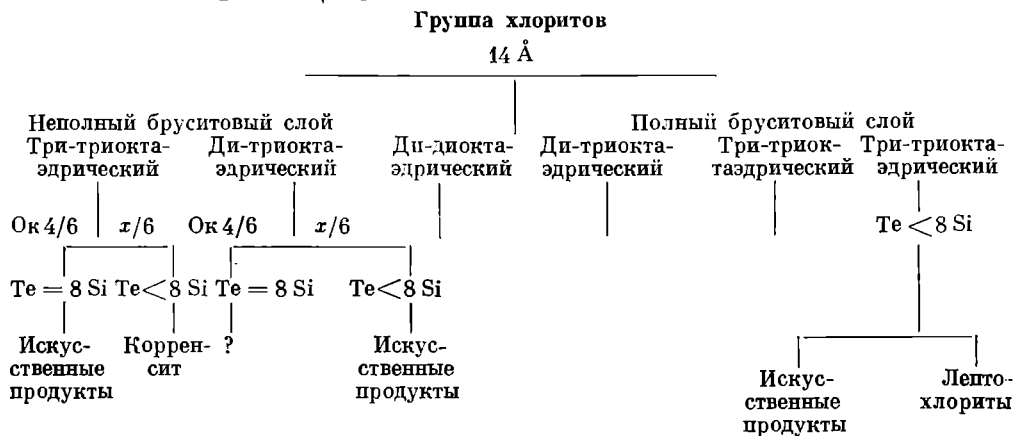


Таблица 6

## Типы смешаннослойных образований

Типы 10 Å		Смешанные типы 10—14 Å		Типы 14 Å
10 Å (строгий период)	10 Å (нестрогий период)	10 Å (нестрогий период)	14 Å (строгий период)	14 Å (нестрогий период)
10 Å (нестрогий период)	14 Å (нестрогий период)	14 Å (строгий период)	10 Å (строгий период)	14 Å (строгий период)
Беспорядочное переслаивание	Гидрослюды			
Упорядоченное переслаивание	Ректорит			
	Аллевардит			
	Типы 14—7 Å			Различные типы
14 Å строгий период	14 Å нестрогий период			Каолинит — кремнезем
7 Å строгий период	7 Å строгий период			Аноксит

## Глинистые породы

### ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИН

История геологии глин тесно связана с историей минералогии глин, с эволюцией методов изучения и представлений о глинистых минералах. Успехи геологии глин определялись также достижениями химиков, изучавших компоненты глин, почвоведов, исследовавших эволюцию почв и горизонтов выветривания, металлогенистов, изучавших гидротермальную каолинизацию и серицитизацию. История изучения геологии глин распадается как бы на три этапа: первый — до 1930 г., второй — с 1930 по 1950 гг., третий — современный.

I этап — изучение геологии глин химическими методами. В 1894 г. Ле Шателье выполнил химические анализы нерастворимых остатков известняков, использовавшихся для получения цемента и гидравлической извести. По данным этих анализов три изученных образца удалось сопоставить с некоторыми в то время недостаточно точно охарактеризованными алюмосиликатами, называвшимися монтмориллонитом, конфоланситом, стearгиллитом, цимолитом. Четвертый образец был близок к браваизиту Маллара (Mallard, 1878).

Вогт [Vogt, 1906] обнаружил каолинит в огнеупорных глинах, в то время как глинистая фракция мергелей имела совершенно иную природу и состояла, по-видимому, из обломков магнезиальных минералов (биотита, хлорита и других). Лавзар [Lavezard, 1906] исследовал известковые глины Брюнуа и Монмирая из окрестностей Парижа.

Вюлфинг [Wülfing, 1900] проанализировал триасовые мергели и показал, что они содержат лишь очень небольшую примесь каолинита. Он считал, что основными компонентами этих мергелей являются щелочной хлорит и пилолит, один из членов серии палыгорскитов Ферсмана [1908—1913]. Аналогичные результаты были получены Меррилом [Merrill, 1902] на американском материале.

После I мировой войны Ж. Лаппаран [Lapparent, 1923] писал, что глинистая фракция мергелей частично сложена каолинитом и галлуазитом, а частично серицитом и хлоритом.

В 1925 г. появилась работа Тьебо [Thiébaud, 1925], в которой были изложены следующие выводы: а) морские и лагунные отложения Парижского бассейна содержат алюмосиликат железа и магния, близкий браваизиту; б) основная часть этих отложений не содержит каолинит; в) огнеупорные глины заключают каолинит и не являются морскими; г) браваизит (иллит), а также глауконит возникли при воздействии морской воды на терригенные отложения. В работе Тьебо впервые предпринята попытка связать состав глинистой породы с ее происхождением и условиями осадконакопления — в морских условиях возникают минералы, близкие браваизиту (иллиту), в то время

как каолиновые огнеупорные глины связаны с пресноводными отложениями. Эта работа оказала существенное влияние на последующие исследования.

Таким образом, первые работы по геологии глин, опирающиеся исключительно на химические методы, позволили выделить различные компоненты в различных по своей фациальной принадлежности породах и начать изучение генезиса глин.

II этап — изучение геологии глин с помощью рентгеноструктурного метода. Глинистые минералы, представляющие собой тонкодисперсные продукты, являются весьма сложным объектом для исследования. Возможности их микроскопического изучения весьма ограничены, а химические методы позволяют получить хорошие результаты лишь для чистых минералов, в то время как большинство глинистых пород — сложные смеси.

Росс и Керр [Ross, Kerr, 1931a, б, 1934] выполнили точные исследования минералов группы каолинита, в которых отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  равно 2, и противопоставили ее группе монтмориллонита и бейделлита, в которой отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  может изменяться от 2 до 9. Помимо этих двух групп, Росс и Керр выделили группу недостаточно точно охарактеризованных калиевых глинистых минералов. При исследовании последних значительные успехи были достигнуты немецкой, американской и французской школами, изучившими серицитоподобные (*sericite like mineral*) [Grim, 1935], слюду (*Glimmerton*) [Endell, Hofmann, Mägdefrau, 1935] и браваизит [Lapparent, 1937a], впоследствии «иллит» [Grim, Bray, Bradley, 1937]. Этот близкий слюдам минерал оказался наиболее распространенным глинистым минералом, встречающимся в разнообразных осадочных породах.

Благодаря достигнутым успехам в систематике глинистых минералов удалось получить новые данные о глинистых породах. Подтвердилось, что огнеупорные глинистые породы, используемые в керамическом производстве, нацело сложены каолинитом. Бентониты, отбеливающие и сукновальные глины почти всегда образованы монтмориллонитом. Обычные глинистые породы, используемые в кирпичном и гончарном деле, и глины большинства осадочных серий сложены в основном иллитом.

На рассматриваемом этапе почти полностью отсутствуют обобщающие работы о происхождении глинистых минералов. Это объясняется небольшим объемом имевшегося фактического материала и тем, что основное внимание исследователей поглощалось составлением перечня глинистых минералов. Тем не менее Ж. Лаппаран [Lapparent, 1937a] указал основные закономерности образования глинистых минералов, которыми руководствуются и в современных работах. Отложения с каолинитом формируются в седиментационных бассейнах, граничащих с такими районами, в которых тропический климат и пыльная расклевательность благоприятствуют возникновению каолинита в горизонтах выветривания. Напротив, совокупность минералов, обладающих слюдыстыми структурами с межплоскостным расстоянием около  $10\text{\AA}$ , может возникнуть лишь в морских бассейнах. Эти минералы, включающие, по его мнению, браваизиты, глаукониты, палыгорскиты, сепиолиты и монтмориллониты, формируются в бассейнах с солями кальция и магния. Монтмориллонит бентонитов возникает в водной среде, богатой магнием, действующей на первичный вулканический материал.

Юрбэн [Urbain, 1942] показал, что глинистые осадки могут иметь аутигенное происхождение и нацело формироваться в осадочной среде, контролирующей природу новообразований.

В 1945 г. Росс подчеркнул определяющую роль щелочных элементов при возникновении глинистых минералов. Каолиновые минералы легче

всего образуются при минимальных содержаниях в системе всех компонентов, кроме кремнезема, глинозема и воды. Попадая в морской бассейн, глинистые минералы, возникшие при выветривании на континенте, насыщаются калием, чем и объясняется широкое распространение иллита в морских отложениях.

В 1946 г. Ривьер [Rivière, 1946b] предложил генетическую классификацию глинистых минералов, образовавшихся при выветривании кислых кристаллических пород. Под влиянием кислых растворов возникают существенно каолиновые глины. Они образуют и вторичные осадочные месторождения в тех случаях, когда физико-химические условия не слишком изменяются и сохраняется кислая реакция среды. При выветривании стекловатых пород возникают монтмориллониты; в лагунных бассейнах — породы с палыгорскитами и сепиолитами.

В 1947 г. Грим, изучая замещения в кристаллической структуре, показал, что глинистые минералы могут претерпевать существенную «диагенетическую» переработку и, следовательно, являются индикаторами условий осадконакопления.

В 1949 г. Милло отмечал связь глинистых минералов с условиями осадконакопления. В кислых озерах и при интенсивном выветривании озерно-аллювиальных отложений возникают толщи с каолинитом. В гидрокарбонатно-кальциевых озерах формируются преимущественно трехслойные слюдястые структуры, в основных обедненных калием и богатых магнием озерах появляются монтмориллонит, а иногда палыгорскит или сепиолит.

В приведенном обзоре определяющая роль в формировании глинистых осадков приписывается фациальной обстановке и физико-химическим условиям среды (рН, природа и концентрация катионов, соотношение количества кремнезема и глинозема). При этом недооценивается значение привноса кластогенного инертного материала. Таким образом, использование рентгенографического анализа позволило с большей надежностью провести сотни определений минералогического состава глинистых пород. Были окончательно выделены четыре крупные категории осадков и сформированы гипотезы, объясняющие тяготение определенных глинистых минералов к определенным фациальным обстановкам.

III этап (1950—1962 гг.) — современные исследования, которые оказались исключительно плодотворными. Этот период характеризуется ростом числа лабораторий, количества исследователей и объема цифрового материала; широким обсуждением проблемы «унаследования обломочных продуктов и аутигенного новообразования»; возникновением и использованием представлений о смешаннослойных минералах; исследованиями почвоведов и океанографов по глинистым минералам почв и современных осадков; синтезом глинистых минералов при обычных температурах.

Обширный фактический материал должен был изменить созданные ранее гипотезы. Широко известная дискуссия по проблеме *обломочные — новообразованные глинистые минералы или «унаследование» и «новообразование»* длилась многие годы. Обилие данных, полученных при изучении самых различных отложений, формировавшихся в самых разных условиях, показало, что обе гипотезы слишком схематичны. За короткое время удалось установить, что как тот, так и другой механизмы формирования глинистых пород действительно существуют в природе. Кроме глинистых минералов обломочного происхождения, играющих основную роль, существуют и новообразованные глинистые минералы [Millot, 1953a; Grim, 1953]. *Но оба термина не полностью отражают реальную действительность, поскольку встречаются еще и глинистые минералы, преобразованные или трансформированные в процессе*

*седиментации*. Это «диагенетически» измененные глинистые минералы [Grim, 1951; 1953]. Деградирующий при континентальном выветривании материал может изменяться под влиянием условий среды и давать начало новым глинистым минералам. Таков третий процесс, влияющий на химический состав обломочных или унаследованных минералов.

Однако преобразование глинистых минералов нередко проявляется неотчетливо и выявляется с большим трудом. Вот почему некоторые авторы, в частности Ривьер [Rivière, 1953] и Уивер [Weaver, 1958a, б], недооценивали важность этого явления, ссылаясь на примеры, когда обломочное унаследование играет исключительную или преобладающую роль. Напротив, другие исследователи, Грим [Grim, 1953, 1954, 1958], Милло [Millot, 1953a, 1957] и Келлер [Keller, 1956], специально подчеркивали те случаи, когда преобразование и новообразование проявлялось совершенно отчетливо. В настоящее время реальность перечисленных процессов не вызывает сомнения. Необходимо лишь оценить роль каждого из них в конкретном случае.

Для этой дискуссии и для всех исследований по геологии глин принципиальное значение имели *новые данные о смешаннослойных минералах*. Исключительное разнообразие смешаннослойных структур открыло широчайшие возможности для корреляции, оценки различий между осадочными сериями и т. д. Более того, удалось установить, что смешаннослойные образования являются промежуточным этапом при деградации и аградации глинистых минералов. Появились новые пути для решения генетических вопросов.

Раньше всего исследованиями шотландской (McEwan, 1948б; Walker, 1949a, б; Brown, 1953; Mitchell, 1955) и американской (Jackson, 1958; Jackson и др., 1948, 1952; и др.) школ удалось установить деградацию слоистых силикатов на примере преобразования исходных иллитов и хлоритов в «открытые минералы» продуктов выветривания.

Океанографические работы, начатые Гримом, Дитцем, Брэдли и Джонсом [Grim, Dietz, Bradley, 1949; Grim, Johns, 1954], были продолжены и позволили установить трансформацию глинистых минералов при переходе из речного бассейна в эстуарий, а затем в морской бассейн с частичным восстановлением пелитовых структур слоистых силикатов. Полученные результаты были использованы и в палеоокеанографии. Установлено, что в различных фациях наблюдаются разные трансформированные минералы, а также прослежен характер изменения минералов при продвижении от береговой линии к открытой части бассейна. Смут [Smoot, 1960a, б] исследовал преобразование смешаннослойных образований в иллит в миссисипском бассейне Иллинойса (США). Люка и Броннер [Lukas, Bronner, 1961; Lukas, 1962] обнаружили переход деградируемых иллитов в корренситы и триоктаэдрические магнезиальные хлориты в триасовых бассейнах Франции и Марокко.

Наконец, работы химиков по растворимости кремнезема и по *низкотемпературному лабораторному синтезу глинистых минералов* помогли геологам по-новому взглянуть на новообразование кремнистых и глинистых минералов. Таким образом, широкие исследования последних двенадцати лет, выполненные с использованием современных методов, позволили глубже проникнуть в геологию глин.

## НОМЕНКЛАТУРА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

**А р г и л л и т ы** (*argillites*) — неслоистые породы, состоящие преимущественно из одного или многих глинистых минералов. Именно для этой группы пород применяется обычно удачный термин «глина». Однако слово «глина»

обозначает также и продукты выветривания, илы, сами глинистые минералы, материал вулканической и гидротермальной природы, поэтому, когда нужно указать, что речь идет о породе, следует говорить «аргиллит»\*.

**Глинистые сланцы** (*shales*), или слоистые аргиллиты. Их слоистость возникла в процессе осадконакопления. Они часто встречаются в осадочных сериях.

**Сланцы** (*schistes*). Любая порода, рассланцованная под влиянием механического воздействия, является сланцем. Сланцеватость не зависит от слоистости, характерной для глинистых сланцев и обусловленной плоскостями напластования. Понятно, что оба типа отдельности могут присутствовать одновременно. Крупные сланцеватые серии называются иногда «филлитами». Если порода распадается на крупные тонкие плитки, ее называют «кровельным сланцем».

**Мергели** (*marnes*). Между глинами и карбонатными породами существуют переходные разности, которые называют мергелями. Глинистые известняки в отличие от мергелей уплотнены и консолидированы.

Термины «глинистый мергель», «мергелистая глина», «мергелистый известняк» являются синонимами, но последний термин глубоко укоренился и понятен каждому. Для пород, карбонатная часть которых представлена доломитом, удобно использовать выражения «доломитовая глина», «доломитовый мергель» и «глинистый доломит».

**Песчаные аргиллиты** (*argilites sableuse*). Существуют переходные формы между глинами с одной стороны, песками и песчаниками с другой. Можно говорить о песчаных глинах, песчаных глинистых сланцах, глинистых песках, глинистых песчаниках.

## СТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Строгая классификация структур глинистых пород отсутствует. Мы будем различать структуры в сечении, перпендикулярном к наслоению, и структуры в сечении, параллельном наслоению\*\*.

**Структуры в сечении, перпендикулярном к наслоению**, разделяются на:

- 1) гомогенные, если напластование или слоистость не выражены;
- 2) ориентированные, если слоистые силикаты имеют отчетливую ориентировку, возникшую при осадконакоплении, диагенезе и т. д.;
- 3) слоистые, если порода состоит из чередующихся слоев;
- 4) циклические, если в породе наблюдается ритмическое чередование, например, в ленточных глинах, в ленточных мергелях и в целом ряде других осадков. Прекрасные примеры таких структур приведены Дебизе [Debyser, 1959];
- 5) микролинзовидные [Urbain, 19376], если цикличность настолько локализована, что слои кажутся залегающими несогласно даже в масштабе образца или шлифа.

**Структуры в сечении, параллельном слоистости**, подразделяются на:

- 1) кристаллические, если основная масса составлена хорошо индивидуализированными чешуйками;

\* В СССР термином «аргиллит» обозначают уплотненные не размокающие в воде глины. — *Ред.*

\*\* Описание структур глинистых пород подробно дано в «Методическом руководстве по петрографо-минералогическому изучению глин» под редакцией М. Ф. Викуловой и «Методах изучения осадочных пород» под редакцией Н. М. Страхова. — *Ред.*

2) скрытокристаллические, если кристаллическое строение различимо с трудом по присутствию слабо двупреломляющих участков;

3) скрытокристаллические, или аморфные, если глинистое вещество кажется изотропным. Использование термина «аморфный» нежелательно, поскольку в данном случае глинистая масса имеет кристаллическое строение, а впечатление изотропности обусловлено компенсацией, возникающей при наложении друг на друга мелких кристаллических частиц.

Среди скрытокристаллических структур можно выделить следующие разновидности: а) трещиноватые, сетчатые [Urbain, 1937б], обусловленные ориентированным расположением минералов по стенкам трещин; б) петельчатые и хлопьевидные [Millot, 1949]. Петельчатая структура характеризуется спутанноволокнистым сложением, напоминающим строение микроскопических волокон антигорита; хлопьевидная — присутствием округлых участков, окаймленных более высоко двупреломляющим материалом (либо слоистыми силикатами, либо кристаллами кальцита, либо другими различными примесями); в) струйчатые, флюидалные, муаровые [Kulbicki, 1953а], обусловленные различными оптическими эффектами.

Структуры, выделяемые Викуловой (1947) и приведенные в книге «Методы изучения осадочных пород» под редакцией Страхова (1957) дополняют перечисленные структуры или сопоставимы с ними. Они имеют следующие названия: пятнистая, мраморовидная, микрослоистая, плоччатая, очковая, сливная, пористая, массивная.

Структуры глинистых компонентов в песчаных породах. Глинистая фракция пород представляет существенный интерес даже в тех случаях, когда присутствует в породе в подчиненном количестве или в виде незначительной примеси. Если глинистые минералы остаются неизменными среди изменяющейся основной массы породы, по ним можно судить о ранних этапах эволюции (стадиального изменения. — *Ред.*) породы. И наоборот, если преобразуются глинистые минералы, а основная масса породы остается неизменной, по ним можно судить о недавних этапах эволюции породы.

Возникает проблема глинистых цементах, для которых мы находим в книге «Методы изучения осадочных пород» под редакцией Н. М. Страхова тщательно разработанную классификацию структур глинистых цементах песчаников. Они подразделены на микроагрегатные, чешуйчатые, пленочные, крустификационные, вермикулитоподобные, лепидобластовые, сноповидные. В песках и песчаниках возникают новообразования глинистых минералов или слюдяных силикатов, составляющих существенную часть породы. На фототабл. VIII и IX показан пример последовательных изменений слоистых силикатов в песчаных породах (фототабл. VIII, X — см. в конце книги).

Слоистые силикаты участвуют в формировании оолитов и конкреционных структур. К этой категории близки также железные руды или породы с железистыми оолитами: изучение эволюции слоистых силикатов типа шамозитов и хлорита позволяет восстановить условия раннего и позднего диагенеза этих пород.

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО И ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Проблемы, связанные с глинистыми образованиями гидротермального происхождения и условиями их образования, аналогичны проблемам, возникающим при изучении осадочных глин и глин, формирующихся при выветривании. Вот почему, не рассматривая всю проблему и разнообразные вопросы, с нею связанные, которым посвящены сотни работ, мы ограничимся небольшим обобщением, необходимым для дальнейших сопоставлений.

### ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальные жилы нередко окаймляются измененными вмещающими породами мощностью до нескольких десятков метров. Эти вмещающие породы преобразуются в слоистые силикаты и родственные им минералы: каолинит, серицит, монтмориллонит, хлорит, пирофиллит, алуниг, серпентин, тальк и даже в палыгорскит. Зона изменений не всегда располагается симметрично по обе стороны жильного тела. Иногда она охватывает весьма крупные массивы пород.

Залежи каолина гидротермального и жильного происхождения возникают вследствие воздействия на кристаллические, метаморфические и вулканические породы глубинных гидротермальных растворов. С генетической точки зрения каолины гидротермальных месторождений можно противопоставить каолинам, возникающим при выветривании и седиментации.

Крупные месторождения каолина Бретани изучались Николя [Nicolas, 1956]. В Племе каолинизация развивалась по кварцевым диоритам, в Пломере — по монзонитовым гранитам. Как показало исследование кварца, температура гидротермальных вод составляла 150—300° С. На ранних стадиях, предшествовавших каолинизации, когда в породах циркулировали горячие растворы, возникал не каолинит, а другие минералы, иногда сохранившиеся в породе. Каолинизация сопровождалась значительным выносом кремнекислоты и почти полным удалением щелочей.

Месторождение Сент-Остелл (Корнуэлл, Великобритания) является одним из самых крупных месторождений каолина Великобритании [Brown, 1953]. После первой консолидации гранитов начинается длительный период деформаций, сопровождавшихся раскрытием трещин и внедрением пегматитов, аплитов и фельзитов, по составу аналогичных гранитам. Затем последовала пневматическая фаза, обусловившая три типа изменения пород: турмалинизацию, грейзенизацию и каолинизацию. При турмалинизации происходило формирование турмалина и кварца по полевым шпатам и слюдам. При серицитизации по полевым шпатам развивались белая слюда и кварц.

При каолинизации за счет полевых шпатов возникали каолинит, серицит и кварц.

Месторождение Гейзенхейм (Рейнгау, ФРГ) возникло в своде массива кварцевых кератофилов. Оно имеет гидротермальное происхождение [Behne, Hoenes, 1955]. После фазы серицитизации произошло формирование каолинита за счет серицита.

Генезис крупных месторождений каолина долгое время оставался невыясненным, и многие исследователи придерживались мнения об их супергенном происхождении. В пользу этой гипотезы приводились два доказательства: прежде всего, существование месторождений каолина, возникших при выветривании [Konta, Rouba, 1961] и обладающих значительным сходством с месторождениями каолина других типов. Кроме того, некоторые авторы подчеркивают, что отдельные месторождения не имеют выхода на поверхность [Launay, 1913]. Современные исследования зональности кор выветривания, связей выветривания с гипогенными трещинами, изучение геологических термометров позволяют считать, что залежи каолина имеют гидротермальное происхождение. Необходимо отметить, что воздействие гидротермальных растворов дезорганизует структуру полевых шпатов. Это облегчает их поверхностное выветривание, нередко сопутствующее изменениям, обусловленным воздействием гидротермальных растворов:

Заметим, что крупные месторождения каолина связаны с кислыми породами, бедными плагиоклазами или заметно серицитизированными. Содержание кальция в этих породах невелико и лишь изредка достигает 1%. Количество кальция уменьшается в зонах каолинизации. Это необходимо учитывать при генетических выводах. Основываясь на результатах изучения минеральных парагенезисов, большинство металлогенистов считает, что гидротермальные растворы, обусловившие каолинизацию, имели кислую реакцию.

Боковые породы, или зальбанды, жилых металлических месторождений часто на расстоянии многих метров превращены в слоистые силикаты. Эти явления изучались металлогенистами и в общем плане рассмотрены Линдгреном [Lindgren, 1933], Ловрингом [Lovering, 1941, 1950] и Керром [Kerr, 1955].

В измененных породах, вмещающих граниты и родственные им образования, чаще всего наблюдается следующая зональность (рис. 4): жильное тело (*I*); кремнистая оторочка, состоящая из кварца и иногда включающая также серицит и ортоклаз (*II*); серицитовая зона, в которой вмещающие породы превращены в серицит с существенным количеством гипогенного кварца и реликтами каолина (*III*); зона собственно глинистых пород с резкими границами, состоящая из богатых алюминием минералов (каолинита и диккита). Иногда отмечается небольшое количество рутила, лейкоксена, алунита (*IV*); монтмориллонит-бейделлитовая зона, все более отчетливо выраженная по мере удаления от жильного тела и падения интенсивности изменений (*V*); богатая аллофаном кайма, состоящая из неупорядоченного кремнистого геля со спорадической хлоритовой, эпидотовой, монтмориллонитовой, карбонатной и серицитовой минерализацией. В некоторых случаях развивается интенсивная хлоритизация (*VI*).

Полевые наблюдения сопоставлялись с результатами лабораторного гидротермального синтеза. Температура преобразований оценивалась по данным изучения геологических термометров [Konta, 1961]. Исследование геохимии процессов изменений потребовало изучения разнообразных примеров, поскольку механизм преобразований зависит от температуры, от состава вмещающих пород и от природы гидротермальных растворов.

При приближении к жильному телу зоны изменения имеют все более молодой возраст. Кислые растворы ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ) обуславливают выщелачивание

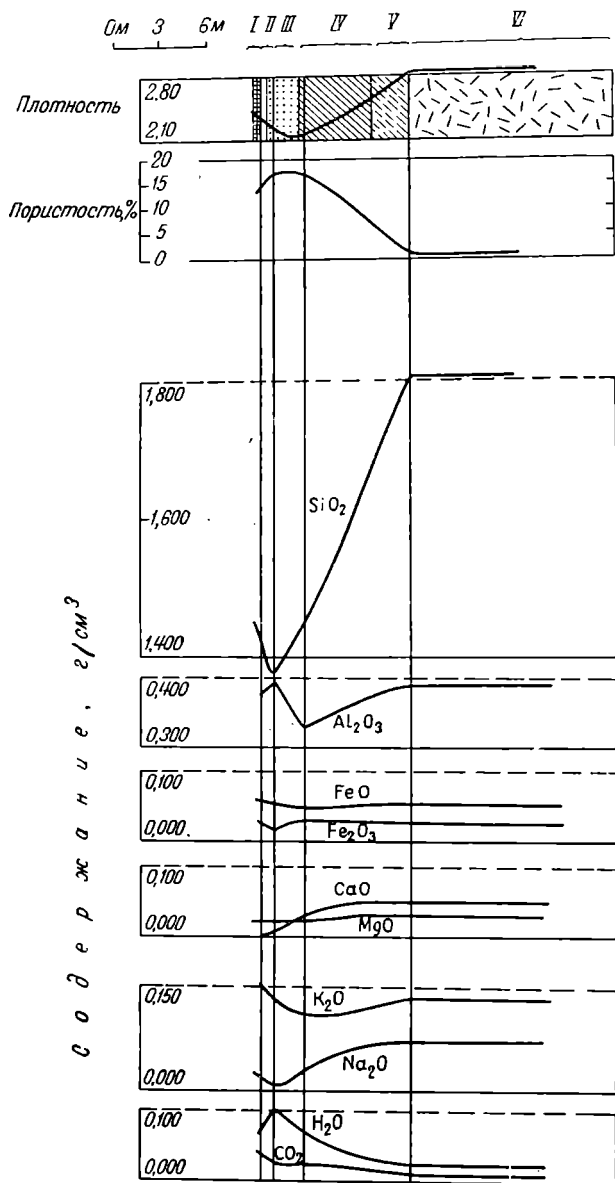


Рис. 4. Изменение физических свойств, минералогического и химического состава пород (месторождение вольфрама Боулдер Каунти, Колорадо, США). (Lovering, 1950).

(каолинит, диксит, накрит, алунит) к пиррофиллитовой зоне.

Во всех этих случаях были обнаружены неупорядоченные смешаннослойные минералы и установлена определенная последовательность в переходе от одного глинистого минерала к другому. В тех случаях, когда минерал А

кремнекислоты и катионов из вмещающих пород. В зонах интенсивного выщелачивания образуется каолинит, в зонах ослабленного выщелачивания развиваются минералы группы хлорита и монтмориллонита. Зональность преобразований обусловлена изменением температуры, щелочности и кислотности циркулирующих растворов. На конечных стадиях процесса выщелоченные катионы обуславливают серицитизацию зоны, прилегающей к жильному телу.

Использование современных представлений о смешаннослойных минералах позволяет изучить прогрессивные преобразования, возникающие под влиянием гидротермальных растворов. Такие исследования были выполнены японскими учеными [Sudo, Hayashi, Shimoda, 1962]. В низкотемпературных месторождениях им удалось выявить следующие переходы.

1. Зальбанд пиритогаленитового месторождения: переход от монтмориллонитовой к хлоритиллитовой зоне.

2. Зальбанд пиритового месторождения: переход от пиррофиллитовой к пиррофиллит-диаспоровой зоне.

3. Зальбанд пиритового месторождения: переход от каолинитовой

находится в среде, благоприятной для формирования минерала В, наблюдается такая последовательность изменений: минерал А → изменение минерала А путем возникновения смешанных слоев → смешаннослойный АВ → измененный минерал В → минерал В.

Влияние поверхностного выветривания ставит при изучении изменений пород, вмещающих гидротермальные месторождения, те же проблемы, что и при изучении месторождений каолинита. Жильные тела благоприятны для проникновения поверхностных вод. Более того, в зоне окисления поверхностные воды, разрушая сульфиды, обуславливают сернокислородное выщелачивание, вызывающее интенсивные изменения супергенного происхождения.

В некоторых случаях изменения, наблюдающиеся на зальбандах жильных тел, могут быть целиком объяснены воздействием метеорных вод. Такая точка зрения высказывается в книге Чухрова (1961), обобщившего работы советских исследователей. Основные выводы, заключающиеся в этих работах, состоят в следующем. Глинистые минералы рудных месторождений имеют главным образом супергенное происхождение. Это справедливо не только для зоны окисления, но и для расположенной ниже зоны. В частности, на месторождении Коунрад в Казахстане зона окисления мощностью в 50 м содержит преимущественно галлуазит, а ниже, в тектонически нарушенной зоне до глубины в 240 м, господствующим минералом является монтмориллонит. Кроме того, глинистые минералы, возникшие в связи с жильными телами, часто под влиянием поверхностных процессов превращены в опал, причем интенсивность окремнения падает с глубиной. Обращает внимание легкость, с которой глинистые минералы превращаются в опал: окремнение было обусловлено климатическим выветриванием, развивавшимся в этом районе в поздне меловую или раннетретичную эпоху.

### ГЛИНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (БЕНТОНИТЫ)

Излившиеся вулканические породы зачастую содержат значительное количество стекла, в большей степени, чем кристаллические силикаты, подверженного гидротермальным изменениям, в результате чего возникают залежи глинистых пород.

Преобразование вулканических стекол в глинистые породы может происходить тремя совершенно различными путями:

- а) под гидротермальным воздействием вулканических фумарол;
- б) путем преобразования вулканических пеплов и туфов в водной среде седиментационных бассейнов;
- в) путем воздействия на вулканические пеплы и туфы метеорных вод в субаэральных условиях.

Термин «бентонит» предложен Найтом для меловых коллоидных глин, образующих месторождение Форт-Бентон (Вайоминг, США). Позднее было доказано, что эти глины имеют существенно монтмориллонитовый состав и являются продуктом изменения вулканических пеплов *in situ*. Росс и Шеннон [Ross, Shannon, 1926] также определили бентониты как продукт преобразования вулканических пеплов *in situ*. Позднее термин «бентонит» приобретает несколько иное значение, и сегодня под бентонитами понимается любая коллоидальная необязательно монтмориллонитовая глина с выраженной адсорбирующей способностью. Важно отметить, что геологи или минералоги, если и используют термин «бентонит», что бывает иногда удобно, относят его всегда к породам монтмориллонитового состава. Такие породы нередко имеют вулканическое происхождение.

**Гидротермальные изменения вулканического материала.** Особенно типичен пример бентонитов Лалла Магния (Оран, Алжир) [Sadran, Millot, Bonifas, 1955]. Здесь имеются многочисленные выходы вулканических пород, обсидианов или риолитов, частично преобразованных в монтмориллонит. Преобразованные участки располагаются концентрически или диагонально по отношению к неккам или занимают их центральную часть. Изменены также и пестрые латеральные вулканические брекчии. Образующие их обломки и цемент преобразованы в мыльный камень. Осадочные образования, вмещающие некки, содержат монтмориллонитовые прослой и горизонты с риолитовой галькой. Эти факты свидетельствуют о том, что гидротермальные изменения связаны с вулканическими процессами и происходили вдоль трещин, к которым были приурочены fumaroles. Преобразованный материал переносился в виде тонкой взвеси и отлагался в бассейне осадконакопления, а риолитовые породы служили источником гравийных прослоев. И аллохтонные и автохтонные бентониты Лалла Магния являются продуктами эволюции вулканического стекла под влиянием глубинных гидротермальных растворов.

К такому типу принадлежат многочисленные месторождения: это собственно бентонитовые залежи в понимании Росса и Шеннона [Ross, Shannon, 1926]. Они образуются по лавам, брекчиям, но чаще по туфам и пеплам. В большинстве случаев исходное вулканическое стекло имеет кислый — риолитовый, трахитовый, фонолитовый, изредка андезитовый — состав.

**Преобразование вулканических пеплов в седиментационных бассейнах.** Полное преобразование вулканических пеплов происходит также в морских или озерных седиментационных бассейнах. Как показали наблюдения над современным пирокластическим материалом, проведенные в Средиземном море вблизи Везувия, вулканическое стекло чрезвычайно быстро изменяется в водной среде [Nogin, 1953; Muller, 1961; Grim, Vernet, 1961].

Весьма типичен пример монтмориллонитов Кан Берто в Восточном Марокко [Bourcart, 1936; Lapparent, 1937д, 1945; Urbain, 1941; Jeannette, 1952]. Здесь в озерной и лагунно-озерной миоценовой серии, сложенной коричневыми, зелеными и голубыми мергелями, встречаются прослой сукновальных глин и вулканических пеплов. Между вулканическими туфами и сукновальными глинами, включающими листочки неизменного биотита, наблюдаются постепенные переходы. Эти бентониты являются продуктом изменений витрокластических вулканических пеплов в лагунно-миоценовом бассейне Кан Берто.

Интересный случай преобразований приводят наряду с целым рядом других примеров по Америке Шлокер и Ван-Хорн [Schlocker, Van Horn, 1958]. В окрестностях Денвера (в Колорадо) они изучили бентониты, возникшие по вулканическим пеплам в плиоценовом озере. При этом удалось выявить два типа изменений, один из которых приводил к возникновению монтмориллонита, а другой обуславливал формирование обильного иллита, находящегося в неупорядоченном переслаивании с небольшим количеством монтмориллонита. Возникновение иллита авторы объясняли особенностями обстановки осадконакопления. Известны также случаи, когда монтмориллонитовые бентониты изменялись в процессе осадконакопления. Это относится к калиевым ордовикским бентонитам Пенсильвании [Weaver, 1953] и калиевым ордовикским бентонитам Скандинавии [Byström, 1954, 1957]. Высокое содержание калия, фиксировавшегося между слоями монтмориллонита, связано с морским происхождением бентонитов.

Мы привели примеры бентонитов, возникающих вследствие изменения пеплов в морях и озерах и имеющих одновременно как вулканическое, так

и нормально-осадочное происхождение. Наряду с этим существуют бентониты чисто осадочного генезиса, образующиеся вследствие формирования аутигенного монтмориллонита в некоторых бассейнах, обогащенных щелочами и кремнеземом.

**Поверхностное выветривание пирокластических образований.** Вулканический материал, так же как и материал любого другого происхождения, изменяется под влиянием поверхностного выветривания. Однако пронизываемый и представленный обломками вулканического стекла пирокластический материал туфов и пеплов особенно подвержен влиянию поверхностного выветривания. При этом выветривание развивается быстро и интенсивно. Как показал Судо [Sudo, 1954], изучивший ряд месторождений глинистых минералов Японии, умеренное выветривание способствует преобразованию стекол в монтмориллониты, отличающиеся от гидротермальных бентонитов, а более интенсивное выветривание приводит к образованию галлуазита. Изучение каолинизации стекловатых вулканических пеплов представляет существенный интерес, поскольку свидетельствует о первоначальном возникновении неупорядоченных образований типа аллофана при изменении вулканических стекол. Постепенно весьма тонкие коллоидные частицы (0,02 мк) объединяются в округлые зерна (0,2—0,5 мк), затем возникают волокна, а впоследствии — более крупные кристаллы галлуазита.

Келлер [Keller, 1952—1956] показал, что вулканический материал в щелочной среде и в закрытой системе преобразуется в монтмориллонит и в цеолиты, особенно в анальдим. При кислотном выщелачивании по вулканическим стеклам, так же как и по другим силикатам, развивается каолинит, а при интенсивном выщелачивании — глинозем. Как показали работы Цана [Zans, 1952], изучавшего выветривание пеплов Ямайки в бокситы, практически при этом могут возникнуть самые различные продукты выветривания, вплоть до крайних членов ряда.

Гастюш и Де Кимп [Gastuche, De Kimpe, 1961] изучили изменение пеплов вулкана Ниамурагира. Они отметили, что по мере удаления от вулкана уменьшаются размеры пепловых частиц, возрастает интенсивность выветривания и падает содержание CaO. В 20 км от Ниамурагира при pH = 7 по грубому пепловому материалу возникает сильно гидратированный со значительным зарядом гель, а рентгеноструктурным изучением устанавливается появление рефлексов 14, 10 и 7 Å, свидетельствующих о возникновении трехслойных минералов. В 50 км от вулкана при pH = 5 появляется смесь галлуазита и каолинита, а в 75 км тонкая фракция состоит из неупорядоченного каолинита. Эти последовательные этапы свидетельствуют о постепенной эволюции, претерпеваемой одними и теми же вулканическими продуктами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Под влиянием *глубинных гидротермальных растворов* силикатные породы превращаются в глинистые образования. Кислые растворы и интенсивное выветривание с полным выносом катионов обуславливают формирование гидротермальных месторождений каолина и каолинизацию зальбандов рудных жил. При менее интенсивном выщелачивании или в силу изменения температуры, пористости, химизма, расстояния возникают, как правило, монтмориллонит, серицит и хлорит. Стекловатые вулканические продукты в этом случае превращаются в бентониты в первоначальном смысле этого слова.

*Собственно каолиновые залежи* имеют гидротермальное происхождение, но этот термин распространяется также и на осадочные месторождения

каолина, и на месторождения, формирующиеся при выветривании. Первые возникают при переотложении каолина, вторые образуются при выветривании в тропическом климате.

*Собственно бентонитовые залежи* имеют вулканическое и гидротермальное происхождение, но этот термин распространяется также и на осадочные месторождения бентонитов, и на месторождения, образовавшиеся при выветривании.

Осадочные бентониты возникают: а) путем переотложения бентонитов, сформировавшихся по автохтонному вулканическому материалу; б) путем преобразования неустойчивого вулканического стекла в водной среде бассейнов осадконакопления; они представляют типичный пример подводного выветривания, названного Гуммелем [Hummel, 1922] гальмиролизом; в) синтетическим путем наряду с другими минералами в среде, богатой щелочами и кремнеземом; в этом случае они не связаны с вулканическими породами или глубинными гидротермальными растворами; г) путем переотложения выветрелых вулканических пеплов.

Поверхностные изменения вулканических пород в зависимости от условий выветривания приводят к образованию не только монтмориллонита, но и каолинита и бокситов. Этот вопрос подробнее будет рассмотрен в разделе, посвященном выветриванию пород. Формирование глин, являющихся поверхностным продуктом, особенно тесно связано с явлениями выветривания и осадконакопления. Однако гидротермальная и вулканическая деятельность также относится к числу явлений, связанных отчасти с верхней частью земной коры, где сильно сказывается влияние воды. Вот почему наблюдается частичное совпадение супергенной и гипогенной водных обстановок, в силу чего необходимо уточнить границы этих явлений.

# ГЕОХИМИЯ ИОНОВ В ГИДРОСФЕРЕ

Глины характерны для поверхностной части земной коры, поскольку метаморфизм обуславливает их быстрое преобразование в силикаты совершенно иного типа. Поэтому геохимия глин составляет часть геохимии поверхностных процессов, в которой основную роль играет вода. В настоящей главе рассматриваются три аспекта геохимии гидросферы.

1. В минералогии и геохимии обычно изучается поведение ионов в минералах, в частности в силикатах. Однако поведение ионов, высвобождающихся при поверхностном выветривании и мигрирующих в естественных растворах, управляется существенно иными закономерностями.

2. Поскольку глины чаще всего имеют алюмокремниевый состав, среди ионов, имеющих первостепенное значение для наших исследований, одними из важнейших являются ионы кремнезема и глинозема. При их изучении необходимо учитывать значительные успехи, достигнутые химией.

3. Наконец, свойства естественных растворов определяются растворенными в них элементами, поступающими при выветривании пород и минералов, в первую очередь силикатов, составляющих, по крайней мере, девять десятых земной коры. Поэтому полезно рассмотреть механизм выветривания силикатов.

### ПОВЕДЕНИЕ ИОНОВ В ВОДЕ

Гипотеза Гольдшмидта (ионный потенциал). Основоположник современной геохимии Гольдшмидт [Goldschmidt, 1934, 1937, 1945] попытался выяснить основные закономерности в поведении главных породообразующих элементов при осадконакоплении. Для этого он использовал ионный потенциал — функцию, введенную Картлиджем [Cartledge, 1928] и представляющую отношение заряда  $Z$  к радиусу иона —  $r$ :  $Q = Z/r$ .

Для основных ионов, обнаруженных в осадках, Гольдшмидт составил график зависимости ионного радиуса от заряда. Этот график позволяет разделить элементы на три группы (рис. 5):

1) ионы с низким ионным потенциалом, остающиеся в растворе при высоких значениях pH, например, Na, K, Ca, Mg;

2) ионы со средними значениями ионного потенциала, осаждающиеся при гидролизе в виде гидратов окисей в слабощелочной среде, например, Al, Fe, Si;

3) ионы с высоким ионным потенциалом, образующие комплексные анионы с кислородом, способные давать истинные ионные растворы, например,  $P_2O_5$ ,  $SO_3$ ,  $CO_3$  и т. д.

Сам Гольдшмидт отмечал в 1934 г., что физическая интерпретация этой зависимости затруднительна. Последующие работы внесли ясность в этот вопрос.

Интерпретация Викманом гипотезы Гольдшмидта. При интерпретации изложенных выше идей Викман [Wickman, 1945] использовал работы Бернала и Маго [Bernal, Megaw, 1935] о связи ионов водорода и гидроксила. Водород, связанный в гидроксиле с кислородом, не занимает места. Этот водород расположен в пределах радиуса кислорода. Построенный таким образом ион  $(OH)^-$  как результат цилиндрического диполя обладает цилиндрической симметрией.

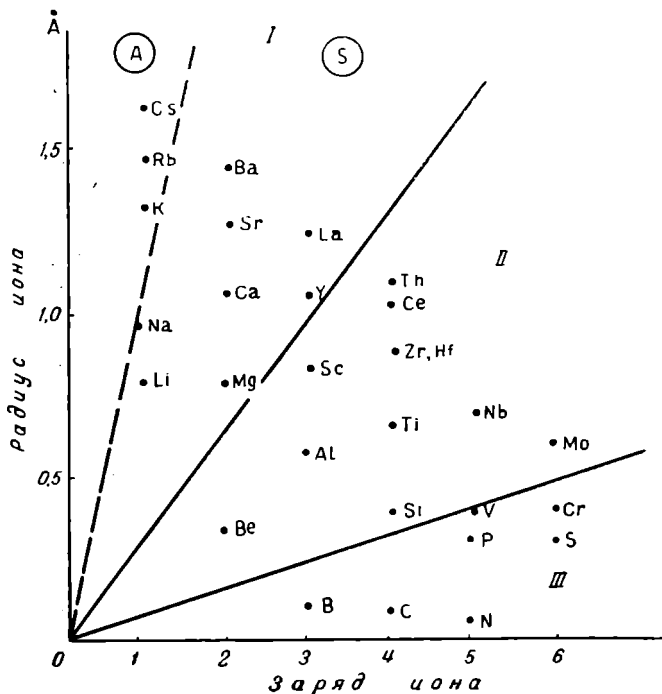


Рис. 5. Распределение элементов в соответствии с их ионным потенциалом (Goldschmidt, 1934).

A — антистоксы; S — стоксы; I — растворимые катионы; II — элементы-гидролизаты; III — комплексные растворимые анионы.

При воздействии на такой ион усиливающегося и расходящегося поля различают три случая:

а) первоначально при слабой поляризации сохранится цилиндрическая полярная симметрия и возрастет лишь дипольный момент;

б) при возрастании степени поляризации атом водорода еще больше удалится от атома кислорода;

в) наконец, при дальнейшем возрастании степени поляризации, для того чтобы оторвать водород от кислорода, потребуется лишь незначительная энергия. В этом случае ион  $H^+$  почти свободен и может мигрировать к соседнему атому кислорода.

Конкретные явления, наблюдающиеся при воздействии иона на гидроксил, следующие.

1. В ионах большого диаметра (Na, K, Ca, Mg), обладающих одним или двумя зарядами, последние распределяются на значительной поверхности, гидроксил находится в слабом поле. Растворы с этими ионами имеют щелочную реакцию:  $\text{Na}—\text{OH}$ ;  $\text{Ca}—(\text{OH})_2$ .

2. Ионы среднего диаметра (Al, Fe. . .) с двойным или тройным зарядом образуют амфотерные гидроокислы, обладающие в зависимости от условий среды свойствами как кислот, так и оснований —  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  и т. д. В растворах они малоустойчивы.

3. Ионы малого диаметра (B, P, S. . .) с большим зарядом (3, 5, 6) имеют на своей поверхности сильное поле. Водород гидроксила освобождается, в то время как кислород захватывается и принимает участие в построении комплексных ионов. Поэтому ионы B, P, S не существуют в растворах, а находятся в ядре структур ионов  $\text{BO}_3$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{SO}_4$  и т. д.

Из изложенного ясно, что в настоящее время ионный потенциал является лишь простым способом для выражения поляризационной способности.

Радиус гидратированных ионов. В своих рассуждениях Гольдшмидт использовал радиусы ионов, измеренные или вычисленные для кристаллов с преобладающей ионной связью. Когда ионы покидают кристаллическую структуру силикатов и переходят в раствор, ионная связь нарушается и поле ионов воздействует на молекулы воды, являющиеся простыми диполями. Иначе говоря, катионы играют роль поляризаторов, а диполи воды поляризуются. Поверхность катиона покрывается диполями воды, и катионы гидратируются. В связи с гидратацией катиона его диаметр увеличивается на толщину гидратной оболочки воды.

Действительно, большинство одноатомных ионов гидратируется в воде. Дармуа [Darmon, 1946] рассмотрел существующие методы определения радиусов гидратированных ионов. Эти методы в зависимости от используемых способов измерения приводят к различным результатам. Дармуа предложил простой метод, основанный на определении проводимости и плотности растворов. Этот метод впоследствии систематически использовала Сутра [Sutra, 1946, 1949].

Проводимость растворов сильных электролитов зависит от подвижности ионов: последняя уменьшается при возрастании концентрации. Лишь при бесконечном разбавлении проводимость является характерным свойством раствора. Поэтому приходится экстраполировать значения растворимости. После этого можно получить размер ионов в растворе, предположив, что гидродинамическое торможение иона подчиняется закону Стокса  $F = 6\pi\eta rv$  ( $\eta$  — вязкость;  $r$  — радиус;  $v$  — скорость). Эта формула действительна при выполнении ряда условий: ион имеет сферическую форму, скорость иона равномерна, уравнения движения являются линейными, явление обладает осевой симметрией, жидкость располагается в сфере, первоначальное состояние — покой. При выводе формулы используются, кроме того, положения гидродинамики непрерывных сред. Например, в воде радиус сферы должен быть достаточно велик, для того чтобы жидкую среду можно было бы рассматривать как непрерывную. Формула Стокса применима лишь тогда, когда выполнены все перечисленные условия.

Некоторые ионы удовлетворяют этим требованиям и следуют закону Стокса. Другие не подчиняются этому закону и называются антистоксами. Результаты, полученные для одноатомных катионов, представляющих для нас интерес, приведены в табл. 7. В той же таблице показаны радиусы Стокса [Sutra, 1946] и ионные радиусы, приведенные Гольдшмидтом с соавторами [Goldschmidt и др., 1926], Полингом [Pauling, 1927] и Аренсом

Таблица 7

Ионы	Радиусы Стокса в растворе	Радиус ионов в кристаллах с гетерополярной или ионной связью		
	Сутра, 1946	Гольдшмидт, 1926	Полинг, 1927	Аренс, 1952
Al	4,57	0,57	0,50	0,51
Cr <sup>3+</sup>	4,09	0,64		0,63
Fe <sup>3+</sup>	4,02	0,67		0,64
Mg	3,45	0,78	0,65	0,66
Fe <sup>2+</sup>	3,42	0,83	0,75	0,74
Co <sup>2+</sup>	3,42	0,82	0,72	0,72
Ni	3,42	0,78	0,69	0,69
Mn <sup>2+</sup>	3,42	0,91	0,80	0,80
Ca	3,07	1,06	0,99	0,99
Sr	3,07	1,27	1,13	1,12
Ba	2,87	1,43	1,35	1,34
Li	2,36	0,70	0,60	0,68
Na	1,83	0,98	0,95	0,97
K	1,24	1,33	1,33	1,33
Rb	1,20	1,49	1,48	1,47
Cs	1,19	1,65	1,69	1,67

[Ahrens, 1952]. Цифры Гольдшмидта и Полинга можно найти в работе Гольдшмидта [Goldschmidt, 1954].

По данным табл. 7, радиус Стокса для большинства ионов значительно превосходит радиус иона в кристалле. Это связано с гидратацией ионов, обуславливающей возрастание их размеров. Действительно, ион, попадая в воду, вызывает значительную поляризацию гидроксидов и захватывает  $n$  молекул воды, обладающих диаметром  $1,38 \text{ \AA}$ . По-видимому, радиус Стокса складывается из радиуса «сухого иона» +  $n\text{H}_2\text{O}$ . В то же время известны ионы, которые, не гидратируясь, имеют небольшие размеры и не подчиняются закону Стокса. К антистоксам относятся одноатомные катионы K, Rb, Cs. Полагают, что эти одновалентные ионы несут на своей поверхности слишком слабое поле и не способны к захвату молекул воды. Поэтому вода не является для них непрерывной средой и они попадают в полости ее структуры.

### Геохимия щелочных элементов в поверхностных условиях

Уже издавна отмечались различия в поведении в гидросфере калия и натрия [Noll, 1931; Urbain, 1933; Goldschmidt, 1937; Harvey, 1949]. При характеристике геохимического поведения этих элементов использованы результаты Сутра [Millot, 1949].

Отношение K/Na составляет для сланцев 2,8; для песчаников 3,3; для известняков 7,7; в среднем для осадков оно приближается к 3. Поэтому можно считать, что осадки, независимо от их типа, предпочтительно адсорбируют калий. Кроме того, отношение K/Na составляет  $1/_{10}$  для пресных и  $1/_{28,5}$  для соленых вод. Отсюда следует, что в процессе континентального выветривания натрий более подвижен, чем калий, и преобладает над последним в естественных растворах. Калий больше накапливается и сохраняется в продуктах выветривания. Огромную роль при этом наряду с новообразованиями калиевых минералов играет адсорбция осадками ионов калия, в связи с чем в осадках концентрируется преимущественно калий, а в морской воде — натрий. Радиус иона в растворе, принимая видимые объемы ионов по Стоксу, составляет около  $2/_{3}$  радиуса иона Na. Их поверхности относятся как  $4/_{9}$ , объемы

как  $\frac{8}{27}$ , т. е. это отношение составляет немногим менее  $\frac{1}{3}$ . Таким образом, ион натрия обладает втрое большим объемом, чем ион калия. Независимо от механизма адсорбции ионов на поверхности самых различных частиц в водной среде в силу обратных соотношений силы поля и объема иона калий будет адсорбироваться и извлекаться из растворов значительно более энергично, чем натрий.

Рубидий и цезий ведут себя так же, как и калий, и еще более энергично адсорбируются и накапливаются в морских отложениях [Goldschmidt, 1937]. Это объясняется их неспособностью к гидратации. При обработке обменными основаниями минералов с изменчивыми межплоскостными расстояниями (монтмориллонит и вермикулит) происходит изменение этих расстояний [Mering, 1946; Barshad, 1948]. Межплоскостные расстояния при использовании в качестве обменного основания калия составляют 10 Å, а при использовании натрия, кальция и магния достигают 12—14 Å. Для рубидия и цезия они составляют 10 Å.

Таким образом, ионы калия и натрия (в отличие от кристаллических пород и в силу значительных размеров заполняют полости кристаллической решетки, характеризуются существенно различным поведением в гидросфере. Уэлби [Welby, 1958], рассматривая этот вопрос, принимал другие радиусы гидратированных ионов щелочей: Li 3,65; Na 2,80; K 1,20; Rb 1,80; Cs 1,67 (аналогичен радиусу иона в кристаллической решетке). Однако и при таких радиусах он пришел к сходным результатам. Отношение радиусов гидратированных ионов K и Na составляет  $\frac{1,8}{2,8}$ , т. е. около  $\frac{2}{3}$ , отношение объемов близко к  $\frac{1}{3}$ . Несмотря на то, что при расчетах были приняты другие радиусы ионов, полученные отношения близки к ранее вычисленным и в поведении элементов должны наблюдаться те же различия.

**Выводы.** Сравнение радиуса иона в кристаллической структуре, где господствует ионная связь, с видимым радиусом этого иона в растворе отчасти формально, тем более, что в обоих случаях используются разные методы. Однако известно, что поведение ионов в кристаллах частично зависит от размеров ионов. Эти размеры в какой-то степени определяют координацию ионов. Известно также, что устойчивость (миграционная и адсорбционная способность) ионов в растворах зависит также от их гидратации. Вот почему, сравнивая объемы ионов в кристаллической структуре и в водном растворе, получаем интересные результаты.

В кристалле чем больший заряд имеет поверхность иона, тем меньшим пространством, называемым ионным радиусом, отделяется он от соседних ионов. В воде же увеличение заряда поверхности иона повышает его видимый радиус и способность к гидратации. В частности, радиус алюминия в ионном кристалле составляет  $\frac{1}{9}$  от его радиуса в растворе. Это значит, что видимый объем иона алюминия в воде в 730 раз превосходит объем, занимаемый им в силикатах. А объем иона калия, самого большого из распространенных катионов, в водном растворе не изменяется. В кристалле он почти в 70 раз больше, а в воде в 10 раз меньше, чем объем иона алюминия.

Для геолога, приступающего к изучению геохимии гидросферы, сравнение этих цифр чрезвычайно поучительно. Одна и та же физическая причина в зависимости от среды, в которой находятся элементы, вызывает различные явления. Кристаллическая и водная среды существенно различаются, и переход из одной в другую при выветривании и обратный переход при росте кристаллов обуславливают заметные изменения в поведении ионов. Вот почему в геохимии гидросферы ионы, находящиеся в растворе, следует разделить на следующие крупные категории.

1А. Негидратируемые ионы (антистоксы); ионы с весьма слабым ионным потенциалом, к которым относятся негидратируемые катионы, например, К, Rb, Cs.

1Б. Гидратируемые ионы (стоксы): ионы со слабым ионным потенциалом, представляющие растворимые гидратируемые катионы, например, Са, Mg, Ва.

2. Ионы со средним ионным потенциалом, образующие амфотерные гидроокислы, легко выпадающие из раствора, например, Al, Fe, Cr, Si.

3. Ионы с высоким ионным потенциалом, образующие кислотные гидраты окиси, например, В, С, S, Р.

## РАСТВОРИМОСТЬ КРЕМНЕЗЕМА И ГЛИНОЗЕМА

При изучении глин и силикатов в гидросфере необходимо знать поведение кремнезема в воде. Если силикаты могут возникать и разрушаться в гидросфере, значит, существует равновесие кремнезем — силикаты, которое необходимо определить. В геологии еще в девятисотые годы установилось и существует до сих пор представление, что кремнезем природных вод находится в коллоидальном состоянии. Геологи, сталкиваясь с трудностями

при объяснении происхождения кремней и окремнения, ухватились за новую возможность и предположили, что окремнение — следствие выпадения природного коллоидального кремнезема.

Эта точка зрения была впервые поколеблена Корреном [Correns, 1939а, б; 1940], показавшим, что при выветривании кремнезем и глинозем переходили в ионный раствор и могли служить источником новообразований. Весьма ценной была и работа Роя [Roy, 1945], в которой дан

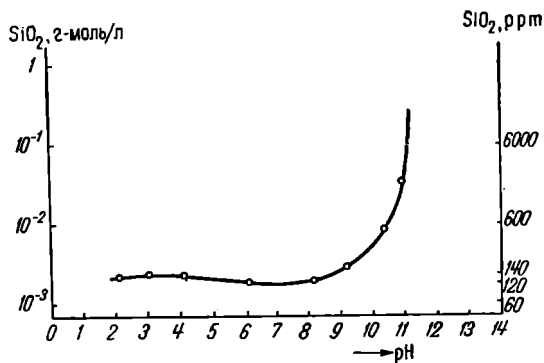


Рис. 6. Растворимость кремнезема при различных значениях pH (Krauskopf, 1956, 1959).

сравнительный обзор геологической и химической литературы по этому вопросу.

**Растворимость кремнезема.** Современная литература, посвященная растворимости кремнезема, представлена в основном американскими и японскими работами [Alexander, 1953; Goto, Okura, Kayama, 1953; Alexander, Heston, Iler, 1954; Iler, 1955; Krauskopf, 1956; White, Brannock, Murata, 1956; Okamoto, Okura, Goto, 1957].

*Растворимость аморфного кремнезема* определяется законами полимеризации и деполимеризации. При общем содержании кремнезема в воде менее 100—140 ppm при 25° С он находится в истинном растворе в дисперсном равновесном состоянии, в мономолекулярной форме в виде ортокремневой кислоты Si(OH)<sub>4</sub>. Растворимость кремнезема в воде при таких его содержаниях практически не зависит от pH (для pH < 9). При больших величинах pH ортокремневая кислота диссоциирует и истинная растворимость кремнезема возрастает (рис. 6).

Если общее содержание кремнезема превосходит 140 ppm \* (при 25° С и pH < 9), избыточный кремнезем образует конденсированные молекулы или полимеры, присутствующие в растворе наряду с мономерами Si(OH)<sub>4</sub>. Наличие полимеров характерно для коллоидальных растворов кремнезема. Явление обратимо: при разбавлении раствора и уменьшении общего содержания кремнезема до 120 ppm и менее наблюдается деполимеризация, растворение аморфного кремнезема и возникновение истинного раствора.

Все сказанное справедливо для растворов, находящихся в состоянии равновесия. Однако необходимо подчеркнуть, что *такое равновесие устанавливается медленно.*

В свежем растворе содержание мономерного кремнезема может превосходить 140 ppm. Постепенно путем формирования полимеров раствор приходит в равновесное состояние и в истинном растворе остается лишь 140 ppm кремнезема (рис. 7).

*Растворимость других форм кремнезема.* По данным немногочисленных измерений другие формы кремнезема обладают меньшей растворимостью [Krauskopf, 1959]. Однако растворимость частично дегидратированного геля кремнезема равна растворимости аморфного кремнезема. Измерение растворимости кварца затруднено медленным установлением равновесия и необходимостью его загрязнения, особенно глиноземом. В результате измерений и гидродинамических расчетов получены следующие цифры — 7—14 ppm при 25° С.

Аналогичные трудности возникают при определении растворимости опала и халцедона. Растворимость халцедона близка к растворимости кварца. В 1959 г. Уайтом была предпринята попытка измерить растворимость диатомита [Krauskopf, 1959]. Измеренные при этом растворимости составляли 22 и 34 ppm. Одни из последних измерений выполнены Веем и Сиффером [Wey, Siffert, 1961]. Сравнение растворимости трех образцов кварца, кристобалита и опала с растворимостью аморфного кремнезема приводится на

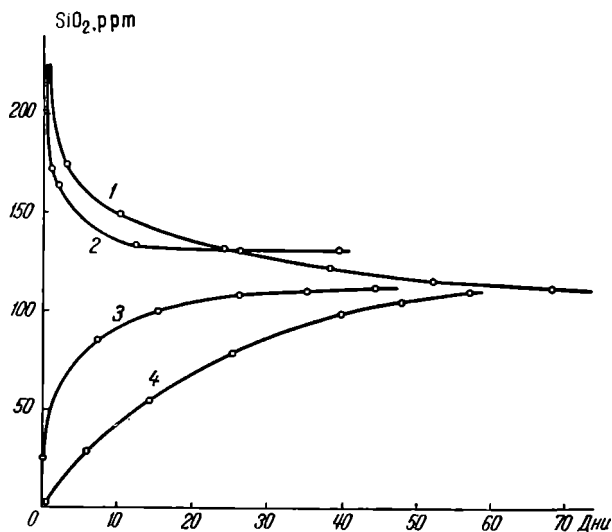


Рис. 7. Предельная растворимость мономерного кремнезема по данным различных опытов (Krauskopf, 1959).

1 — эволюция насыщенного раствора, полученного растворением кремнезема при кипячении в воде горячего источника и при последующем охлаждении при pH ~ 8 (содержание, ppm: общее SiO<sub>2</sub> — 320; мономерного кремнезема: первоначальное — 284, через 40 дней — 120); 2 — эволюция раствора Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> после обработки HCl при pH = 8 (содержание, ppm: общее SiO<sub>2</sub> — 975; мономерного кремнезема: первоначальное — 544, через 40 дней — 130); 3 — эволюция концентрированного раствора Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> после обработки HCl при pH = 8 (содержание, ppm: общее SiO<sub>2</sub> — 187; мономерного кремнезема: первоначальное — 25, через 40 дней — 120); 4 — гель кремнезема в дистиллированной воде при pH = 5 (мономерный кремнезем первоначально отсутствовал).

\* ppm — условное сокращение английских слов part per million — одна миллионная доля, что соответствует одной десяти тысячной процента относительного содержания.

рис. 47. Различия между растворимостью трех кристаллических разновидностей кремнезема невелики и не превосходят 20 ppm на тридцатый день опыта.

Можно полагать, что природные формы кремнезема, отличающиеся по своей структуре и степени кристалличности, обладают различной растворимостью, однако главное состоит в том, что их растворимость значительно уступает растворимости аморфного кремнезема.

Растворимость глинозема. Гидрат окиси алюминия  $Al(OH)_3$  является амфотерной гидроокисью. Он растворяется в кислой среде с образованием катионов  $Al^{3+}$ , но растворим также и в щелочной среде в форме  $AlO_2H_2^-$ . Зная произведение растворимости равновесного

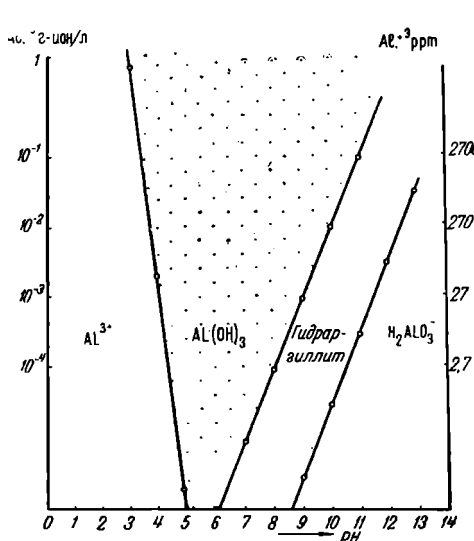


Рис. 8. Растворимость глинозема при различных значениях pH (Wey, 1962).

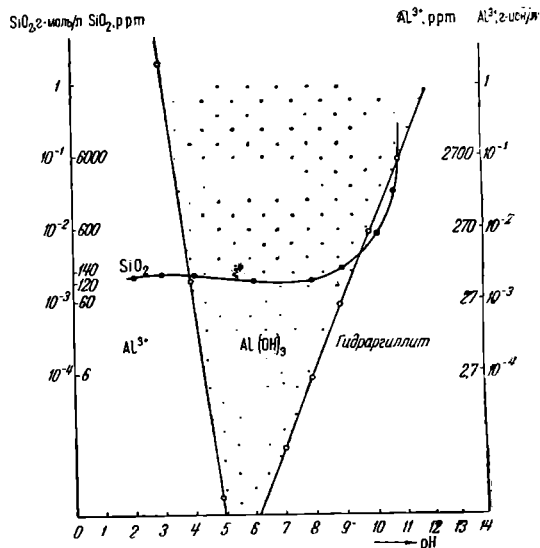


Рис. 9. Совмещенные кривые растворимости кремнезема и глинозема при различных значениях pH (Krauskopf, 1956; Wey, 1962).

глинозема либо с катионом, либо с анионом, можно рассчитать значения pH, при которых в растворе совместно присутствуют как  $Al^{3+}$  и  $Al(OH)_3$ , так и  $Al(OH)_3$  и  $AlO_2H_2^-$  [Charlot, 1949].

На рис. 8 приведена зависимость ионных концентраций от значений pH. Точками показана область нерастворимой гидроокиси, некристаллического аморфного глинозема — псевдобёмита. При старении осадок, как правило, раскристаллизовывается и его растворимость уменьшается. Это особенно проявляется в присутствии щелочей. Область нерастворимости расширяется в направлении высоких значений pH. Третья прямая ограничивает область растворимости гидраргиллита, или гиббсита.

**Сравнение растворимости кремнезема и глинозема.** На рис. 9 показаны общепринятые (в настоящее время) кривые растворимости глинозема и кремнезема. Их сравнение позволяет сделать следующие выводы:

- а) в кислой среде глинозем более растворим, чем кремнезем;
- б) в нейтральной среде глинозем нерастворим, а кремнезем сохраняет свою растворимость;
- в) в щелочной среде растворимости обоих соединений близки.

Результаты проведенного сравнения весьма показательны и будут использованы нами при интерпретации природных явлений. При этом, однако,

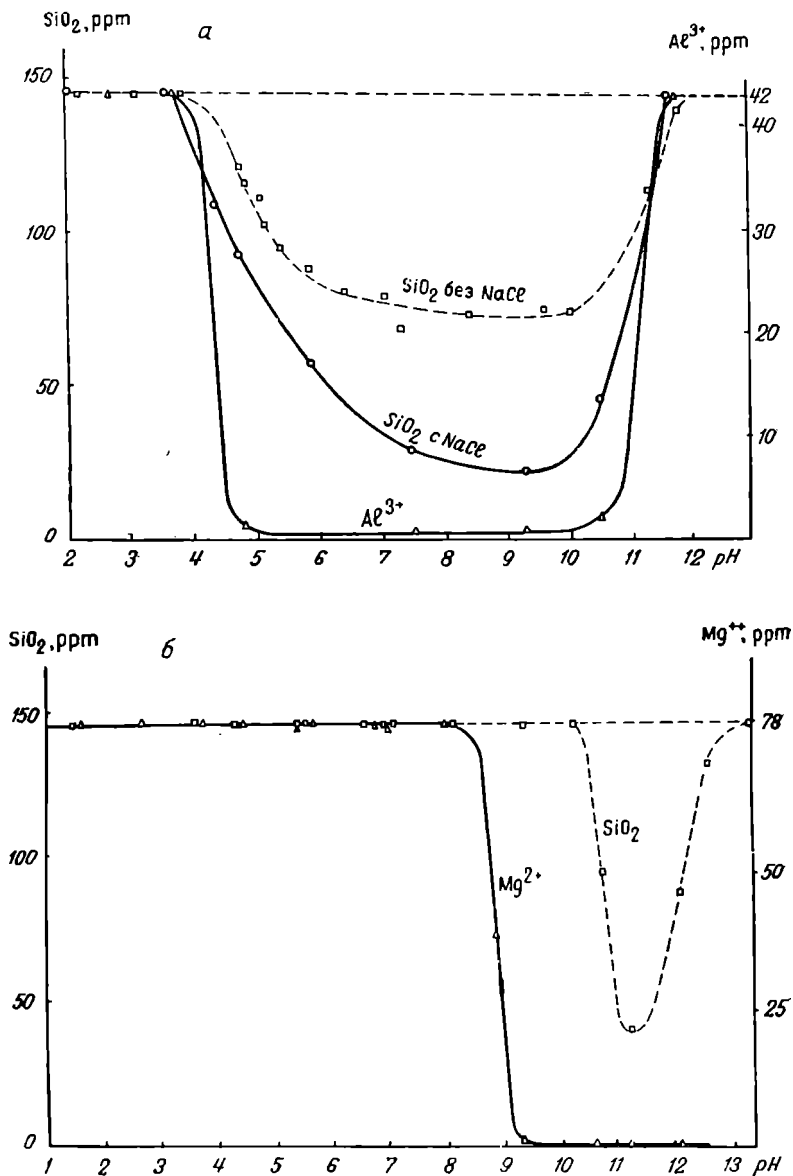


Рис. 10. Изменение содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}^{3+}$  (а) и  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Mg}^{2+}$  (б) в насыщенном растворе мономерного кремнезема в зависимости от величины рН (Wey, Siffert, 1961).

$\text{Al}^{3+}$  вводился в форме сульфата, эквимолекулярное количество  $\text{Mg}^{2+}$  вводилось в форме хлорида.

необходимо соблюдать осторожность и оценивать влияние на растворимость кремнезема и глинозема ионов, присутствующих в растворе.

**Влияние ионов, присутствующих в растворе.** Наличие в растворе ионов, в частности ионов морской воды, не изменяет растворимости ортокремневой

кислоты. Это опровергает гипотезу осаждения кремнезема под влиянием соленых вод. Окамото с соавторами [Okamoto, Okura, Goto, 1957] указывает, что присутствие в морской воде в крайне незначительных количествах иона  $Al^{3+}$  значительно уменьшает растворимость кремнезема в воде: 20 ppm  $Al^{3+}$  уменьшают растворимость кремнезема на 15 ppm при  $pH = 8-9$ .

Вей и Сиффер [Wey, Siffert, 1962] провели систематическое изучение влияния  $Al^{3+}$  на насыщенный раствор кремнезема. Кроме того, они показали, что в определенных условиях аналогичным образом влияет на раствор кремнезема и ион  $Mg^{2+}$ . Анализ полученных кривых очень интересен. На рис. 10, а показана зависимость между величиной  $pH$  и количеством  $SiO_2$  и  $Al^{3+}$  в насыщенном растворе мономерного кремнезема ( $Al^{3+}$  добавлялся в раствор в форме сульфата). В области малой растворимости глинозема, между  $pH = 5$  и 10,5, резко падает и растворимость кремнезема. При  $pH = 8,5$  в растворе остается 20 ppm кремнезема и менее 1 ppm  $Al^{3+}$ . Если в растворе присутствует  $NaCl$ , в осажденном глиноземе — кремнеземе возрастает содержание кремнезема.

Рис. 10, б демонстрирует зависимость количества  $Mg^{2+}$  от величины  $pH$  в насыщенном растворе мономерного кремнезема, содержащего эквивалентное количество  $Mg$ , добавленного в форме  $MgCl_2$ . Видно, что растворимость кремнезема резко падает в узкой области значений  $pH$  — от 10 до 12. В этой области, выходящей за пределы естественных значений  $pH$ , осаждение магния вызывает выпадение глинозема. Как было показано позже Сиффером [Siffert, 1962], выпадение кремнезема при более высоких концентрациях  $Mg^{2+}$  происходит обычно при  $pH = 7$ .

На совместном осаждении магния и кремнезема основаны методы очистки горячих вод, используемые в промышленности уже около 20 лет.

**Выводы.** Приведенные новые химические данные о растворимости кремнезема и влияния ионов на растворимость кремнезема и глинозема нашли отражение и в геохимии.

1. Перечисленные физико-химические явления определяют механизм выветривания силикатов и позволяют истолковать различные природные процессы.

2. Как показали эксперименты по лабораторному синтезу (см. гл. X), с этими же явлениями непосредственно связано новообразование глин.

3. Совершенно по-новому выглядит и проблема окремнения. Действительно, в естественных растворах (пресных и морских водах, седиментационных и почвенных растворах) содержание кремнезема составляет менее 120—140 ppm. Кремнезем природных вод находится не в коллоидальной форме, а в состоянии истинного раствора. Поэтому окремнение не является следствием выпадения коллоидального кремнезема, а происходит иным путем, рассматриваемым в гл. VIII.

## ГИДРОЛИЗ СИЛИКАТОВ

Нерастворимых кристаллов нет. Вещество, которое обычно считается нерастворимым, является просто малорастворимым. В водной среде с поверхности любого кристалла мигрируют ионы. Это относится и к силикатам: при соприкосновении с водой они разрушаются посредством гидролиза. Проведенный неоднократно эксперимент показывает, что порошок силикатной породы, помещенный в сосуд с дистиллированной водой, придает ей щелочную реакцию. При фильтрации воды через вертикальную трубку, заполненную порошком гранита, образующийся раствор имеет  $pH = 9,6$ . Эти явления объяснялись как результат реакций гидролиза между ионами кри-

сталла и раствором. Силикаты можно рассматривать как соли слабых кислот и сильных щелочей, поэтому реакция гидролиза является щелочной.

Гидролиз силикатов изучался чаще всего на полевых шпатах, являющихся, как правило, преобладающим компонентом многих силикатных пород. Уже в 1938 г. Корренс и Энгельгардт [Correns, Engelhardt, 1938] показали, что все компоненты полевых шпатов могут быть переведены в ионное состояние. Они изучили динамику такого разрушения при различных значениях pH.

Нередко требуется схематически представить механизм природных процессов. Такие схемы являются отчасти гипотетическими, но они стимулируют наблюдения и эксперименты, позволяющие, в свою очередь, уточнить или изменить первоначальную схему. Поэтому здесь будут рассмотрены некоторые представления о механизме гидролиза полевых шпатов. Это поможет выделить основное в механизме выветривания и предсказать изменения его интенсивности.

**Гидратация полевых шпатов.** Существуют два схематических представления о явлениях, возникающих на границе кристалла и воды.

Фредериксон [Frederickson, 1951] рассмотрел структуру воды в соответствии с гипотезой Бернала и Фаулера [Bernal, Fowler, 1933] и в качестве примера структуру альбита. Он предположил, что пограничный с кристаллом слой воды обладает некоторой упорядоченностью. На поверхности альбита ионы кислорода неполностью связаны, поэтому возникает избыточный отрицательный заряд.

Вода облекает в виде пленок поверхность кристалла, и отрицательный заряд этой поверхности нейтрализуется положительными полюсами молекул воды. Отрицательные полюсы воды обращены наружу и притягивают положительные полюсы воды и т. д. По мере удаления от кристалла упорядоченность водных слоев ослабевает. А на контакте с альбитом первый слой воды имеет структуру, близкую к структуре льда, и упорядочен по отношению к поверхности альбита. Здесь и происходит обмен между катионами  $\text{Na}^+$  альбита и ионами  $\text{H}^+$  раствора.

Девор [Devore, 1956] считает, что гидратация поверхности полевых шпатов, возникающая при взаимодействии молекул воды и ионов кислорода со свободным зарядом, неспособна ослабить связи щелочных ионов со структурой. Он полагает, что гидроксилы  $\text{OH}^-$  раствора замещают ионы кислорода в группе  $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ . Эта замена возможна потому, что связь  $\text{Si}-\text{OH}$  является более сильной, чем связь  $\text{Si}-\text{O}$ . После того как некоторые связи  $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$  преобразуются в связи  $\text{Si}-\text{OH}$ , связи щелочных ионов ослабевают и они замещаются ионами  $\text{H}^+$ .

Иногда пытаются противопоставить схемы выветривания Фредериксона и Девора. В действительности же могут быть использованы обе эти схемы. Кроме того, они относятся лишь к начальному этапу, предшествующему высвобождению катионов из кристалла путем обмена с ионами  $\text{H}^+$  раствора. С этого момента и начинается разрушение кристалла.

**Обмен катионами между водой и кристаллом.** Гидратация поверхности полевого шпата происходит независимо от типа рассмотренного механизма. В соприкосновении или, можно сказать, «в борьбе» находятся две среды различного химического состава: в воде отсутствует натрий, в структуре альбита — ионы водорода. Так, под влиянием ионов  $\text{H}^+$  начинается выветривание. Эти водородные ионы имеют весьма малый для одновалентного иона диаметр. Их сильное поле воздействует на кислородные ионы кристалла. Последние охотнее соединяются с ионами водорода,

чем с ионами натрия, имеющими более слабый ионный потенциал (равный заряд, но заметно больший диаметр). Ионы натрия высвобождаются, и одновременно происходит деформация кристаллической структуры на поверхности кристалла альбита. В решетке альбита наблюдается высокая концентрация ионов Na, отсутствующих в воде, окружающей кристалл.

Ионы Na мигрируют по каналам деформированной решетки. Начавшаяся реакция развивается. Кристаллическая структура деформируется, в ней образуются полости, площадь поверхности увеличивается и облегчается проникновение воды. В воде ионы Na мигрируют в слои с меньшей концентрацией. Эта миграция облегчается тепловым движением, а при наличии циркуляции воды происходит удаление Na. Поступление новых порций водородных ионов обеспечивается вращением молекул и тепловым движением [Frederickson, 1951].

Аналогичны рассуждения и для кальций-натриевых и калиевых полевых шпатов [Nash, Marshall, 1956]. Гидролиз сводится, таким образом, к явлениям обмена оснований путем «изгнания» катионов из структуры. Ионы Na, K и Ca высвобождаются в первую очередь в силу их слабого ионного потенциала.

Опыты Гаррелса и Хаурда [Garrels, Howard, 1959], изучавших воздействие воды на мусковит и адуляр при низких температурах, позволили уточнить термодинамические условия гидролиза. Экспериментально доказано, что при 20° C мусковит обладает большей устойчивостью, чем калиевые полевые шпаты.

**Разрушение кремниевого скелета.** Для разрушения полевого шпата или силиката недостаточно высвободить из кристаллической структуры щелочные и щелочноземельные элементы. Нужно также разрушить тетраэдры, состоящие из ионов Si и Al. Многочисленные эксперименты были проведены в разнообразных условиях.

Опыты, выполненные при умеренных температурах и длительном выщелачивании, легко распространить и на природную обстановку. Первые эксперименты такого рода выполнены Корренсом и Энгельгардтом в 1938 г. При разрушении ортоклаза в условиях длительного выщелачивания количество освобождавшегося кремнезема и глинозема зависело от величины рН. В кислой среде высвобождалось больше глинозема, чем кремнезема, в нейтральной — больше кремнезема, чем глинозема, в щелочной обстановке высвобождались равные количества этих окислов. Беглый взгляд на кривые растворимости кремнезема и глинозема, приведенные на рис. 9, позволяет объяснить наблюдавшиеся соотношения. Высвобождение кремнезема и глинозема определяется их растворимостью при различных рН. Этот вывод полностью подтверждается блестящими экспериментами Педро [Pédro, 1960a, б, 1961a—в]: в нейтральной среде выщелачивался преимущественно кремнезем.

Опыты, выполненные при высокой температуре и в замкнутой системе, труднее распространить на природные обстановки. В самом деле, здесь происходит не наблюдающееся в природе насыщение растворов. Кроме того, степень гидратации ионов также зависит от температуры [Wilhelm, 1962]. Лагаш, Виар и Сабатье [Lagache, Wyart, Sabatier, 1960, 1961a, б] проводили опыты по растворению альбита и адуляра при 200° C в чистой воде и в воде с растворенной  $\text{CO}_2$ . Соотношение элементов, переходивших в раствор, отличалось от их соотношений в кристалле. Кремнезем практически не растворялся ни в кислой, ни в щелочной среде. Щелочи легко переходили в раствор, но их растворимость падала с ростом его концентрации. Растворимость кремнезема составила 150 мг/л для альбита и 110 мг/л

для адюляра, но и для него достигалось состояние насыщения. Эти эксперименты подтверждают, что при выветривании полевых шпатов в твердой фазе накапливается глинозем. Это обусловлено малой растворимостью последнего при значениях  $pH$  от 4 до 9 или 10. Они указывают, что при разрушении полевых шпатов происходит настоящая химическая реакция, продукты которой переходят в раствор или накапливаются в нерастворимой фракции. Наконец, аккумуляция растворенных продуктов играет роль тормоза при растворении. Этого не наблюдается при выщелачивании в природных условиях, где непрерывно поступают новые порции воды.

Мюрата [Murata, 1942—1945] изучил разрушение силикатов сильными кислотами. В одних случаях возникают нерастворимые агрегаты мелких частичек силикатов, в других образуется кремнистый гель. Более интенсивное разрушение минерала кислотой наблюдается во втором случае и соотношение  $Al/Si$  составляет здесь  $2/3$ . В первом случае более богатые кремнеземом силикаты оказываются более устойчивыми к воздействию кислоты. Эти факты свидетельствуют о том, что «эффект изгнания», изученный по отношению к щелочным и щелочноземельным элементам и характерный для кремнезема и глинозема, выражен отчетливее при обилии глинозема, т. е. при обилии связей  $Si-O-Al$  более слабых, чем связи  $Si-O-Si$ . При наличии многочисленных связей  $Si-O-Al$  кристалл разрушается и сохраняются лишь мельчайшие обломки кристаллического скелета, образующие гель. Эти наблюдения можно распространить и на природные явления, используя эксперименты Педро [Pédro, 1958]. При лабораторных опытах по выветриванию он наблюдал разрушение силикатов, в конечном итоге распадающихся на аморфные глобулярные скопления, различные под электронным микроскопом. Такие глобулы обнаружены в почвах Судо [Sudo, 1954], Аомином и Иوشيанага [Aomine, Joshinaga, 1955], Филдесом [Fieldes, 1955].

Сведения о растворимости кремнезема в воде позволяют полагать, что по достижении равновесия и истечении необходимого времени эти крупные полимеры в свою очередь перейдут в раствор. Таким образом, произойдет полное растворение наименее стойких силикатов.

**Обзор представлений о гидролизе силикатов.** Совершенно очевидно, что наши схемы в значительной мере гипотетичны и предварительны. Однако опыт свидетельствует о различной устойчивости разных силикатов. Был составлен перечень минералов в порядке их возрастающей устойчивости, делались попытки понять причины этих различий и увязать их с кристаллохимическими особенностями силикатов.

**Потенциал ионизации.** Под потенциалом ионизации понимается энергия, необходимая для перевода элемента в ион при заданной валентности. Каждому значению валентности отвечает свой потенциал ионизации. Он измеряется в вольтах и с большой точностью определяется спектроскопическими методами. Таблица потенциалов ионизации приведена в работе Аренса [Arens, 1952]. Чем слабее потенциал ионизации ионов, составляющих силикаты, тем легче эти ионы переходят в раствор. И чем больше таких ионов, тем менее устойчив кристаллический скелет.

**Стабильность координационных полиэдров элементов в кристаллах.** Можно использовать и другой подход, основанный на оценке устойчивости составляющих силикаты координационных полиэдров.

Стабильность полиэдров, расположение которых определяется законами Полинга, возрастает при уменьшении числа вершин, т. е. тогда, когда катионы, занимающие центр полиэдра, имеют высокую валентность и малый диаметр. Поэтому силикаты, включающие многовершинные полиэдры, менее устойчивы, чем те, которые состоят главным образом из тетраэдров.

*Относительное обилие тетраэдров.* К тем же результатам при оценке устойчивости мы приходим и тогда, когда учитываем число тетраэдров в структуре. Структура, состоящая из большого числа наиболее стабильных полиэдров — тетраэдров, является и более устойчивой. К изложенному близки рассуждения Ферберна об «индексе упаковки» (packing index) [Fairbairn, 1943a].

Различные подходы к вопросу, резюмированные Андреатта [Andreatta, 1950], представляют интерес, но не являются независимыми друг от друга: 1) ионы малого диаметра, которые имеют сильный потенциал ионизации и находятся в полиэдрах с небольшим числом вершин, устойчивы при гидролизе; 2) ионы большого диаметра со слабым потенциалом ионизации находятся в неустойчивых полиэдрах большого объема. Таким образом, потенциал ионизации не играет непосредственной роли при выветривании, поскольку компоненты силикатов находятся в структуре уже в состоянии ионов.

*Устойчивость силикатов зависит от обилия ионов большого диаметра со слабым зарядом и небольшим ионным потенциалом, заселяющих крупные полиэдры.* Разрушение при гидролизе будет прогрессировать за счет неустойчивых полиэдров и значительно позднее коснется малых полиэдров. Такое «изгнание» развивается постепенно. Оно происходит первоначально в полиэдрах с 12, 10 и 8 вершинами, занятыми K, Na, Ca; далее оно затрагивает октаэдры с 6 вершинами, занятые Fe, Mg, Al, и тетраэдры, занятые Al и Si, причем *растворимость «жильцов» определяет скорость их выщелачивания.* В противоположность нередко высказываемому мнению растворимость глинозема силикатов при обычных значениях pH меньше, чем растворимость кремнезема.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

*Гидролиз силикатов сводится в конечном итоге к явлению обмена основаниями между двумя средами — водой и кристаллом.* Подток водородных ионов обуславливает непрерывное высвобождение катионов. Свободные катионы перемещаются к внешним постоянно обновляющимся слоям воды со слабой концентрацией.

*Чем больше катионов содержит силикат, тем меньше его устойчивость,* тем легче он распадается на мельчайшие частицы.

*Интенсивность разрушения возрастает с увеличением количества поступающих водородных ионов.* Этим определяется влияние климатических условий, способствующих выщелачиванию, и воздействие органических кислот. Мы рассмотрим это влияние при изучении глин, возникших при выветривании и почвообразовании.

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ И ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

### МЕСТО ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ГЕОХИМИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ

Геохимическим циклом называют последовательность изменений, развивающихся на протяжении следующих этапов: выветривание, перенос, отложение, диагенез, метаморфизм, возникновение кристаллических пород \*. Глинистые образования принадлежат четырем первым поверхностным этапам этого цикла. Они преобразуются и исчезают на последующих этапах — при метаморфизме и гранитизации. Таким образом, глинистые минералы возникают и исчезают в течение одного геохимического цикла.

Рассмотрим место глинистых минералов в геохимическом цикле на этапах выветривания, транспортировки, седиментации и диагенеза.

Глинистые минералы образуются при физическом выветривании путем дробления и механического измельчения пород, слагающих континент, и при почвообразовании, где развиваются настоящие почвы. Возникают глины смешанного состава, состоящие из унаследованных от материнских пород, преобразованных и новообразованных в самой почве продуктов.

После транспортировки тонкая фракция попадает в седиментационные бассейны. Возникшие глинистые породы составляют часть осадочной серии и располагаются в ней между песками и хемогенными породами, иногда переслаиваясь с ними. Эти обломочные глины формируются либо непосредственно при эрозии пород континента, либо при разрушении почв, либо тем и другим путем. В этой группе глин господствует унаследованный (обломочный) материал.

Поступающие в седиментационный бассейн глинистые частицы могут претерпевать как механическую сортировку, так и различные физико-химические изменения. Эти сравнительно редкие, но важные с геохимической точки зрения изменения, которые не всегда легко обнаружить, мы называем преобразованиями, причем мы будем говорить о *глинах, преобразованных в процессе седиментации*.

\* В книге под термином «диагенез» объединяется огромный период существования осадков и пород от момента их захоронения до превращения в метаморфические образования. Иногда автор употребляет термины «диагенез» и «поздний диагенез», подразумевая под последним эпигенез и метагенез. Однако чаще он просто использует термин диагенез для всех постседиментационных преобразований. Во многих случаях возникает путаница, во избежание которой в тех случаях, когда характер минеральных преобразований не вызывал сомнений (в какую стадию он мог возникнуть), мы использовали терминологию, принятую в СССР для обозначения определенных стадий (диагенез, эпигенез, метагенез), в других случаях просто говорили о постседиментационных процессах.

Следует также подчеркнуть, что процессы преобразования и новообразования глинистых минералов Милло связывает с процессом седиментогенеза (а не диагенеза, в нашем понимании), объединяя процессы, протекающие в воде бассейна и иловых водах осадка, в единый цикл. Читателю следует помнить об этих особенностях представлений и языка при чтении книги. — *Ред.*

Хомогенные толщи, завершающие осадочные серии, сложены хомогенными и биогенными породами — карбонатами, кремнистыми образованиями, фосфатами и т. д. Здесь встречаются также и новообразования силикатов, в частности глинистых минералов. Наряду с другими новообразованиями глинистые минералы целиком синтезированы из растворенных в воде продуктов. Унаследованный материал играет в хомогенных толщах резко подчиненную роль. Мы будем говорить в этих случаях о *новообразованных глинах*.

Эволюция осадочных отложений продолжается на стадиях раннего и позднего диагенеза (эпигенеза и метагенеза. — *Ред.*). При этом наряду с другими минералами изменяются и глинистые минералы. Здесь мы вновь сталкиваемся с преобразованиями и новообразованиями. Мы будем говорить в этих случаях о *постседиментационных глинистых минералах*.

## ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

При выветривании и почвообразовании развиваются следующие основные явления [Duchaufour, 1960].

1. Дезагрегация и прогрессивное выветривание пород, обуславливающие возникновение продуктов выветривания на кристаллических породах и обычно представленное элювием. При этом часть материала удаляется в растворенном виде.

2. Биологическая колонизация растениями, микроорганизмами, животными и появление органических веществ.

3. Перемещение или миграция растворимых элементов или тонких компонентов продуктов выветривания. Это перемещение приводит к возникновению горизонтов выщелачивания (А) или горизонтов аккумуляции (Б).

Все три явления не обязательно строго следуют одно за другим, они могут переплетаться. Действительно, колонизация организмами начинается уже на ранних этапах, когда материнские породы измельчены. Поэтому влияние органического материала и особенно гумусовых веществ проявляется весьма рано. Однако нередко, особенно при образовании коры выветривания и латеритизации, почвенный профиль располагается на зоне измененных пород, достигающей иногда мощности во многие метры и десятки метров.

Среди агентов выветривания различают физические (воздействие замерзания — оттаивания, температуры, гидратации, эффекта кристаллизации солей) и химические (растворение, окисление, восстановление, гидролиз) факторы. Однако не настоящее время трудно выделить чисто физические и чисто химические процессы, поскольку многие из них являются физико-химическими. Следует учитывать также и влияние органического материала, в связи с чем к физико-химическому воздействию добавляется и биологическое.

Нами последовательно описываются процессы выветривания без разделения на категории, но в соответствии с уменьшением роли физических и увеличением роли химических агентов. Обширная литература по этому вопросу приводится в работах Корренса [Correns, 1939], Сакамото [Sakamoto, 1954], Келлера [Keller, 1958], Биро с соавторами [Biroт и др., 1962].

М о р о з н о е в ы в е т р и в а н и е — это важнейший фактор разрушения пород в холодных и высокогорных странах. В наших широтах он способствует образованию морозных трещин. Это явление было изучено экспериментально. Найдены оптимальная пористость и частота чередования замерзания и оттаивания, обеспечивающие максимальную дезинтеграцию пород. Приведены многочисленные количественные измерения [Tricart, 1953, 1956; Masseport, 1958]. Обзор работ выполнен Биро [Biroт, 1962].

В книге Кайе и Тейлора [Cailleux, Taylor, 1954] дана обширная библиография о роли замерзания при континентальном выветривании.

**Изменения температуры.** В пустынях наблюдаются резкие колебания температуры в дневное и ночное время, а также в солнечную и пасмурную погоду. В силу слабой теплопроводности пород между центральной и поверхностной частями блоков или между их теневой и солнечной сторонами могут возникнуть напряжения, ведущие к разрушению пород.

Труднее ответить на вопрос, влияют ли температурные колебания на гранулярную дезинтеграцию пород. В качестве возможных факторов гранулярной дезинтеграции указываются различия в поглощении тепла минералами разного цвета [Ruellan, 1931; Mohr, 1944], а также различия в коэффициентах расширения минералов, зависящие от их ориентировки (анизотропия). Лабораторные эксперименты, поставленные Григсом [Griggs, 1936], дали отрицательный результат. Однако, как показал Биро [Birot, 1962], пористость образцов под влиянием ежедневных колебаний температуры в  $50^{\circ}\text{C}$  в течение четырех месяцев увеличилась в два или три раза. Ранее существовавшие трещины расширились и могли бы служить путями для растворов и солей, способных разрушить породу.

Но основная роль температуры состоит в том, что она косвенно определяет все явления выветривания. Изменения температуры влияют на влажность породы, на растворимость газов или солей. С другой стороны, скорость химических реакций и, в частности, скорость гидролиза приблизительно удваивается при увеличении температуры на  $10^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, все механизмы выветривания зависят от колебаний температуры, и различные типы выветривания в разных областях земли в значительной мере определяются этим фактором.

**Влажность. Гидратация и эффект кристаллизации и солей.** Изменение температуры воды в порах пород обуславливает некоторую дезагрегацию, поскольку коэффициент расширения воды значительно превосходит коэффициент расширения пород. С другой стороны, колебания влажности способствуют преобразованию межгранулярных пленок воды в капельки и изменению поверхностного натяжения, что само по себе может разобщить кристаллы. Однако наиболее интенсивное разрушение пород происходит при сочетании эффектов изменения температуры и влажности [Birot, 1962]. Влияние этих факторов проверялось в лабораторных условиях. Биро [Birot, 1947] попеременно выдерживал образцы в течение 12 ч в воде при обычной температуре, а затем в течение 12 ч в термостате при температуре  $70^{\circ}\text{C}$ . За 12 месяцев разные образцы разрушались на 0,5—2%.

Вопросы гидратации и кристаллизации солей рассматривались Корренсом [Correns, 1939]. Лучшим примером образования гидратированных кристаллов является кристаллизация гипса из ангидрита. При этом преобразовании, требующем две молекулы воды, наблюдается увеличение объема и возникновение давления в  $1100\text{ атм}$ ; это явление, известное в горном деле и инженерных работах, часто вызывает катастрофы.

При кристаллизации соли из насыщенного раствора необходимо, чтобы объем образующегося кристалла и остаточного насыщенного раствора превосходил объем материнского перенасыщенного раствора и чтобы поровое пространство, в котором происходит кристаллизация, было закрытым, что может быть обусловлено начавшейся кристаллизацией. Говорят о взрывном эффекте кристаллизации. При росте кристаллов может возникнуть значительное давление, однако необходимо, чтобы поверхностное натяжение раствора позволяло проникнуть ему между кристаллами.

Понятно, что действие этих механизмов обуславливается либо насыщением раствора путем его обезвоживания, либо возрастанием влажности, вызывающим гидратацию, либо изменением температуры, уменьшающим растворимость. В этом сказывается влияние температуры на растворы, мигрирующие в разрушающихся породах.

Имеются многочисленные примеры эффекта кристаллизации солей. Чаще всего его можно наблюдать в пустынных и южных странах. Соли золотого происхождения кристаллизуются в порах пород и разрушают их. Кроме того, соли, поступающие при выветривании из самих кристаллов, питают интерстиционные растворы и наряду с принесенными солями также влияют на дезинтеграцию породы.

Лабораторное изучение эффекта кристаллизации солей выполнено многими авторами [Bigot, 1954; Hénin, Robichet, Rouchet, 1953; Caillère, Bigot, Hénin, 1954]. Наблюдающаяся при этом дезагрегация в 10—100 раз превосходит дезагрегацию при опытах увлажнения — обезвоживание. При температуре 70° С породы помещались в термостат и погружались в насыщенный раствор соли, в котором покрывались кристаллами. В дальнейшем дважды (утром и вечером) производилось увлажнение образца. Обломки гранита весом 100 г, обработанные гипосульфитом натрия, по истечении трех месяцев полностью разрушались. При воздействии карбонатом натрия потеря составляла только 5 г. При этом наблюдается ясно выраженная граница между выветрелой и свежей зонами и одновременно происходят физическая дезагрегация и химическое выветривание. Последнее обуславливает серицитизацию плагиоклазов и появление монтмориллонита. Под воздействием хлорида магния 15 вес. % артинских сланцев были превращены в частицы размером менее 2 мк. Результат опытов зависит от типа породы, о чем свидетельствуют данные Педро [Pédro, 1957]. Производя параллельные испытания, он показал, что более интенсивная дезагрегация наблюдается при воздействии хлористым натрием (легкая кристаллизация), а не хлористым магнием (затрудненная кристаллизация, гигроскопичен). Установлено также, что значительное влияние на кристаллизацию оказывает и текстура породы: андезит разрушается легче, чем гранит.

Противоположные результаты получены с  $H_2O_2$  [Hénin, 1957; Hénin, Pédro, 1957]. Под влиянием  $H_2O_2$  железо биотитов окисляется, минерал разрушается, расщепляется и покрывается побежалостью [Pédro, 1957]. Трикар [Tricart, 1960] систематически исследовал изменение скорости разрушения пород в зависимости от времени. Граниты из Дагомеи периодически погружались в соленую воду. Скорость разрушения некоторых гранитов возрастала со временем; для других наблюдалась линейная зависимость, а в некоторых случаях отмечались выполаживающиеся кривые, свидетельствующие о затухании разрушения. Последние были признаны наиболее пригодными в качестве строительного материала. Петрографический анализ позволил выявить причину наблюдающихся различий. Высокое содержание биотита под влиянием даже слабого поверхностного выветривания ускорило разрушение породы.

О к и с л е н и е и в о с с т а н о в л е н и е. Роль явлений окисления и восстановления в геологии неоднократно подчеркивалась многими авторами и особенно Мэзоном [Mason, 1949]. Исключительное влияние оказывают эти явления на поведение железа при выветривании. Последнее в силикатах (и карбонатах) часто находится в форме восстановленного  $Fe^{2+}$ ; в богатой кислородом гидросфере окисляется до  $Fe^{3+}$ . При этом нарушается устойчивость кристаллической решетки. Как показывают наблюдения, магнезиально-железистые силикаты легко разрушаются поверхностным выветриванием.

Высвобождающееся при выветривании железо может переотлагаться. Оно легко мигрирует в резко кислой среде, однако такие условия весьма редко наблюдаются в природе. Железо переносится в водах, обогащенных органическим материалом, в закисной форме. Попадая в окислительную среду, органический материал разрушается и железо осаждается в окисной форме. Кроме того, железо легко образует комплексы либо с органическими анионами, в первую очередь с гуминовыми веществами, либо с кремнеземом. Эти феррогуминовые и ферро- или феррисиликатные комплексы играют важную роль в геохимии железа в гидросфере. Они изучались Бетремье [Bétremaux, 1951], Блумфилдом [Bloomfield, 1952, 1955] и Лоссеном [Lossaint, 1959].

Гидролиз и его вариации. Гидролиз, расщепление водой минеральных солей, является основным химическим механизмом выветривания силикатов. Силикаты можно рассматривать как соли слабых кислот и сильных оснований. Реакция гидролиза имеет, таким образом, щелочной характер. Современные представления о гидролизе изложены в гл. IV.

Возрастанию скорости гидролиза благоприятствуют повышение температуры; выщелачивание и отсутствие катионов; низкие значения pH и присутствие кислотных анионов.

При повышении температуры усиливается тепловое движение и растет миграция в обоих направлениях. Интенсивность выветривания в жарких странах часто ошибочно связывают с изменением содержания углекислоты в дождевых водах. Растворимость углекислоты в воде с ростом температуры падает, и вода тропических областей по сравнению с водами умеренных районов обеднена ею. Фактором, ускоряющим выветривание в жарких странах, является температура. При ее повышении на  $10^{\circ}\text{C}$  степень диссоциации воды и скорость реакций приблизительно удваиваются. Если придерживаться этого правила, то можно рассчитать, что скорость реакции, составляя  $v$  при  $10^{\circ}\text{C}$ , достигнет  $2v$  при  $20^{\circ}\text{C}$ ,  $3v$  при  $25,85^{\circ}\text{C}$  и  $4v$  при  $30^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, между  $26$  и  $30^{\circ}\text{C}$  существует такое же различие, как между  $10$  и  $20^{\circ}\text{C}$ . Понятно, что в тропических странах происходит заметное ускорение гидролиза, особенно если учесть, что тропические дожди выпадают преимущественно в жаркий сезон, когда средняя температура достигает иногда  $30^{\circ}\text{C}$ .

При выщелачивании происходит удаление освобожденных катионов и обновление растворов, окружающих кристалл, в том числе и ориентированных молекул воды, расположенных на поверхности кристалла. Если же циркуляция прекращается, реакция приостанавливается, и минерал, покрытый тончайшей пленкой  $\text{H}^+$ , не разрушается. Присутствие катионов в растворе также препятствует, а при некоторых достаточно высоких концентрациях полностью приостанавливает эвакуацию высвобожденных ионов. Поэтому при ослабленной циркуляции или в среде, богатой катионами, сохраняются полевые шпаты, легко разрушающиеся при интенсивном выщелачивании в природных условиях.

Наконец, высвобождение катионов путем обмена с ионами  $\text{H}^+$  окружающей среды легче происходит в более кислой среде. Присутствие кислотных анионов, а также углекислоты, минеральных, органических анионов и даже кислых глин ускоряет гидролиз [Graham, 1941]. Прекрасная работа, посвященная изучению роли органических кислот и кислых коллоидов, была выполнена Келлером и Фредериксоном [Keller, Frederickson, 1952]. Они пришли к весьма важному выводу о том, что ионы  $\text{H}^+$ , высвобождающиеся вблизи корневой системы растений, вступают в реакцию обмена с катионами минералов, присутствующих в почве, и, таким образом, часть биологической

энергии расходуется на выветривание. Мы сталкиваемся здесь с одним из важнейших явлений педогенеза.

Можно провести и количественные подсчеты. В жарких странах, где среднесуточная температура приближается к  $30^{\circ}\text{C}$ , по сравнению с умеренными странами, где она составляет лишь  $10^{\circ}\text{C}$ , скорость гидролиза возрастает в 4 раза. Выщелачивание в течение влажного сезона обуславливает более интенсивное промывание (в 5 раз), чем в умеренных странах. Наконец, концентрация водородных ионов, зависящая от содержания азотной кислоты в дождевых водах или от количества кислых гумусовых веществ, возрастает здесь в 10 раз. В связи с изложенным скорость выветривания увеличивается здесь в 200 раз. Становится понятным, почему тропические страны являются областями химического выветривания.

Разные минералы в разной степени подвержены выветриванию. Приведем двойную последовательность породообразующих минералов, установленную Голдичем [Goldich, 1938], в порядке их возрастающей устойчивости сверху вниз:

Оливин	Плагиоклазы Ca
Авгит	Плагиоклазы Ca, Na
Роговая обманка	Плагиоклазы Na, Ca
Биотит	Плагиоклазы Na
Калиевые полевые шпаты	
Мусковит	
Кварц	

Эта схема претерпевает многочисленные изменения в зависимости от условий выветривания. Необходимо подчеркнуть два обстоятельства, касающиеся слюд и полевых шпатов.

Хорошо известно, что биотит и мусковит обладают различной устойчивостью. Бассетт [Bassett, 1960] считает, что причиной этого является различная ориентировка гидроксиллов по отношению к слою: в триоктаэдрических слюдах (биотит и флогопит) гидроксиллы перпендикулярны (001), а в диоктаэдрических (мусковит) они ориентированы косо по отношению к базальной плоскости. Поэтому из-за удаленности протона расположенные между слоями крупные ионы  $\text{K}^+$  теснее связаны в мусковите. Расщепление листочков слюд, с которого начинается выветривание, легче происходит в триоктаэдрических слюдах. Этот вывод согласуется с наблюдениями Кайер и Энена [Caillère, Hénin, 1951] за выветриванием флогопитов в карьерах и шахтных выработках о. Мадагаскар. В одном из случаев они наблюдали последовательность флогопит  $\rightarrow$  выветрелая слюда  $\rightarrow$  монтмориллонит с преобразованием в диоктаэдрическую структуру и обеднением тетраэдров алюминием; в другом — эволюцию флогопит  $\rightarrow$  вермикулит.

Что касается полевых шпатов, то результаты работ, проведенных в странах с умеренным климатом, позволили выявить более быстрый ход выветривания у плагиоклазов по сравнению с калиевыми полевыми шпатами. Аналогичное явление установлено Ленефом [Leneuf, 1959] для тропического и влажного климата Берега Слоновой Кости. Однако в засушливых странах отмечается обратное явление [Rondeau, 1958]. В образцах, доставленных из Сахары, наблюдается далеко зашедшее выветривание щелочных полевых шпатов при неизменности плагиоклазов. Такое различие обусловлено иным

составом поровых растворов в засушливых странах. Различные зернистые породы по-разному реагируют на климатические воздействия. Во влажном климате наименее устойчивыми являются основные породы, в то время как кислые породы образуют положительные формы рельефа; в засушливом климате наблюдается обратное явление. Это важно учитывать и в седиментологии.

Экспериментальное изучение выветривания отдельных минералов начато давно. Первые опыты, по-видимому, были поставлены Добре [Daubrée, 1857]. При растирании ортоклаза с водой минерал разрушился и калий перешел в раствор (2—3%). Опыты по экспериментальному выветриванию с высвобождением щелочей были поставлены Таммом [Tamn, 1924], получившим тонкие продукты, сравниваемые им с ледниковыми скандинавскими глинами.

Более глубокие исследования проводятся Корренсом и его школой (первоначально в Ростоке, а затем в Геттингене начиная с 1930 г. и вплоть до наших дней) [Correns, Engelhardt, 1938; Correns, 1939, 1940, 1961]. После экспериментов с водой в закрытой системе, Корренс и его сотрудники обратили внимание на то, что в природных условиях система является открытой и раствор постоянно обновляется. Они провели эксперименты с постоянным промыванием в условиях, по возможности близких к природным. Наибольшую известность приобрели опыты по гидролизу ортоклаза. На начальных стадиях выщелачивания раздробленный ортоклаз освобождается преимущественно от калия. Затем на пятнадцатый день опыта при расходе 5 л/г появляются глинозем и кремнезем. В щелочной среде наблюдается быстрое растворение равных количеств кремнезема и глинозема. В нейтральной среде разрушение идет медленнее, при этом кремнезем растворяется вдвое быстрее глинозема. В кислой среде разрушение быстрое, в растворе преобладает глинозем.

Подобные исследования проводились Грэхемом [Graham, 1950], экспериментально показавшим, что калиевые полевые шпаты более устойчивы при выветривании, чем плагиоклазы, и подтвердившим данные Голдича [Goldich, 1938] по выветриванию плагиоклазов в природных условиях. Динамика выветривания в зависимости от ионов, представленных в растворе, изучалась Нэшем и Маршаллом [Nash, Marshall, 1956]. Многочисленные опыты с другими силикатами были поставлены Корренсом с сотрудниками (Correns и др., 1961). Электродиализ позволил Тха Хля (Tha Hla, 1945) изучить разрушение кристаллической структуры. Разрушение слюд различными агентами — кипящей водой,  $\text{CO}_2$  и  $\text{SH}_2$  — исследовалось Декейзером и ван Кеймеленом [Dekeyser, van Keumeulen, 1955]. Однако основные интересующие нас результаты были получены Корренсом. Они коренным образом изменили все наши представления о выветривании, особенно в двух основных пунктах.

1. В противоположность общепринятому мнению Корренсу удалось доказать, что при выветривании ионы высвобождаются в виде истинного раствора, а не в виде коллоидов.

Тем не менее в некоторых почвах существуют аморфные, или коллоидальные, продукты, так называемые аллофаны. Они обнаружены среди продуктов выветривания стекловатых вулканических пеплов [Sudo, Fieldes, 1955; Gastuche, de Kimpe, 1961] и в некоторых почвенных горизонтах. Однако эти коллоидальные продукты возникают не вследствие полимеризации веществ из почвенных растворов, всегда слишком бедных кремнеземом и глиноземом, а являются остаточным продуктом растворения силикатов, освободившихся от двух- и трехвалентных катионов и позднее от кремнезема. Эти гели в свою очередь будут растворены либо выщелочены, либо послужат источником новообразований, рассматриваемых в гл. X.

2. Новообразованные при выветривании глины являются не продуктом коагуляции коллоидов, как думали раньше [Mattson, 1935], а новообразованием, возникшим из ионных растворов, как это предположил Корренс.

**Биохимические воздействия.** В силу быстрого развития почв в зонах выветривания физико-химические процессы сочетаются, как правило, с биологическими процессами. Мы сталкиваемся здесь с явлениями почвообразования [Duchaufour, 1960]. Необходимо, однако, учитывать, что влияние организмов сказывается не только в почвенном горизонте. Биохимические продукты проникают также и в нижние горизонты зоны выветривания.

При минерализации органического материала возникают растворимые активные вещества, в первую очередь углекислота, а также аммиак, азотная кислота, ионы  $PO_4$  и  $SO_4$ . При слабой или медленной минерализации органического материала образуются гуминовые вещества и органические продукты, растворимые или нерастворимые в почвенных водах. Нерастворимые продукты накапливаются в глинах, обуславливая их устойчивость; растворимые, напротив, способствуют разрушению глин. Они образуют комплексные соединения с железом, обеспечивая его вынос, и, как мы увидим в дальнейшем, играют роль при синтезе новых минералов. Мы находимся здесь на границе геохимии органического вещества и геохимии силикатов, в чрезвычайно слабо исследованной области.

#### ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ФОРМИРОВАНИЕ ЭЛЮВИЯ)

Во многих областях гранитные породы и гнейсы разрушены до элювия. Кристаллический характер породы еще различим по структурным признакам, по присутствию рассекающих ее жилок и трещин, но порода уже «разрушена» или «сгнила». Мощность элювия изменчива и может достигать в Европе более 10 м, а в других климатических зонах — многих десятков метров. Возникновение элювия является, главным образом, результатом поверхностного выветривания.

**Изменения, предшествующие поверхностному выветриванию.** Необходимо хотя бы вкратце описать изменения, развивающиеся в породах на стадиях, предшествовавших поверхностному выветриванию. Петрографам хорошо известно, что так называемые свежие породы, наблюдающиеся в карьерах, буровых скважинах и шахтных выработках, уже изменены. Плагноклазы пронизаны чешуйками серицита. Магнезиально-железистые минералы, в частности биотиты, часто хлоритизированы. Наконец, щелочные полевые шпаты содержат многочисленные включения. Коржинский [1940], изучавший эти включения, показал, что они являются жидкими и не связаны с поверхностным выветриванием. Все перечисленные изменения возникли при «ретроградном метаморфизме», или «ретрометаморфизме». Речь идет о новом термодинамическом равновесии силикатов, возникающем в кристаллических массивах в верхней зоне земной коры.

**Петрографические данные о выветривании полевошпатовых пород.** Поверхностное выветривание воздействует на уже измененные породы. Тщательный петрографический анализ выветривания полевошпатовых пород впервые был выполнен Ж. Лаппараном [Lapparent, 1909]. Плагноклазы покрыты обильными чешуйками серицита, нередко полностью замещающими этот минерал. Большей устойчивостью обладают щелочные полевые шпаты. В них наблюдаются тонкие включения

и грануляция. При интенсивном выветривании новообразованный серицит развивается также в спайных трещинках ортоклаза и микроклина, как, впрочем, и на всех минералах, составляющих породу, в том числе и на кварце. На этой стадии биотит покрывается побежалостью, образующейся, как показал Ж. Лаппаран, в связи с интерференцией света на плоскостях спайности биотита и тонких кристаллах гетита, возникающих вследствие выделения железа. При этом кварц и мусковит имеют свежий облик. Ж. Лаппаран установил по данным химического анализа, что серицит плагиоклазов относится к калиевым, а не натриевым слюдам. Возникновение серицита обусловлено поступлением калия, высвобождающегося при гидролизе соседних минералов, обычно калиевого полевого шпата. При отсутствии последних биотит теряет калий, превращаясь в хлорит.

Изучение зональных плагиоклазов [Millot, 1949] позволило установить, что при выветривании полевых шпатов действует довольно тонкий механизм. В полевых шпатах с повторяющейся зональностью серицитом замещаются лишь кальциевые зоны, в то время как богатые альбитом зоны остаются неизменными. Таким образом, серицитизация развивается лишь при определенном составе плагиоклазов. Наряду с чешуйками серицита под микроскопом наблюдаются и мелкие ромбоэдри кальцита, что свидетельствует о кальциевом составе растворов. Можно полагать, что состав циркулирующих по микротрещинам растворов не изменяется в разных точках одного и того же зонального кристалла, однако присутствие определенных количеств кальция в кристаллической решетке полевых шпатов способствует формированию кристаллической решетки слюдистого типа, в которую сам кальций не входит. Это обстоятельство использовалось при доказательстве очень важной роли, которую играют ионы кальция при синтезе минералов, построенных по типу слюд.

Формирование элювия и геохимия этого процесса. Необходимо различать две зоны выветривания [Lapparent, 1941; Millot, 1949]. В первой из них — *зоне цементации* — начинаются разрушение минералов и, в частности, серицитизация плагиоклазов, гидролиз щелочных полевых шпатов и выветривание биотита в тех случаях, когда он присутствует. В этой же зоне, где порода сохраняет свой первоначальный облик и обладает еще массивной текстурой, происходит чрезвычайно медленная фильтрация растворов, вызывающая умеренные изменения в щелочных условиях. Во второй, поверхностной, зоне, которую можно назвать *собственно зоной элювия*, дальнейшая дезинтеграция породы и усиление гидролиза ускоряют разрушение кристаллов, что вызывает более интенсивную фильтрацию и приводит к формированию элювия.

Количественное изучение этого процесса выполнено Коллье [Collier, 1951а, б] для гранитов Оверни и Дежу [Dejou, 1959, 1961] для гранитов и гнейсов Морвана. Очень крупное и важное исследование по формированию элювия на гранитах в условиях умеренного климата выполнено Коллье [Collier, 1961]. Многочисленные измерения, сделанные этими авторами, показали, что:

а) интенсивность измельчения породы можно оценить с помощью гранулометрического анализа. В элювии порфировидных биотитовых гранитов Романья (Пюи-де-Дом) фракция меньше 2 мм составила 2,3%, в то время как фракция меньше 2 мм — 54,3%. На других профилях для иных пород содержание тонкой фракции составляло несколько процентов, а количество фракции меньше 2 мм было значительным и достигало 70%;

б) геохимическое изучение позволяет установить порядок удаления элементов и масштабы выщелачивания, т. е. процентное содержание выщелачивания.

лоченного материала. При этих подсчетах содержание кварца принималось за постоянную величину, поскольку имеющиеся данные свидетельствовали о его стабильности. Наблюдался следующий порядок удаления элементов:  $Ca > Na > Mg > K - Si - Al$ . Железо относится к подвижным элементам, но занимает в различных случаях разные положения. Справа стоят элементы, образующие щелочные полевые шпаты, мусковит и кварц; слева — элементы, характерные для плагиоклазов и магнезиально-железистых минералов.

Потеря вещества при выветривании не превосходит нескольких процентов. Для случаев, изученных Коллье, эта потеря составляет 1,6—4,7%. Более интенсивное выветривание наблюдалось Дежу в Северном Морване. Здесь вынос вещества достигал 18,18% для гранитов Лорма, 24,73% для анатекситов Шастелю и 50% для анатекситов Сен-Броше. Порядок удаления элементов в обоих случаях одинаков, с той лишь разницей, что подвижные элементы Ca, Na, Mg и Fe могут иногда меняться местами.

Собранные количественные данные позволяют оценить масштабы явления и две его характерные черты: измельчение кристаллических пород и выщелачивание, иногда довольно значительное.

**Влияние климатических условий.** Определение возраста элювиального плаща, покрывающего кристаллические породы, всегда наталкивается на значительные трудности. Однако, лишь зная возраст элювия, можно восстановить климатические условия, при которых возник элювиальный покров.

В Центральном массиве формирование элювия относится к дочетвертичному времени, о чем свидетельствуют покрывающие его разнообразные перетолженные четвертичные отложения. Как справедливо полагает Коллье [Collier, 1961], этот элювиальный плащ имеет послепалеогеновый возраст. Хорошо известно, что палеогеновый период характеризовался тропическим климатом, а рассматриваемым отложениям не свойственны обильный каолинит, высвобождение глинозема, коррозия кварца. Иногда наблюдающиеся железистые горизонты, отвечающие кирасам, могли возникнуть во влажных климатических условиях. Они не специфичны для тропического климата. Видимо, поэтому формирование элювия следует отнести к неогену, в течение которого господствовал не тропический, но влажный и жаркий климат, становившийся постепенно все более холодным.

Те же трудности возникают при интерпретации возраста элювия Северной Европы [Скандинавия, Шотландия, Ирландия]. Мощность элювия достигает здесь иногда более 10 м. Некоторые данные о его возрасте получены при изучении глинистой фракции [Godard, Paquet, Millot, 1961]. Элювий образовался в поздне третичное время, до начала оледенения, как в умеренных, так и в жарких климатических условиях.

Ленёф [Leneuf, 1959] изучал выветривание кальциево-щелочных гранитов и гранодиоритов Берега Слоновой Кости в тропическом климате. На начальных стадиях выветривания, особенно на хорошо дренируемых участках, возникающий элювий обладает значительным сходством с элювием, формировавшимся в условиях умеренного климата. Наблюдается дробление минералов, сопровождающееся выбеливанием полевых шпатов, при этом плагиоклазы серицитизируются, а щелочные полевые шпаты замещаются каолинитом и гиббситом. Выветривание развивается быстро и возникает латеритовый профиль, богатый каолинитом, гиббситом и гетитом; потеря вещества может достигнуть при этом 80%.

Формирование различных типов элювия в разных климатических зонах обусловлено влиянием двух основных факторов — количеством воды и температурой. В арктическом и пустынном климатах развивается маломощный

элювий. Напротив, в умеренном и субтропическом климате в связи с обилием воды и возрастанием температуры происходит интенсивное формирование элювия, еще более усиливающееся в тропической зоне, где возникают рассматриваемые нами ниже латериты.

Аркозы являются (переотложенным. — *Ред.*) вновь сцементированным элювием. Морель и Брусс [Maurel, Brousse, 1959] обнаружили каолинит в аркозах Ройа (Пюи-де-Дом), имеющих, несомненно, эоценовый возраст, возникших в тропических условиях и испытавших гидротермальное воздействие. Напротив, в пермских аркозах Оверни и Прованса они обнаружили монтмориллонит. Этот факт свидетельствует о том, что в условиях тропического выветривания формирования элювия не происходило. В пермо-триасовых аркозовых песчаниках Вогез, по данным Милло, Перрье и Люка [Milot, Perriaux, Lucas, 1961], основным слоистым силикатом является иллит. Это отвечает условиям умеренного выветривания, что подтверждается присутствием щелочных полевых шпатов. Минералогические данные позволяют оценить тектоническую и климатическую обстановку, в которой формировались эти красноцветные песчаники, рассматриваемые в гл. VI.

Экспериментальные данные о формировании элювия и дезинтеграции пород. *Воздействие атмосферных агентов.* Этот путь был использован Демолоном и Батиссом в 1930 г. Восемьсот килограммов невыветрелого гранита, предварительно раздробленного до обломков размером 2—4 мм, подвергалось воздействию атмосферных агентов при отсутствии растительности. Полученные данные были опубликованы исследователями [Demolon, Bastisse, 1936, 1946]. По прошествии 30 лет результаты этого же опыта были опубликованы Педро [Pédro, 1961]. Высота столба осадков, выпавших за это время, составляет 17,648 м, при этом 45%, т. е. 7,991 м, осадков профильтровалось через обломки гранита. Динамика изменения гранулометрического состава породы приведена в табл. 8.

Таблица 8

Год	Продолжительность опыта (в годах)	Гранулометрический состав, %, по фракциям					рН
		2—4 мм	2—0,2 мм	0,2—0,02 мм	2—20 мк	< 2 мк	
1930	0	100	0	0	0	0	6,85
1935	5	—	71,00	25,25	2,95	0,80	—
1945	15	—	64,75	29,50	3,85	1,45	7,80
1960	30	8,75	31,00	62,00	4,60	2,40	7,75

Степень изменения породы и минералов весьма значительна, поскольку лишь 8,7% от первоначального количества обломков достигает 2 мм. Кроме того, содержание фракции меньше 2 мк, представляющей глинистые частицы, изменилось от 0 до 6,5 кг (на 800 кг породы) к концу пятого года, до 12 кг через 15 лет и до 17,5 кг через 30 лет. Этот механический, или «физический», эффект следует считать значительным.

Напротив, геохимические изменения оказались невелики. Количество выщелоченного за 30 лет материала составило 542 г, т. е. менее единицы на тысячу. Поэтому изменений в химическом составе породы уловить не удалось. Наконец, в тонкой фракции (меньше 2 мк) отсутствуют следы глинистых минералов. В данном случае мы сталкиваемся с физическим измельчением, а не с геохимической эволюцией.

*Экспериментальное выветривание путем длительного выщелачивания.* Выветривание в лабораторных условиях при длительном выщелачивании пород производилось по образцу опытов Корренса для изолированных кристаллов. Оберлен, Энен и Педро [Oberlin, Hénin, Pédro, 1958] изучали выщелачивание гранита в экстракторе Сокслета под воздействием 350 л дистиллированной воды. По истечении двух месяцев 0,54% от первоначального веса превратилось в обломки размером меньше 2 мк, а 82% от этого количества достигло размеров менее 2 мк. Как показало электронномикроскопическое изучение, эта тонкая фракция была представлена частицами двух разновидностей: *мельчайшими монокристаллами исходных минералов и глобулами аморфного вещества.* Среди последних обнаружены крупные сферы размером от 400 Å до 2 мк и мельчайшие шарики размером 30—40 Å. Выветривание, обусловившее возникновение этих тонких частиц, сопровождалось интенсивным поступлением в раствор щелочных элементов. Таким образом, речь идет о гидролизе в трещинках кристаллов, вызывающем их раздробление.

Педро [Pédro, 1958] описал две последовательные стадии выветривания. Первая из них является стадией *периферического химического выветривания*, вызывающего раздробление кристаллов (возникновение мелких кристаллов полевых шпатов и листочков слюд). На второй стадии, названной стадией общего химического выветривания, наряду с растворением ионов происходит возникновение сферических глобул, включающих по данным химического анализа 70—80% SiO<sub>2</sub> и 10—15% глинозема [Pédro, 1960]. Это неупорядоченные обломки кристаллического скелета силикатов. Такие же сферические глобулы обнаружены в продуктах выветривания вулканических лав [Sudo, 1954; Aomine, Yoshinaga, 1955; Fieldes, 1955].

В перечисленных случаях наблюдается значительно более интенсивное выветривание, чем в опытах Демолона и Батисса. Действительно, Педро [Pédro, 1961] отмечает, что естественный дренаж в ящиках с породой в течение 30 лет соответствует восьмидневному выщелачиванию в его аппарате, однако глинистых минералов в этих случаях еще не образуется.

*Экспериментальное выветривание с возникновением глинистых минералов.* Кайер, Энен и Биро [Caillère, Hénin, Birot, 1957; Birot, Caillère, Hénin, 1959] ставили опыты по выветриванию в соленых растворах образцов габбро из Палатина, Марокко и гранитов из Лувины. В измельченной породе удалось получить слоистый силикат типа монтмориллонита.

Педро [Pédro, 1960], продолжая свои опыты по длительному выщелачиванию, использовал углекислый газ. При этом жидкость, омывающая остатки породы, приобрела зеленоватый оттенок. В ней были обнаружены карбонат кальция и монтмориллонит. Так был осуществлен экспериментальный синтез монтмориллонита при выветривании кристаллических пород.

*Выводы.* При исследовании глинистых минералов элювия мы сталкиваемся с довольно значительными трудностями, связанными с невысоким содержанием глинистой фракции. Кроме того, если не обращать внимания на рефлексы более 10 Å, можно допустить и неточности в идентификации минералов, в частности рефлексы 7,15 и 3,57 Å могут быть ошибочно прописаны каолиниту даже тогда, когда они принадлежат хлориту и вермикулиту. Для того чтобы по возможности точно определить, какой минерал присутствует в продуктах выветривания — вермикулит, монтмориллонит или смешаннослойные образования, — необходимо использовать насыщение органическими жидкостями и нагревание. При современном состоянии наших знаний [Millot, 1949; Godard, Paquet, Millot, 1961] может быть предложена следующая схема.

1. Основным глинистым минералом элювия является иллит, что соответствует тонкой серицитовой фракции, возникающей по полевым шпатам и кремнисто-глиноземистым минералам.

2. Его возможным спутником является хлорит, возникший по магнетитно-железистым минералам.

3. Продуктами выветривания иллита и хлорита являются смешаннослойные иллит-вермикулит, хлорит-вермикулит, а также вермикулит. В наиболее тонкой фракции, возможно, появляется и монтмориллонит.

4. При слабом дренировании удается наблюдать новообразование монтмориллонита.

5. Напротив, при интенсивном дренировании по истечении длительного времени элювий освобождается от реликтов плагиоклазов и двухвалентных ионов и появляется каолинит. Последний развивается во все большем количестве по мере того, как влажный климат становится жарким, а затем тропическим. Извлекаемые из элювия глинистые минералы, представленные в скудной фракции меньше 2 мк, могут быть с генетической точки зрения подразделены на 3 категории:

а) новообразования, возникшие по силикатам материнских пород: иллит и хлорит;

б) глинистые минералы, образовавшиеся при выветривании или преобразовании ранее существовавших глинистых минералов;

в) новообразования, возникшие из продуктов гидролиза в особых условиях: монтмориллонит или, в зависимости от обстановки, каолинит.

#### ГЛИНЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Под глинистыми минералами почв в силу давней традиции, начало которой было положено решениями Международной ассоциации почвоведов, принятыми в 1926 г., понимается гранулометрическая фракция размерами меньше 2 мк. Речь идет, таким образом, о предельном размере и очевидно, что в этой тонкой фракции, называемой иногда «минеральными коллоидами», могут присутствовать любые кристаллические и некристаллические продукты, не имеющие ничего общего с глинистыми минералами. В качестве яркого примера можно привести «глинистую» фракцию почв, развивающихся на меловых породах Шампани, почти нацело сложенную тонкодисперсным кальцитом. Однако именно в этой фракции содержится основная масса глинистых минералов. Именно они, эти «истинные глинистые минералы» тонкой фракции, а также окислы и гидроокислы, но не кварц, карбонаты, коллоидальные органические и неорганические продукты, иногда в ней присутствующие, и составляют предмет нашего исследования.

Мы не приводим описания различных типов почв. Этому вопросу, выходящему за рамки настоящей работы, посвящен целый ряд исследований. Но почвоведы Франции, Англии и других стран часто обращались в Страсбургскую лабораторию с просьбой исследовать глинистую фракцию изучаемых ими почв. Поэтому в наших руках оказались тысячи определений. Основываясь на полученных результатах и литературных данных, ниже изложим общие геологические и геохимические представления о глинистых минералах почв. При этом мы следовали классификациям и взглядам французских почвоведов, с которыми автор имел честь работать. К числу основных работ, использованных нами, относятся исследования Обера [Aubert, 1954, 1956], Дюшофура [Duchaufour, 1956, 1960], Меньяна [Maignien, 1958, 1959]. Многие заимствовано также из работ Сегальяна [Ségalen, 1957], Ленёфа

[Leneuf, 1959], Сиффермана [Sieffermann, 1959] и диссертаций Бонифа [Bonifas, 1958] и Камеса [Camez, 1962], написанных в Страсбурге и посвященных геохимии латеритизации и эволюции глинистых минералов.

### История исследования глинистых минералов в почвах

Первые сведения о широком распространении кристаллических глинистых минералов в почвах были получены более 30 лет назад Россом [1927]. Однако еще в течение долгого времени глинистая фракция почв рассматривалась как аморфная субстанция, состоящая главным образом из глинозема, кремнезема и гидроокислов железа.

В 1923 г. перечень глинистых минералов почв заметно увеличивается благодаря работам Хендрикса, Фрая [Hendricks, Fry, 1929] и Келли [Kelley, 1929]. Минералогические методы позволили определить кристаллический характер глинистой фракции во многих почвах, сложенных каолинитом, монтмориллонитом и слюдистыми минералами, идентифицированными вскоре как иллит Гримом, Бреем и Брэдли [Grim, Bray, Bradley, 1937].

Позднее в разных странах были начаты широкие исследования, осуществляемые различными научными школами: американской [Kelley и др., 1931, 1939, 1941, 1942; Alexander, Hendricks, 1939]; голландской [Edelman, van Baren, Favejee, 1939; Hardon, Favejee, 1939]; немецкой [Mägdefrau, Hofmann, 1937]; английской [Marshall, 1935; Hosking, 1940; Nagelschmidt, Desai, Muir, 1940]; русской, положившей начало почвоведению [Седлецкий, 1939]; французской [Demolon, 1939; Врjнiков, 1937; Erhart, 1940]. Приведенный список работ не является исчерпывающим и свидетельствует лишь о том, что изучение глинистых минералов почв было начато во всех странах.

По мере того, как возрастало количество встреченных в почвах глинистых минералов, возникало обычное для естествоиспытателей желание выявить взаимосвязь и установить причинность явлений. В 1942 г. Келли рассмотрел представления о глинистых минералах, сложившиеся в агрономии. Как это обычно имеет место в период накопления материала, он констатировал, что полученные факты вызвали противоречивые толкования. Действительно, некоторые исследователи, изучавшие один район, отмечали, что природа глинистой фракции определяется типом материнских пород. Другие, отметив, что каолинит часто встречается в тропическом и редко в умеренном климате, указывали в качестве основной причины климатические условия. Наконец, третьи, рассматривая одну и ту же материнскую породу в одинаковых климатических условиях, доказывали, что изменения в степени выщелачивания и значениях pH почв обусловлены характером рельефа; в этом они видели причину возникновения в одних случаях монтмориллонита, а в других каолинита.

В действительности удалось показать, что все эти факторы играют определенную роль. Ван-Барен [van Baren, 1928] впервые указал для известковых почв Явы компоненты, «унаследованные» от материнских пород, и новообразованные продукты. При этом он отметил, что унаследованный материал может иметь как глинистую, так и неглинистую природу. Как показали многочисленные исследования глинистых продуктов в почвах, не претерпевших значительной геохимической эволюции, заметная часть глинистых минералов является унаследованной от материнских пород. Эдельман [Edelman, 1947] распространил представление о «наследовании» глинистых минералов на все типы почв. Позже оно использовалось нами в приложении к осадочным отложениям [Millot, 1950].

Хардон и Фавеже [Hardon, Favejee, 1939] описали почвы Явы: на склонах вулканов с основной магмой развиваются кислые почвы, глинистая фракция которых представлена каолинитом; на равнинах — щелочные известковые почвы с монтмориллонитом. Хокинг [Hosking, 1940] показал, что в Австралии на одних и тех же основных кристаллических породах под воздействием обильных дождей и интенсивного дренирования развиваются каолининовые почвы, а при небольшом количестве осадков и слабом дренировании — почвы с монтмориллонитом. В Индии Нагельшмидт, Десе и Мюир [Nagelschmidt, Desai, Muir, 1940] обнаружили, что в одном и том же районе в одинаковых климатических условиях на сходных породах на хорошо промываемых склонах возникают каолининовые почвы с рН 6,1—7,4, а на равнинах в условиях плохого дренирования — монтмориллонитовые почвы с рН 8—8,4.

Основываясь на этих наблюдениях, Эдельман [Edelman, 1947] рассмотрел физико-химические условия стабильности каолинита и монтмориллонита и сделал выводы о возможных условиях их генезиса. Более значительный шаг вперед был сделан Эненом. Опираясь на работы Корренса, показавшего, что при разрушении силикатов происходит высвобождение ионов и поступление их в раствор, он связал происхождение глинистых минералов, богатых или бедных кремнеземом, с содержанием в растворах растворимого кремнезема. Это опровергло сложившиеся представления о формировании глинистых минералов из коллоидов и свидетельствовало об их непосредственном возникновении из растворов. Такие выводы использовались при объяснении генезиса осадочных глин. Этими представлениями руководствовались школы Кайер и Энена, Фрипья и Гастюш, Вея и Сиффера в своих интересных работах по синтезу глинистых минералов, рассматриваемых нами в гл. X.

По мере развития исследований совершенствовались и методы диагностики минералов, в частности, расширялись возможности для изучения измененных слоистых силикатов. Действительно, биотит, мусковит и хлорит в некоторых условиях становятся неустойчивыми. Однако составляющие их листочки не разрушаются полностью, и возникают смешаннослойные минералы с кристаллической решеткой, промежуточной между исходными слоистыми силикатом, вермикулитом и монтмориллонитом. Их изучение помогает понять динамику эволюции глинистых минералов в почвах.

Провозвестником этих исследований являются, несомненно, работы Бражникова [Brajnikov, 1937, 1942; Brajnikov, Malysheff, 1938], изучавшего глины Парижского бассейна с кремнями и суглинки. Используя современные ему методы исследования, он установил присутствие в этих породах минерала Е, возникающего при декальцификации мела и суглинка. При полном растворении карбоната и выщелачивании ионов Mg и Ca в нещелочной среде минерал Е разрушается и исчезает. Возможно, в наши дни в минерале Е признали бы смешаннослойное образование. Важно отметить, что в работе Бражникова излагаются представления об эволюции, трансформации глинистых минералов в зависимости от среды, в которой они находятся.

В своих работах по изучению последовательности выветривания глинистых минералов Джексон с соавторами [Jackson и др., 1948, 1952], используя современные методы, показали реальность явления трансформации. При выветривании исходных силикатов наблюдались последовательные изменения, при которых глинистые минералы переходят друг в друга под влиянием усиливающегося выветривания.

Изучение эволюции глинистых минералов в почвенных профилях Шотландии начато Мак-Юаном [McEwan, 1948; Brown, McEwan, 1950]. Эти работы были продолжены английской и шотландской школами [Walker,

1949, 1950; Brown, 1950, 1953; Mitchell, 1955, 1956, 1961 и др.]. В шотландских почвах удалось установить выветривание биотита в минералы с реф-лексами 12 и 14 Å, принадлежащими вермикулиту и гидробиотиту. При выветривании диоктаэдрических слюд возникают слоистые силикаты типа вермикулита [Brown, 1953].

Аналогичные результаты были получены одновременно в США школой Джексона. Гидратированная слюда (вермикулит) обнаружена в многочисленных почвах [Jackson и др., 1952; Rolfe, Jeffries, 1953]. Последовательность изменений установлена в целом ряде почвенных профилей [Jackson и др., 1954]. При этом обнаружены двух-, трех- и четырехкомпонентные смешанно-слойные минералы [Whittig, Jackson, 1955, 1956]. В 1959 г., обобщив результаты многочисленных исследований, Джексон наметил возможные пути преобразования глинистых минералов почв. Он указал последовательные этапы, наблюдающиеся при выветривании: иллит-вермикулитовый [Jackson и др., 1952; Whittig, Jackson, 1955, 1956; Hathaway, 1955; Mortland, Lawton, Uehara, 1956]; встречающийся реже хлорит-вермикулитовый [Stephen, 1952; Droste, 1956, 1958; Brown, Jackson, 1958; Rich, 1958; Brophy, 1959; Gjems, 1960] и, наконец, этап конечного преобразования тонкой фракции в монтмориллонит [Jackson и др., 1954; Murray, Leininger, 1956; Whittig, Jackson, 1956; Brown, Jackson, 1958; Gjems, 1960].

Во Франции эволюция глинистой фракции почв изучалась Дюшофуром, Мишо и Милло [Duchaufour, Michaud, Millot, 1952]. Особенно интенсивные изменения установлены в подзолах, в которых был обнаружен каолинит, более точно диагностируемый сейчас благодаря современным методам как вермикулит. В последующем были исследованы лёссы и лехмы Эльзаса [Millot, Camez, Wernert, 1957; Camez, Roth, 1957], смешаннослойные образования в почвах [Camez, Lucas, Millot, 1959], вермикулиты подзолов [Camez и др., 1960], продукты выветривания слоистых силикатов в элювии [Goddard, Paquet, Millot, 1961]. Кроме того, в работе Камеса [Camez, 1962] излагаются результаты восьмилетнего изучения преобразования глинистых минералов почв, а также приводится наиболее полная библиография по эволюции глинистых минералов. Аналогичные работы были выполнены в Голландии Ван-дер-Марелом [Van der Mare, 1954, 1959, 1960]. Изучая фиксацию калия в почвах, он исследовал выветрелые слюдистые минералы.

Таким образом, на протяжении последних пятнадцати лет было установлено, что глинистые минералы почв могут иметь различное происхождение: а) могут быть унаследованы из материнских пород; б) могут быть продуктом изменения ранее существовавших глинистых минералов (или силикатов со слоистой структурой — биотита, мусковита. — *Ред.*); в) могут быть новообразованными, синтезированными из продуктов гидролиза.

### Главнейшие типы почв

Почвы холодных и пустынных стран характеризуются почти полным отсутствием гумуса. Химическое выветривание здесь также практически не развивается. Все это согласуется с известными нам данными о гидролизе. В холодных странах, несмотря на обилие воды, гидролиз тормозится низкой температурой, а в пустынных странах, в которых наблюдается высокая температура, но отсутствует вода, развивается пустынное выветривание.

К этим двум категориям неизменяющихся почв следует присоединить, по Дюшофур, эрозионные и современные аллювиальные почвы (сюда же нужно отнести ренкерс (rankers) гор, хотя они представляют собой гумифи-

пированный горизонт А, поскольку химическое выветривание в этих почвах происходит в скромных масштабах).

Во всех перечисленных случаях нетрудно установить происхождение глинистой фракции. Выветривание материнских пород имеет чисто физический характер, почвообразование ничтожно, и основную роль играет наследование глинистых минералов из материнских пород. Причем на кристаллических породах слоистые силикаты возникают при выветривании минералов: серицитизации полевых шпатов, расщеплении слюд, хлоритизации магнезиально-железистых минералов. На осадочных породах, в состав которых входит глинистая фракция (морены, мергели, аргиллиты, глинистые сланцы), в выветрелом слое присутствует смесь тех же минералов, которые имеются и в материнской породе.

Таким образом, глинистые минералы этих почв повторяют глинистые минералы материнских пород и чаще всего представлены иллитом и хлоритом, повсеместно присутствующими минералами, поступающими обычно из кристаллических, сланцевато-кристаллических и большинства осадочных пород. Мы сталкиваемся здесь с возникновением глин путем унаследования.

**Почвы атлантического климата.** Умеренная температура и сравнительно небольшое количество осадков недостаточны для интенсивного развития гидролиза, свойственного влажной тропической зоне. Однако и в этих условиях происходит изменение слоистых силикатов почв. При описании этих изменений нами будут использованы результаты исследований Камеса [Camez, 1962], выполненных в Страсбургской лаборатории.

**Рендзины и известковые почвы.** Глинистая фракция известковых почв на материнских известковых породах остается почти неизменной в почвенных профилях. Для многих профилей характерен один и тот же минералогический состав снизу доверху (см. табл. 9, пример 1). Однако в почвенном профиле могут наблюдаться некоторые различия в более зрелых почвах, когда в них присутствуют неустойчивые минералы — монтмориллонит и хлорит. Как показано в табл. 9 (пример 2 для монтмориллонита и пример 3 для хлорита), количество этих минералов падает снизу вверх по разрезу.

**Буроземы и выщелоченные почвы.** При изучении глинистых минералов в серии буроземы — выщелоченные почвы Мюлла получены следующие результаты (табл. 9, примеры 4 и 5).

Иллит широко представлен в буроземах, и его количество возрастает в верхних, более интенсивно выщелачиваемых горизонтах. Для хлорита характерна обратная картина: в большинстве случаев его количество уменьшается снизу вверх по профилю. Еще менее устойчив монтмориллонит. Содержание каолинита невелико и постоянно; содержание вермикулита в тех случаях, когда он присутствует, уменьшается снизу вверх по профилю; смешаннослойные образования появляются в верхних горизонтах профиля.

**Подзолистые почвы и подзолы** представляют собой очень кислые зрелые почвы со свежим гумусом. В почвенном профиле наблюдается отчетливое изменение минералогического состава глинистой фракции. Снизу вверх по мере возрастания интенсивности выветривания уменьшается содержание как хлорита, так и иллита. Одновременно вверх по профилю появляются смешаннослойные иллит-вермикулит и хлорит-вермикулит, а затем и собственно вермикулит (табл. 9, примеры 6—9).

Проведенные исследования позволили Камесу сформулировать общие представления об изменении глинистых минералов в почвах стран умеренного климата: глинистые минералы первоначально наследуются из свежей или выветрелой материнской породы. Состав последней может быть изучен

Таблица 9

	Горизонты	Минералогия				
		Иллит	Хло-рит	Монт-морилло-нит	Каоли-нит	Верми-кулит
Пример 1. Слабо декарцифицированная почва на сеновском писчем мелу у Ле Рафидин-Поканси (Марна). Колл. П. Франк де Феррьер	A <sub>1</sub>	50	40	—	10	—
	C	50	40	—	10	—
Пример 2. Редзина (со склона холма; бат) у Бишенберга (Ниж. Рейн). Колл. Х. Паке	A <sub>1</sub>	80	—	—	10	—
	C	60	—	20	10	—
Пример 3. Известковый слабо выщелоченный бурозем на молассе у Кастельнодари (Од). Колл. П. Франк де Феррьер	A	60	40	—	—	—
	B	50	50	—	—	—
Пример 4. Выщелоченный бурозем на лехме из Аспах ле-Ба (Верх. Рейн). Колл. П. Франк де Феррьер	A	40	50	—	—	—
	B	30	60	—	—	—
	C	30	70	—	—	—
Пример 5. Выщелоченный бурозем на песчаных известковых суглинках. Лес Сев. Гарца, уч. 188 (Верх. Рейн). Колл. П. Франк де Феррьер	A	80	20	—	—	—
	B	60	20	20	—	—
	C	40	20	40	—	—
Пример 6. Подзолистая, весьма зрелая охристая почва. Лес Оспис у Нанси (Мёрт и Мозель). Колл. Дюшофура Бонномский гранит	A <sub>1</sub>	30	20	—	—	—
	B	40	20	—	—	—
	C	60	40	—	—	—
		100 (слюда)	—	—	—	—
Пример 7. Подзолистая почва на вогезских песчаниках. Лес Салм (Ниж. Рейн). Колл. Ботан. ин-та (Страсбург) Нидерброннский песчаник	A <sub>0</sub>	40	—	—	—	40
	A <sub>1</sub>	70	10	—	—	10
	A <sub>2</sub>	70	—	—	—	20
	B	90	10	—	—	—
		100	—	—	—	—
Пример 8. Железистый подзол на кремнистых песчаниках. Херренвальд (Ниж. Рейн) Колл. Ботан. ин-та (Страсбург)	A <sub>1</sub>	Сл.	—	—	—	50
	A <sub>2</sub>	10	10	—	—	40
	A <sub>3</sub>	40	40	—	—	20
	C	100	—	—	—	Сл.
Пример 9. Гумусово-железистый подзол на граните. Барембах (Ниж. Рейн) Колл. Ботан. ин-та (Страсбург)  Гранит из Барембаха	A <sub>0</sub>	20	—	—	—	80
	A <sub>1</sub>	20	—	—	—	80
	A <sub>2</sub>	20	—	—	—	80
	B <sub>1</sub>	20	—	—	—	80
	B <sub>2</sub>	20	10	—	—	70
	C	60	20	—	—	20
		80 (слюда)	20	—	—	—

ческий состав, %							pH
Смешанно- слойный иллит- монтмо- риллонит	Смешанно- слойный иллит- вермикулит	Смешанно- слойный хлорит- вермикулит	Смешанно- слойный хлорит- монтмо- риллонит	Смешанно- слойный хлорит- иллит	Глинистая фракция	Кальцит	
Сл. »	— —	— —	— —	— —	— —	69 81	8.1 8.7
10 10	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
— —	— —	— —	— —	— —	— —	26 28	8.0 8.0
Сл. » —	— — —	10 10 Сл.	— — —	— — —	18.0 20.3 19.0	— — —	6.0 6.3 6.7
— — —	— — —	— — —	— Сл. —	Сл. » —	12.9 28.2 12.2	— — —	5.1 5.5 8.1
— — — —	50 40 — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
— — — — —	20 10 10 —	— — — — —	— — — — —	— — — — —	— — — — —	— — — — —	— — — — —
— — — —	— — — —	50 100 Сл. —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
— — — — — —	— — — — — —	— — — — Сл. —	— — — — — —	— — — — — —	— — — — — —	— — — — — —	— — — — — —

в основании нижних горизонтов профиля. В дальнейшем на унаследованные минералы действуют механизмы трансформации.

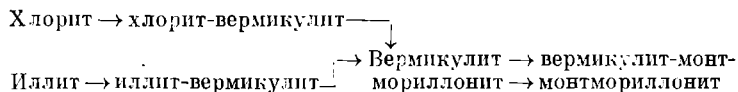
*Дезинтеграция.* Глинистые минералы нередко образуют агрегаты, которые могут быть разрушены почвенными растворами. Органический цемент агрегатов преобразуется в растворимые продукты или просто окисляется. При разрушении железистых цементов гидроокислы железа удаляются с образованием комплексов. Степень коагуляции глинистых мицелл также может изменяться. После разрушения коллоидных агрегатов происходит перенос глинистых минералов. Этому способствуют небольшие размеры кристаллов. Особенно легко удаляются монтмориллонит и выветрелые минералы.

Известно, что почвы обладают заметной способностью фракционировать различные частицы и даже частицы кварца. В верхних горизонтах некоторых профилей наблюдается заметное по сравнению с материнской породой обогащение кварцем фракции менее 2 мк. Эти факты согласуются и с опытами по фракционированию, выполненными Педро [Pédro, 1958]. Слоистые силикаты, унаследованные от материнских пород, подвергались расщеплению и фракционированию, имеющему не только физическую природу. Поэтому хлорит в связи с присутствием ионов Mg между слоями является менее устойчивым, чем иллит, который в свою очередь менее стоек, чем каолинит.

*Выщелачивание* — широко известное явление педогенеза. Оно обеспечивает поступление материала в горизонты аккумуляции, воздействует на минералы, претерпевшие измельчение и фракционирование и представленные весьма мелкими частицами. Постепенное измельчение, физико-химическое фракционирование и выщелачивание обуславливают постепенное удаление глинистых минералов из верхних горизонтов профиля в следующем порядке: монтмориллонит, вермикулит, смешаннослойные, хлорит, иллит и каолинит.

*Трансформация.* Описанный выше тройной механизм несущественно затрагивает слоистые силикаты. В подзолистых почвах и подзолах наблюдается трансформация глинистых минералов. Ниже описана лишь общая схема этого явления, а более детальный анализ приводится в гл. X, посвященной генезису глин.

Разрушаясь по плоскостям слоистости, хлорит превращается в смешаннослойный хлорит-вермикулит, а затем и в собственно вермикулит. Аналогичным образом, но несколько позже происходит превращение иллита в смешаннослойный иллит-вермикулит, а затем в вермикулит. Важно подчеркнуть, что выветривание этих двух важнейших унаследованных минералов приводит к одному и тому же результату. Еще более интересно то, что в крайних случаях наблюдается переход мельчайших частиц вермикулита в смешаннослойный вермикулит-монтмориллонит, а затем и в собственно монтмориллонит, и в то же время появляются аллофаны, отвечающие полному разрушению структуры. Таким образом, приходим к следующей схеме:



Необходимо отметить, что термин «вермикулит» понимается здесь в соответствии с определением, приведенным в гл. I. Минерал диагностируется по данным рентгенографического анализа. Аналогичным образом в рентгеновских лучах ведет себя монтмориллонит. Его межплоскостные расстояния увеличиваются при насыщении органическими жидкостями. Но детали кристаллохимии этих минералов остаются еще мало изученными.

Мы сталкиваемся здесь, как уже отмечалось, с описанным, но еще не проанализированным явлением.

Изучение эволюции глинистых минералов почв в умеренных влажных климатах должно производиться с применением современных методик на сравнимых почвенных сериях для типичных профилей, детально анализируемых дециметр за дециметром. Такое изучение необходимо как с агрономической и почвоведческой, так и с геохимической точек зрения. Оно составляет одно из звеньев исследования истории силикатов в осадочных образованиях.

**Железистые почвы жаркого климата.** Помимо почв умеренного климата существует группа зональных почв, названная в классификации Обера и Дюшофура [Aubert, Duchaufour, 1956] железистыми почвами жаркого климата. В качестве двух основных примеров можно привести красные средиземноморские почвы, в большей своей части фоссилизированные, и железистые тропические почвы суданской зоны. Эти почвы обычно обладают большей мощностью, чем почвы умеренной зоны, и значительно меньшей мощностью, чем почвы влажной тропической зоны.

Железистые тропические почвы развиты на севере влажной тропической зоны, для которой характерны латеритные, или ферраллитные почвы. Они описаны Обером [Aubert, 1951] в зоне суданской саванны, Меньяном [Meignien, 1959] на севере Гвинеи и Сенегала и Сифферманом [Sieffermann, 1959] в Северном Камеруне. Количество атмосферных осадков составляет здесь около метра, а дождливый сезон длится 5 или 6 месяцев. Эти почвы содержат невыветрелые минералы материнских пород, в частности калиевые и кальций-натровые полевые шпаты, образующие резерв щелочных и щелочноземельных элементов. В глинистой фракции нередко присутствует каолинит, ассоциирующий с другими глинистыми минералами и с гидроокислами железа, и отсутствует свободный глинозем. При выщелачивании эти почвы приобретают различную окраску — от красной до светло-коричневой. Меньян отмечает, что красноцветные почвы образуются в настоящее время на о. Мадагаскар в климатических условиях с двумя отчетливо выраженными сезонами, при 1000—1500 мм атмосферных осадков в год и средних температурах 21—23° С. Эти почвы очень сходны с красноцветными средиземноморскими почвами.

**Красноцветные средиземноморские почвы.** Во многих средиземноморских районах наблюдаются красноцветные почвы и продукты их переотложения. Большая часть этих образований возникла в условиях изменчивого климата, что доказывается присутствием во многих местах развивающихся на них современных буроземов или выщелоченных почв. Образование красных почв происходит лишь в отдельных областях, где выпадают более обильные осадки и имеются контрастные микроклиматические условия: в Оране, Марокко и Португалии [Aubert, Monjauze, 1946; Charles, 1949; Mensching, 1956]. Красноцветные средиземноморские почвы возникли в течение длительных дождливых периодов четвертичного времени и плиоцена [Choubert, 1950; Choubert и др., 1956]. Неизвестно, господствовала ли в это время более высокая, чем теперь, температура, но, как показывают геоморфологические и геологические наблюдения, тогда выпадало значительно больше осадков. Количественное изучение красноцветных почв Алжира было проведено Дюраном [Durand, 1959], полагавшим, что их образование связано с латеритным процессом.

Глинистая фракция железистых почв остается малоизученной в силу уже отмеченных принципиальных трудностей в разделении рефлексов 7 и 3,5 Å каолинита, хлорита и вермикулита. В тропических почвах иллит,

монтмориллонит и каолинит встречаются в различных соотношениях. Поэтому не приходится говорить об исключительном присутствии каолинита. Унаследованный из материнских пород иллит наблюдается в незрелых почвах. Напротив, каолинит возникает при более интенсивном выветривании, при хорошем дренировании и в кислой среде. Монтмориллонит преобладает при слабом дренировании. В глинистой фракции этих почв обычно содержатся неразрушенные силикаты: полевые шпаты, слюды, хлориты. Здесь отсутствует латеритизация, обуславливающая разрушение кристаллической структуры силикатов [Siefferman, 1959; Paquet, 1961; Paquet, Maignien, Millot, 1961].

В красноцветных средиземноморских почвах часто встречаются иллит, а также продукты выветривания слюд — смешаннослойные минералы и вермикулит. Последний неоднократно отмечался в наших образцах, поэтому вызывают сомнения многочисленные указания на присутствие каолинита. Каолинит может наблюдаться в наиболее зрелых почвах, однако в этих случаях необходимо изучение материнских пород, для того чтобы выяснить, является ли этот каолинит новообразованным или унаследованным. Каолинит был достоверно установлен в некоторых красноцветях (terra rossa) Центральной Италии [Lippi-Boncambi, Mackenzie, Mitchell, 1955]. В наиболее зрелых почвах может наблюдаться только каолинит.

Все изложенное свидетельствует о том, что мы сталкиваемся с промежуточной стадией между почвами умеренной зоны и почвами влажной тропической зоны. Здесь, как и во всяком влажном климате, развивается гидролиз. Он достаточно интенсивен, для того чтобы разрушить плагиоклазы и высвободить полуторные окислы железа из магнезиально-железистых силикатов. Недостаточное количество органического материала препятствует выщелачиванию и удалению гидроокислов железа, поэтому последние пропитывают почвенный профиль и образуют описанные Рейфенбергом [Reifenberg, 1947] ферро- и феррисиликатные комплексы. В течение отчетливо выраженного сухого сезона эти комплексы разрушаются, окислы железа кристаллизуются и почвы приобретают устойчивый красный цвет.

В целом при образовании красноцветных почв действуют следующие механизмы:

- а) гидролиз и высвобождение железа в течение влажного сезона;
- б) минерализация органического материала и фиксация железа в течение сухого сезона;
- в) последовательная смена этих процессов, обуславливающая конечный результат;
- г) развитие растительности, интенсивность гидролиза и высвобождение железа, зависящие от длительности влажного сезона и температурных условий;
- д) разрушение органического материала и красный цвет почв в зависимости от длительности сухого сезона.

Понятно, что красноцветные почвы возникают на различных широтах и в разнообразных условиях. Их формирование — сложное явление, изучение которого следует продолжать. Необходимы средние температуры являются промежуточными между умеренным и тропическим климатом. В качестве средней температуры можно, несомненно, указать 20° С. Количество осадков превосходит современное количество дождей в средиземноморских районах и уступает количеству дождей во влажной тропической зоне. Возможно, оно колеблется между 750—1300 мм в среднем, превышая 1000 мм. Сочетание перечисленных условий и вызывает колебания в составе глинистой фракции этих почв.

**Известковые почвы.** Термин «известковые почвы» был предложен впервые Дюшофуром [Duchaufour, 1960]. В настоящей работе мы применяем этот термин в толковании Дюшофура. Известковые почвы на известняках, представленные главным образом рендзинами, описаны выше. Мы видели, что их глинистая фракция почти целиком является унаследованной.

Известковые почвы, не связанные с известняками, обычно содержат значительное количество ионов Са и Mg, насыщающих адсорбированный комплекс почв, лишенных карбонатов. Наиболее известным примером являются черные земли, или *чернозем*, степей умеренного климата, в частности Украины и Дакоты, известковые почвы полузасушливых средиземноморских степей или американских субтропиков, *тиры* Марокко и темные тропические глины, называемые также *регурами* (*regures*) или «маргалитными почвами» (*sols margalitiques*) [Mohr, van Baren, 1959]. Эти почвы развиваются на материнских породах, содержащих ионы Са и Mg, — на вулканических или полнокристаллических основных породах, мергелях, лёссах или известковом элювии. Верхние горизонты профиля лишены карбонатов, однако в них не наблюдается выщелачивания железа и глинистых частиц и адсорбированный комплекс насыщен ионами Са и Mg. Возникают условия, благоприятствующие формированию монтмориллонита.

Детальное исследование эволюции глинистой фракции в темных тропических глинах [Paquet, 1961; Paquet, Maignien, Millot, 1961] свидетельствует, действительно, о преобладании монтмориллонита. В почвах, возникающих на мергелях с палыгорскитом, наблюдается разрушение последнего по мере появления монтмориллонита. Во многих профилях, образованных на кристаллических породах, в нижних горизонтах, где фильтрация и вынос катионов затруднены, формируется обильный монтмориллонит, в то время как каолинит тяготеет к поверхности. Таким образом, для возникновения монтмориллонита в умеренном влажном климате необходим затрудненный водообмен и материнские породы, богатые двухвалентными катионами. Эвтрофные буроземы тропических районов являются промежуточными между известковыми и ферралитными почвами с каолинитом тропической влажной зоны.

**Латеритные почвы.** Этот термин, предложенный 150 лет назад, использовался в самых различных смыслах, поэтому некоторые почвоведы возражают против его употребления. Как писал недавно Меньян: «. . . в настоящее время этот термин приобрел столь общий смысл, что потерял всякое значение для почвоведения». Сейчас предпочитают использовать выражение ферралитные почвы вместо старинного слова латериты.

Однако здесь этот термин используется именно потому, что он не имеет строгого смысла и понятен всем. Он пригоден для обозначения преимущественно красноцветных продуктов выветривания, покрывающих обширные тропические области земного шара. При рассмотрении латеритов мы ограничимся, по возможности, кратким изложением общих взглядов на генезис слоистых силикатов и гидроокислов в латеритах и обрисует лишь схему явления в том виде, в каком она представляется нам. В основу исследования положены работы [Aubert, 1954, 1958; Maignien, 1954, 1958; Bonifas, 1959, Sieffermann, 1959; Lajoinie, Bonifas, 1961], к которым мы отсылаем читателя.

*Ископаемые латериты и сокращенные латеритные профили* — многочисленные разрезы, завершающиеся латеритным панцирем, или *кирасой*, придающим весьма характерный облик африканским пейзажам Суданской и Суахильской зон. Существование на возвышенностях этих панцирей объясняется еще и сейчас вертикальным подъемом гидроокислов железа и их

литификацией под влиянием солнечных лучей. Однако гидроокислы железа не мигрировали снизу вверх и сам панцирь не является современным. Он возник в глубине почвенного профиля лесных ландшафтов и выведен на поверхность эрозией. На рис. 11 схематически показаны сокращенный эрозией и полный профили лесной зоны.

Типичный латеритный профиль был приведен в качестве примера Обером [Aubert, 1954] на V Международном конгрессе почвоведов. Профиль находится у Дакпаду (Берег Слоновой Кости), в 50 км к северу от Сассандра под тенистым покровом прекрасного, хотя и несколько деградированного

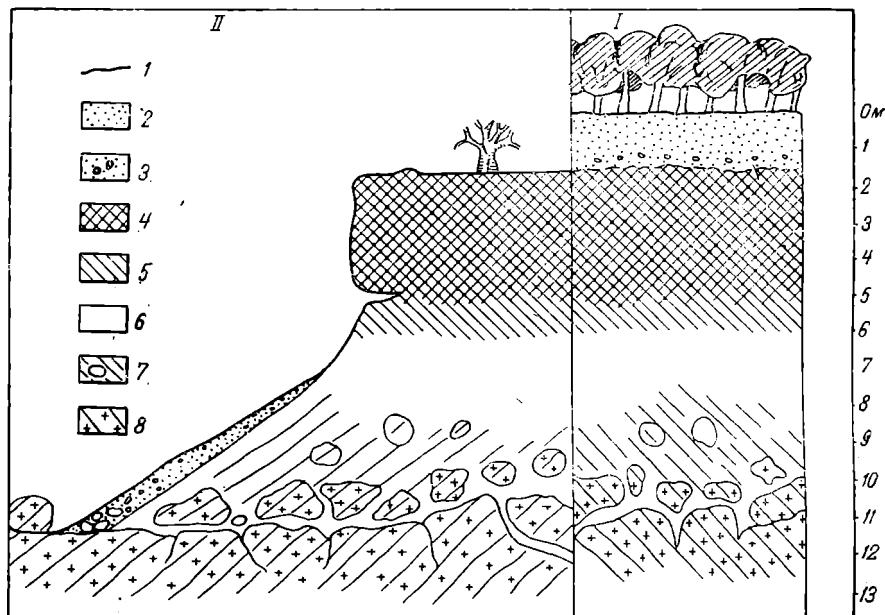


Рис. 11. Латеритный профиль с кирасой под тропическим лесом (I) и сокращенный эрозией (II) в Суданском районе.

1 — гумусовый горизонт; 2 — коричневая почва с конкрециями; 3 — красная почва с гравием; 4 — пятнистая глина; 5 — кираса; 6 — белая глина; 7 — глыбовый элювий; 8 — материнская порода.

леса, на небольшом слабовсхолмленном плато, сложенном гнейсовыми породами, богатыми железисто-магнезиальными минералами. Здесь господствует субтропический климат с плохо выраженными сухими сезонами. Количество атмосферных осадков около 1700 мм, средняя температура — около 27° С, изменяется в течение года от 23 до 32° С.

1. На поверхности почвы гниющий покров листьев, сучков и веток.

2. 0—110 см — серый коричневатый горизонт с небольшим количеством гумуса до глубины 35 см; ниже — светло-коричневый глинисто-гравелистый слой, обогащенный особенно на первых 40 или 50 см очень твердыми округлыми темными железистыми конкрециями; с глубины около 80 см этот горизонт становится более плотным, конкреции менее твердыми и кирпично-красными.

3. 110—175 см — на глубине 110 см резкий переход к более плотному горизонту, который еще можно ломать руками. Этот горизонт на всю глубину состоит из ветвящихся коричнево-красных довольно темных полос и расположенных между ними полос, наполненных землистой массой желто-коричневого цвета.

4. 175—650 см — уплотненный горизонт постепенно переходит в рыхлый более плотный в основании горизонт кирпично-красного цвета с довольно ясно отграниченными

коричнево-желтыми или серыми пятнами. Он включает многочисленные стяжения, особенно развитые в верхней части горизонта, рассеянные зерна кварца, более заметные, чем в верхних горизонтах, и весь пронизан многочисленными канальцами.

5. 650—840 см — предыдущий горизонт постепенно переходит в толщу пятнистых глин, заключающих не столь ясно ограниченные многочисленные коричневые и серые пятна, а также более многочисленные зерна кварца. В основании этого горизонта уже появляются белые частицы, имеющие форму кристаллов полевых шпатов, но состоящие из мучнистой массы.

6. 840—1100 см и более — горизонт коричневых охр, обогащенный кварцем и белым мучнистым компонентом кристаллического габитуса. В менее выветрелых обломках породы различаются зерна разрушенных пироксенов. На глубине более 3 м располагается элювий гнейсов, сложенный порошковатым полевошпатовым продуктом, зернами кварца и сильно выветрелых темноцветных минералов.

7. 12—13 м — в коренном залегании встречены гнейсы, богатые магнезиально-железистыми минералами.

Таков полный профиль латеритных, или ферраллитных, почв. Он включает сверху вниз: верхний мало выщелоченный, слабо гумифицированный, обогащенный конкрециями горизонт (1 м); горизонт аккумуляции, сцементированный или постепенно цементируемый (6 м); горизонт пятнистых глин или литифицированную зону (2 м); нижний горизонт выветривания (3—4 м); материнскую породу.

*Латеритное выветривание и возникновение кирасы.* Многочисленные латеритные профили, как и рассмотренный выше типичный профиль, включают сцементированный или частично сцементированный горизонт, богатый окислами железа. Поскольку такие профили изучались обычно в буровых скважинах или вертикальных разрезах, появилось представление, что железо переносилось в вертикальном направлении чаще всего снизу вверх. К настоящему времени доказана ошибочность такой точки зрения [Maignien, 1958], возникшей прежде всего потому, что изучение сокращенных профилей с их кирасой заставляло предполагать лишь восходящую миграцию железа. В действительности же образование сцементированного горизонта — побочное явление при формировании латеритного профиля выветривания. Сцементированный горизонт возникает при осаждении железа, переносимого частично, при вертикальном дренировании, сверху вниз и главным образом в боковом направлении при циркуляции подземных вод в зоне выветривания. Между процессами латеритного выветривания и формированием кирасы существует принципиальное различие.

Латеритное, или ферраллитное, выветривание возникает в тропических районах, где количество осадков может достигать многих метров в год, а среднегодовая температура — 20—30° С. Здесь исключительно интенсивно действуют физические и химические механизмы дезагрегации и гидролиз, описанные нами в начале главы. Силикаты полностью гидролизуются и в конечном итоге растворяется даже кварц. При этом из кристаллической решетки силикатов высвобождаются главные ионы (Si, Al, Mg, Ca, K, Na), которые в подавляющей массе удаляются с растворами, дренирующими профиль, и выносятся в водоносные горизонты, реки и моря. Однако некоторые элементы (железо, алюминий и кремний) частично задерживаются, образуют три основных компонента латеритов: окись железа (обычно гидратированная и кристаллизовавшаяся в форме гемата, иногда безводная и кристаллизовавшаяся в виде красного железняка, или гематита); гидратированные окислы алюминия (обычно кристаллизовавшиеся в виде гиббсита, реже бёмита); силикат алюминия (кристаллизовавшийся в форме каолинита).

Формирование кирасы происходит за счет аккумуляции полуторных окислов железа и иногда глинозема в одном из горизонтов профиля. Несомненно, что при выщелачивании и вертикальной фильтрации растворов

железо мигрирует к горизонту аккумуляции, но такая миграция не может объяснить значительную мощность и протяженность латеритных кирас, образование которых связано с латеральной миграцией грунтовых вод, присутствующих в коре выветривания. Эти подземные воды содержат растворенное железо, которое окисляется и накапливается в форме трехвалентных гидроокислов в зоне разгрузки подземных вод (рис. 12).

Возникновение кирас в латеритном профиле — явление частое, но, как мы увидим дальше, далеко не повсеместное. Развитие этих горизонтов определяется динамикой подземных вод. Кирасы могут возникнуть в любых проницаемых слоях с грунтовыми водами, в которых содержится растворенное железо, — в аллювиальных террасах, песчаных толщах, брекчиях склонов и т. д. Орштейны — железистые панцирные кирасы — возникают на любых широтах, независимо от климатических условий.

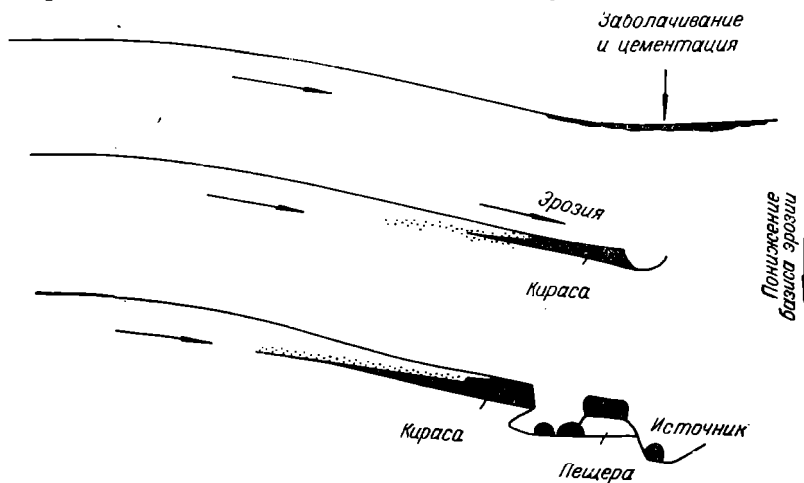


Рис. 12. Схема формирования кирасы и форм рельефа при понижении базиса эрозии (Maignien, 1958).

Таким образом, возникновение кирас отличается от латеритного выветривания. Оно развивается нередко и в латеритных профилях, но тесно связано с почвообразованием, отличается от латеритизации и является вторичным по отношению к ней.

*Исследование геохимии процесса латеритизации методом равных объемов.* На начальных стадиях латеритного выветривания сохраняется структура материнских пород. Это подтверждается микроскопическим изучением и иллюстрируется фотоснимками, приведенными на фототабл. II и III (фототабл. II и III — см. в конце книги). Поскольку структура сохраняется, то объемы не изменяются. Это положение лежит в основе метода равных объемов, предложенного Милло и Бонифа [Milot, Bonifas, 1955] для изучения геохимии выветривания. Сохранение объемов позволяет исследовать развитие выветривания пород путем сравнения с постоянной величиной — объемом. Метод использовался при исследовании многочисленных профилей [Milot, Bonifas, 1955; Bonifas, 1959].

Микроскопическое изучение выветриваемых дунитов и железных руд Конакри (Гвинея) свидетельствует о замещении оливина и серпентина материнских пород окислами железа, с сохранением структуры и, следовательно, объема (фототабл. II).

Сравним 1 см<sup>3</sup> свежего дунита с 1 см<sup>3</sup> «пряника», т. е. выветрелой породы. Результаты геохимических подсчетов представлены в табл. 10.

Таблица 10  
Геохимический баланс методом равных объемов, г/см<sup>3</sup> [Bonifas, 1959]

Компоненты	Свежий дунит	Выветрелый дунит	Разность	
			абсолютная	относительная, %
SiO <sub>2</sub>	95	2,5	-92,5	-97,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,5	2,5	-2	-44,5
Fe	32,8	93,5	+60,7	+185
CaO	1,4	0	-1,4	-100
MgO	103	0,57	-102,5	-99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,24	-0,01	-4
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,25	+0,03	+13,5
H <sub>2</sub> O	29,7	17,7	-12	-40

Примечание. Вес 1 см<sup>3</sup> свежего дунита 280, выветрелого 158 г.

Как показывают геохимические подсчеты, при выветривании наблюдается полный вынос кремнезема, извести и магнезия; существенный вынос глинозема и воды; незначительное возрастание содержания титана; существенное увеличение количества железа (почти на 200%); постоянное содержание хрома.

Микроскопические данные по выветриванию сиенитов и образованных бокситов о. де Лос (Гвинея), представленные на фототабл. III, свидетельствуют о сохранении структуры и о развитии гиббсита, особенно по полевым шпатам (фототабл. III — см. в конце книги).

По данным табл. 11 при выветривании наблюдается полный вынос кремнезема, извести, магнезии, а также щелочей; существенное уменьшение содержания железа и марганца; весьма заметное, почти двукратное, возрастание количества глинозема, титана, а также воды (более чем в 12 раз).

Таблица 11  
Геохимический баланс методом равных объемов, г/см<sup>3</sup> [Bonifas, 1959]

Компоненты	Свежий сиенит (I)	Выветрелый сиенит (II)	Пемза (III)	Разность	
				абсолютная между I и III	относительная между I и III, %
SiO <sub>2</sub>	148,0	127	4,8	-143	-96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,0	47,5	86,2	+41,2	+91
Fe	11,9	5,3	8,1	-3,8	-32
CaO	6,7	0,8	0,3	-6,4	-96
MgO	2,8	0,8	—	-2,8	-100
Na <sub>2</sub> O	15,5	8,8	Не обн.		
K <sub>2</sub> O	18,4	17,7			
TiO <sub>2</sub>	1,8	1,3	2,6	+0,8	+44
MnO <sub>2</sub>	1,0	0,2	0,1	-0,9	-90
H <sub>2</sub> O	3,3	6,8	45,7	+42,4	+1280

Примечание. Вес 1 см<sup>3</sup> свежего сиенита 258, выветрелого 219 и пемзы 154 г.

Каолинизированный роговик из района Кулуба был отобран на кругом повороте дороги Бамако — Кулуба (Судан). Результаты геохимических подсчетов приведены в табл. 12. Как показывает геохимический баланс,

Таблица 12

Геохимический баланс методом равных объемов, г/см<sup>3</sup> [Bonifas, 1959]

Компоненты	Свежий роговик	Каолинизированный роговик	Разность	
			абсолютная	относительная, %
SiO <sub>2</sub>	172	66.1	-106	-61.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37.4	46.5	+9.1	+24.3
Fe	13.8	6.3	-7.5	-54.4
CaO	1	0.4	-0.6	-60
MgO	4.2	0.1	-4.1	-97.5
Na <sub>2</sub> O	1.3	—	-1.3	-100
K <sub>2</sub> O	20.9	—	-20.9	-100
TiO <sub>2</sub>	1	1.2	+0.2	+20
H <sub>2</sub> O	3.9	16.7	+12.8	+328

Примечание. Всс 1 см<sup>3</sup> свежего роговика 261, каолинизированного 140 г.

при каолинизации наблюдается полный вынос магния и щелочей; вынос половины кремнезема, железа и извести; возрастание (на 25%) количества глинозема и титана.

**Выводы.** Выполненные исследования позволяют количественно охарактеризовать геохимию латеритного выветривания.

1. В основе латеритного выветривания лежит *выщелачивание*. При этом удаляются главным образом щелочи, известь, магний, частично кремнезем, железо и глинозем.

2. Преобразование материнской породы происходит с потерей вещества. Из наименее подвижных элементов возникают *новообразования*, главным образом *гетит*, *гипссит*, *каолинит*.

3. В зависимости от условий выветривания имеет место полный или частичный вынос кремнезема. В последнем случае в сочетании с глиноземом он образует каолинит.

4. Содержание железа в единице объема в зависимости от условий выветривания может *увеличиваться или уменьшаться*. Это, несомненно, свидетельствует о том, что железо и глинозем могут как *выщелачиваться*, так и *привноситься*. Полученные цифры представляют лишь конечный итог этого двойного механизма выноса и привноса вещества. И этот итог в разных случаях может быть совершенно различным.

5. Элементы выносятся в горизонты подземных вод и в горизонты седиментации. Привнос происходит только *под влиянием силы тяжести* путем *вертикальной или боковой фильтрации*. При выветривании происходит одновременно *выщелачивание* и *аккумуляция*.

6. Понятно, что как только структура материнской породы, сохранившаяся на первых этапах латеритного выветривания, окажется нарушенной, метод равных объемов становится неприемлемым. Тогда в качестве постоянной при сравнении приходится использовать малоподвижные элементы. Это — методы подсчета *изохрома*, *изотитана*, *изоглинозема*. Для каждого профиля, обладающего своими геохимическими особенностями, необходимо выбрать наилучший метод для геохимического сравнения.

Различают латеритные почвы тропической влажной и экваториальной зон, или зоны густых лесов.

**Латеритные почвы тропической влажной зоны.** Тропическая влажная, или гвинейская лесная, зона характеризуется высотой столба осадков 1,3—3 м, четырех-, пятимесячными дождливыми и двух-, трехмесячными сухими сезонами. Средняя годовая температура составляет

25—30° С. В почвах этой зоны встречаются кислые и основные материнские породы. В состав кислых материнских пород входят граниты, гнейсы. Выделяют два направления изменений в кислых породах. Первое характеризует те случаи, когда в профиле отсутствуют или длительно существующие горизонты грунтовых вод. Ленёф [Leneuf, 1959] изучал выветривания в лесной области Берега Слоновой Кости. Он установил четыре типа профилей, отвечающих первому направлению изменений. Тип I развивается на обнаженной поверхности крупных гранитных массивов, подверженных влиянию эфемерных дождей и резким температурным колебаниям. Правда, микроклимат здесь заметно отличается от того, что принято называть тропическим лесным климатом, и выветривание захватывает лишь поверхностный слой мощностью в несколько миллиметров. Тип II развивается по плоскостям тектонических трещин, в которые легко проникает вода. Мощность выветрелой зоны составляет несколько сантиметров.

В обоих случаях наблюдается осветление гранита, приобретающего мелоподобный облик. При выветривании измельчаются составляющие гранит минералы, причем сильнее разрушаются плагиоклазы и кварц, а наиболее стойкими являются калиевые полевые шпаты и мусковит. Одновременно, как показывает минералогическое изучение, появляются гиббсит и иногда в зонах ожелезнения гетит. Сиениты островов де Лос представляют типичный пример этого типа выветривания. Прекрасное дренирование обуславливает отсутствие постоянных горизонтов грунтовых вод, выветривание приводит непосредственно к возникновению гиббсита [Bonifas, 1959].

Тип III Ленёфа включает серию переходных профилей. Он возникает при подземном выщелачивании под плащом выветрелых пород. Хорошее дренирование препятствует появлению постоянных водоносных горизонтов. Зона осветленных пород может достигать мощности многих десятков метров. В ней развиваются как гиббсит, так и каолинит, в зависимости от проницаемости и водонасыщенности верхних горизонтов пород, в которых первичная структура уже разрушена.

Второе направление изменений характерно для подземного выветривания в условиях затрудненного дренирования и постоянного водоносного горизонта. Иллюстрацией этого направления служит тип IV Ленёфа.

В основании профиля, где наблюдается умеренное выщелачивание, развиваются наряду с каолинитом, монтмориллонит и смешаннослойные образования с рефлексами 12—14 Å. В верхних горизонтах профиля мощностью 1—4 м количество этих минералов уменьшается и они уступают место каолиниту и гетиту, но без гиббсита. Эти примеры свидетельствуют о важной роли дренирования латеритного профиля подземными водами.

Основные материнские породы сложены перидотитами, долеритами, базальтами. На основных породах, таких как перидотиты, габбро, долериты и базальты, явление выветривания выражено еще более резко и контролируется динамикой подземных вод. При хорошем дренировании материнская порода непосредственно преобразуется в гетит и гиббсит с сохранением структуры и объема: это «пряники» Лакруа [Lacroix, 1913]. Если порода богата алюминием, как например, долерит, в профиле господствует гиббсит. Если порода бедна полевыми шпатами и обогащена магнезиально-железистыми минералами, в профиле преобладает гетит. В некоторых случаях таким путем формируются залежи бокситов или железных руд.

При недостаточном дренировании в основании профиля возникает увлажненная зона, высвобождающийся глинозем входит в каолинит и выветривание имеет глинистый характер. В связи с сезонными колебаниями уровня грунтовых вод в верхних горизонтах профиля при сезонных осушениях

может возникнуть гиббсит. В этом случае имеются все основания считать, что каолинит верхних зон, в свою очередь, играет роль материнской породы для формирования гиббсита. Это явление изучалось многими авторами [Ségalen, 1957; Sieffermann, 1959; Gastuche, de Kimpe, 1961].

При более затрудненном дренировании (когда количество поступающей и удаляющейся воды равно) профиль насыщен водой. Это не значит, что здесь отсутствует выщелачивание, поскольку дренирование все же происходит, но при этом сохраняется высокий уровень грунтовых вод. Условия для образования каолинита и сопутствующего ему гетита господствуют здесь по всему профилю. Возникают почвы, называемые французскими почвоведом слабоферралитными красными почвами.

При весьма слабом дренировании наблюдается и недостаточное выщелачивание. Ионы щелочных и щелочноземельных элементов накапливаются совместно с кремнеземом и образуются интразональные почвы, такие как темные тропические глины. Они часто развиваются на базальтах при слабом дренировании. Мы рассматривали их в разделе об известковых почвах.

В почвенном профиле на основных материнских породах водоносные горизонты контролируют характер латеритизации. Гиббсит возникает лишь в зонах интенсивного дренирования либо непосредственно из материнских пород, либо косвенно из каолинита. Напротив, каолинит формируется в профиле, насыщенном водой.

Л а т е р и т н ы е п о ч в ы э к в а т о р и а л ь н о й з о н ы , и л и з о н ы г у с т ы х л е с о в . В покрытых густыми лесами экваториальных районах высота столба осадков превосходит 2—3 м, достигая 4—6, иногда 8 м. Слабо выраженный короткий сухой сезон не оказывает влияния на почву, скрытую густым тенистым лесом. Горизонт выветривания всегда остается влажным. Его мощность может превосходить 10, 20 и 30 м. На кислых насыщенных водой материнских породах, таких как граниты и гнейсы, развивается каолинизация. На значительных площадях при частичном удалении железа возникает толща светлоокрашенных каолиновых пород — желтых экваториальных глин.

На основных материнских породах — базальтах, долеритах, — при высоком уровне грунтовых вод также развивается каолиновое выветривание. Однако в них сохраняется более высокое содержание железа, что обуславливает возникновение красных экваториальных глин, в 5—10 раз более мощных, чем в предыдущем случае.

В обоих случаях почти не развивается гиббсит и почвы относятся к ряду слабоферралитных. В этих почвах обычно отсутствуют или почти отсутствуют кирасы, для возникновения которых необходимы колебания уровня грунтовых вод, однако иногда они наблюдаются, формируясь в иных климатических условиях, существовавших на тех же широтах.

Наблюдения, проведенные в Африке, на о. Мадагаскар и в Гвиане, позволяют выявить основные черты механизма формирования новых минералов.

Обилие воды и повышенная температура в тропической зоне благоприятствуют полному гидролизу силикатов. После удаления выщелоченных ионов возникают три минерала — гетит, гиббсит и каолинит. Гетит распространен повсеместно, а гиббсит и каолинит возникают в различных условиях. К выяснению основной закономерности процесса еще тридцать лет назад был близок Харрисон [Harrison, 1933]. Эта закономерность была сформулирована Голдичем в 1948 г., а затем проиллюстрирована многими авторами. Речь идет о гидродинамическом равновесии — равновесии между количеством воды, поступающей в горизонт выветривания и удаляемой

из него. При этом взаимодействует целый ряд факторов: поступление воды из областей питания, количество осадков, проницаемость различных горизонтов профиля, нарушенность материнских пород и т. д. В конечном итоге возникает гидродинамическое равновесие, разное для разных сезонов и геологических эпох.

При весьма интенсивном дренировании, при отсутствии постоянных водоносных горизонтов, из растворов, формирующихся при гидролизе силикатов, непосредственно возникает гиббсит в сочетании с гетитом. При интенсивном дренировании, при наличии постоянных водоносных горизонтов, в растворе возрастает содержание кремнезема и формируется каолинит. При слабом дренировании накапливаются катионы и в основании профиля спорадически образуется монтмориллонит, постоянно присутствующий в известковых почвах.

В промежуточных обстановках, когда уровень грунтовых вод колеблется, в кровле горизонта подземных вод может развиваться цементация. Это важное вторичное, хотя и повсеместно развивающееся явление тесно связано с почвообразованием.

Гидродинамическое равновесие нарушается при изменении климатических и геологических условий. С поступлением кремнезема горизонты с гиббситом могли быть преобразованы в горизонты с каолинитом. И наоборот, горизонты с каолинитом при интенсивном дренировании и периодическом осушении могут быть превращены в горизонты с гиббситом. Поэтому необходимо изучить равновесие в системе гиббсит — каолинит. Первые работы в этом направлении дали обнадеживающие результаты [Wollast, 1961]. Аналогично и кирасы могут прогрессивно развиваться или, наоборот, выщелачиваться и деградировать [Maignien, 1958].

Необходимо остановиться на спорных, незатрагивавшихся выше вопросах номенклатуры. Должны ли мы говорить «латеритизация» или «ферралитизация»? Французская школа отдает предпочтение второму термину, поскольку он является более определенным, чем первый, и отчетливо отражает одновременное высвобождение железа и глинозема при выветривании. Этот термин особенно удачен в приложении к продуктам латеритизации с гетитом и гиббситом. Однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что часть почв тропической влажной, в частности, экваториальной зоны содержит исключительно каолинит и почти или совсем в ней отсутствует свободный глинозем. В этих случаях говорят о «слабоферралитных» почвах. Для того чтобы подчеркнуть парагенезис железа и каолинита, было бы правильнее говорить о «феррисиллитовых» почвах, согласно старому термину Паллманна [Pallmann, 1947], но этот термин часто используется в ином смысле. Поэтому возникают затруднения, обусловленные необходимостью фиксировать наше внимание: а) либо на присутствии железа и свободного глинозема (тогда почвы с гетитом и каолинитом являются не ферралитными, а феррисиллитными, в этимологическом значении этого термина); б) либо на высвобождении железа и глинозема из кристаллической решетки силикатов (тогда почвы с гетитом и каолинитом являются действительно ферралитными).

В самом деле, глинозем высвобождается из силикатов не частично, а полностью, и затем входит в кристаллическую решетку каолинита. Высвобожденный глинозем является уже не свободным, а силикатным. Поэтому выбор термина зависит как от того, на каком явлении мы фиксируем внимание, так и от увеличения и изменения наших знаний о нем. Существующая терминология еще будет меняться. Мы пока будем придерживаться термина «латеритизация».

В основании профиля действует сложный механизм выветривания. Здесь развивается гидролиз и вследствие массового высвобождения ионов Са и Mg из материнской породы возникают щелочные условия. Создается благоприятная обстановка для формирования трехслойных минералов (иллита, хлорита, монтмориллонита) [Millot, 1949a, б, в]. Эти минералы отмечаются в основании профиля многими авторами. Капдекомм и Кульбицкий [Capdecombe, Kulbicki, 1954] обнаружили монтмориллонит в основании коры выветривания базальтов Тье в Сенегале; Кайер, Энен и Биро [Caillère, Hénin, Birot, 1957; Birot, Caillère, Hénin, 1959] — в основании коры выветривания на многих, нередко основных породах Гвианы, Бразилии и о. Мадагаскар; Сегалай [Ségalen, 1957] — на базальтах о. Мадагаскар; Гастюш и де Кимп [Gastuche, de Kimpe, 1961] — на базальтах Конго (Браззавиль). Кроме того, Бонифа [Bonifas, 1959] описал хлорит из «пряников» на долеритах и монтмориллонит в основании профиля выветривания на перидотитах в Конакри. Наконец, Ленёф [Leneuf, 1959] обнаружил спорадическое присутствие гидрослюд и монтмориллонита в основании профиля на слабо дренируемых гранитах Берега Слоновой Кости.

Эти немногочисленные факты имеют важное значение. Мы их приводим, так как они способствуют выяснению основных изучаемых нами процессов. Следует, однако, признать, что эти продукты выветривания удается обнаружить лишь изредка и в большинстве случаев они недолговечны. Микроскопический анализ силикатов, в частности полевых шпатов, позволяет вскрыть основную закономерность — замещение минералов гиббситом и каолинитом в сочетании с гидроокислами железа. Таковы главнейшие новообразования, возникающие при латеритизации в тропическом влажном климате.

Педро [Pédro, 1958, 1961] на установке для длительного выщелачивания попытался воспроизвести условия, близкие к обстановке латеритизации. Образцы базальта и гранита на  $\frac{2}{3}$  погружались в воду, а их верхняя треть оставалась сухой. Выщелачивание производилось горячей водой (70° С) в нейтральной обстановке. Базальт во влажной атмосфере превращался в красноцветный материал типа «пряника». Сравнение свежей и выветрелой породы можно проводить методом равных объемов [Millot, Bonifas, 1955]: 80% базальта было разрушено, причем 60% удалялось в растворах. Кремнезем, щелочи, щелочноземельные элементы и частично глинозем выносились, железо оставалось неподвижным. Продукты выветривания включали бёмит, гиббсит, гематит и гетит. Так же как и при естественной ферраллитизации, при искусственном выветривании гранита накапливались гидроокислы железа и алюминия.

В работе Корренса [Korrens, 1961] по выветриванию приводятся результаты экспериментов по длительному выщелачиванию (при pH = 7) частиц каолинита и монтмориллонита размером менее 1 мк. Растворимость кремнезема для каолинита в 10, а для монтмориллонита в 200 раз превосходила растворимость глинозема. Это следует из кривых растворимости и представляет собой экспериментальное воспроизведение начальных стадий бокситизации.

**Л а т е р и т н ы е к и р а с ы.** Выше было показано, что образование кирас не связано с климатическими условиями или с латеритным профилем, однако в нем оно развивается часто и интенсивно. Мы уже видели с какой легкостью путем окисления и гидролиза в различных климатических условиях происходит высвобождение железа из магнезиально-железистых минералов. В тропическом влажном климате наблюдается полное высвобождение железа из силикатов, которые нацело гидролизуются. Изучение миграции железа в почвах служит предметом многочисленных исследований. Обширная

библиография приводится в целом ряде работ [Reifenberg, 1947; Bétremieux, 1951; Bloomfield, 1955; Maignien, 1958; Lossaint, 1959]. Ниже перечисляются основные результаты проведенных исследований.

1. Трехвалентное железо почти нерастворимо при значениях рН, свойственных тропическим почвам.

2. Двухвалентное железо обладает заметной растворимостью, сохраняющейся в восстановительных условиях, т. е. в присутствии органического материала — восстановителя.

3. Двух- и трехвалентные ионы железа могут в сочетании с кремнеземом входить в ферро- и феррисиликатные водорастворимые комплексы.

4. Биологические явления, способствующие разрушению органического материала, играют важнейшую роль в миграции железа. Микроорганизмы обуславливают восстановление трехвалентного железа. Остаточные продукты ферментации способствуют образованию псевдорастворимых комплексов.

Начиная с момента, когда железо переходит в раствор или псевдоразтвор, оно мигрирует с почвенными водами. Миграция контролируется силой тяжести и происходит прежде всего путем фильтрации дождевых вод вниз по профилю. Вода быстро достигает водоносного горизонта, после чего, как показывают пьезометрические карты, начинается ее медленное движение к зонам разгрузки. Растворенные в воде продукты мигрируют до тех пор, пока сохраняются условия, обеспечивающие стабильность раствора.

Основным механизмом, вызывающим осаждение железа, транспортируемого подземными водами, является окисление. Это положение очевидно для свободных двухвалентных ионов железа. Но окислению подвергаются и железоорганические комплексы. Железо, лишенное защиты, окисляется и осаждается. Окисление железа происходит при приближении подземных вод к земной поверхности, в зоне разгрузки грунтовых вод, при фильтрации через грубозернистые породы и через пористые или кавернозные более древние кирасы, при исчезновении лесного покрова и отсутствии питания органическим материалом, обуславливающим появление органоминеральных комплексов, при усилении естественного дренирования в связи с возрастающей аэрацией фильтрующихся вод. Эти явления имеют сезонный характер: в течение влажного сезона происходит растворение и вынос железа, с наступлением сухого сезона наблюдается массовое осаждение его в зоне разгрузки подземных вод. Этим объясняется, в частности, отсутствие кирас в постоянно увлажненных профилях экваториальной зоны: выщелачивание преобладает здесь над осаждением. Напротив, в тропической зоне сезонные явления обуславливают периодическое осаждение железа, переносимого подземными водами, и возникновение кирас.

В поверхностных условиях происходит литификация панцирных горизонтов, которую легко наблюдать в образцах из кирасы, оставленных на открытом воздухе, а также в выемках железных дорог. Литификация захватывает слой в несколько сантиметров. Механизм этого явления мало изучен. При высушивании возникают железистые пленки, цементирующие породу. С течением времени наблюдается чередование высушивания и увлажнения, вызывающие некоторое растворение, а затем кристаллизацию цемента. Определенную роль может играть также миграция по капиллярам под влиянием испарения.

Литифицированные естественные кирасы обладают значительно большей мощностью, достигающей иногда нескольких метров. Они обнажаются вследствие эрозионных процессов достаточно медленно: история выведенных на поверхность кирас может насчитывать тысячи и миллионы лет. Травяной

покров, сменяющий лес, способен вновь обеспечить поступление органических продуктов, растворение и миграцию железа верхнего слоя. Это железо заполняет поровое пространство нижележащих горизонтов. В хорошо выраженных кирасах наблюдается значительное уплотнение, и порода приобретает характерный облик — становится плотной, черной, шлаковидной.

Выведенные на поверхность кирасы, как правило, недолговечны. Некоторое уплотнение в обнажениях обуславливает временную устойчивость этих образований, но постепенно начинается медленная деградация, приводящая в конечном итоге к их исчезновению. «Бронированный» рельеф суданских пейзажей — лишь реликт древних кирас. Механическое разрушение их происходит в бортах долин. При обрушении части кирасы возникают осыпи и склоны покрываются обломками латеритного материала. На кирасах иногда появляется растительность, которая преобразует почвы. Они вновь становятся проницаемыми для органического материала, обладающего способностью восстанавливать железо и давать с ним комплексные

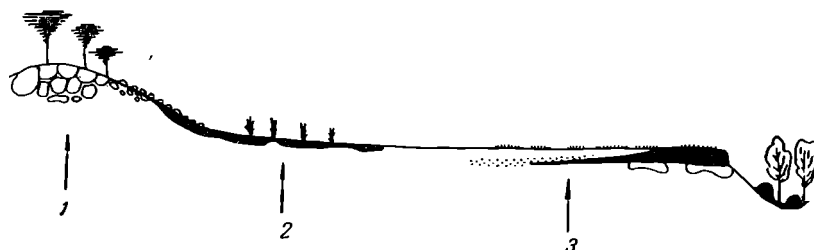


Рис. 13. Последовательность почв, включающая вскрытую эрозией кирасу (1), коллювиальную кирасу (2) и кирасу в бортовой части оврага (3). Окрестности Лабе, Гвинея (Maignien, 1958).

соединения. Поровое пространство шлаковидного или кавернозного панцирного горизонта увеличивается, и в конечном итоге могут возникать крупные полости и может происходить обрушение породы. Механическое воздействие сопровождается химическим.

В кирасах концентрируются преимущественно окислы железа, алюминия, иногда марганца. Удаление этих окислов при выщелачивании происходит с различной скоростью. Быстрее всего удаляется марганец, затем железо и, наконец, алюминий, подвижность которого весьма ограничена. Поэтому при выщелачивании кирасы смешанного состава происходит его обеднение железом и обогащение алюминием. Как мы увидим дальше, выветривание развивается в направлении бокситизации.

Некоторая часть окислов железа выносится в реки, однако основная их масса перемещается подземными водами в конусах выноса, осыпях, террасах, аллювиальных покровах. Сезонные изменения, благоприятствующие возникновению кирас, придают этим перемещениям ритмичный характер. При нисходящем движении железо задерживается в новых панцирных горизонтах, затем вновь высвобождается, чтобы задержаться несколько дальше и т. д. Так возникает последовательность кирас на склонах террас и на равнине. Этим объясняется постоянное поступление в латеритный профиль «свежего железа», привносимого в процессе боковой миграции. Это железо является лишь относительно свежим, поскольку оно перемещается от точки к точке при медленном гравитационном движении [Maignien, 1958]. На рис. 13—15 лучше чем в любых описаниях показаны различные этапы образования и смены кирас.

В работе Меньяна [Maignien, 1958] показано, насколько «цепким» является железо в латеритном пейзаже в течение всей своей длительной истории. Значительная часть африканских кирас возникла в начале третичного периода, а может быть и в верхнемеловую эпоху. Часть железа, высвобожденного десятки миллионов лет назад, продолжает свое постепенное движение с вытекающими отсюда опасными для растительности и сельского хозяйства последствиями.

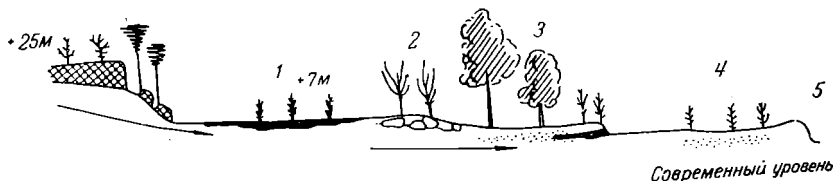


Рис. 14. Последовательность почв в окрестностях Канкана, долина р. Мило, Зап. Африка. Три террасы современной аллювиальной равнины с кирасами и железистыми стяжениями.

1 — впадина; 2 — частично обрушивающаяся кираса; 3 — формирующаяся кираса; 4 — пойма; 5 — р. Мило (Maignien, 1958).

Латеритный пейзаж представляет, таким образом, подобие гигантского амфитеатра, в котором железо перемещается со ступени на ступень, временно задерживаясь в неустойчивых кирасах, а затем вновь кратковременно высвобождаясь. Мигрирующее железо поступает как из расположенных выше кирас, в которых оно аккумулировалось ранее, так и при латеритизации, высвобождающей новые порции окислов по пути следования растворов. К первоначальным запасам присоединяется ювенильное железо, поступающее при гидролизе. Все это приводит к обеднению железом возвышенностей и повсеместной цементации пород, расположенных в депрессиях,

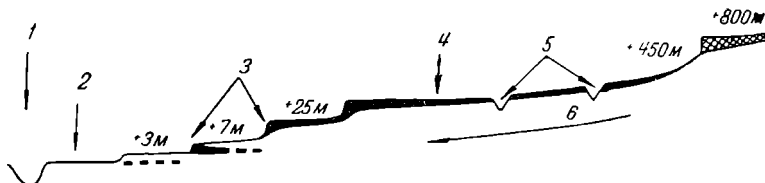


Рис. 15. Последовательность почв в окрестностях Канкана, долина р. Мило, Зап. Африка. Рыхлые поверхностные горизонты частично эродированы (Maignien, 1958).

1 — р. Мило; 2 — аллювиальная равнина; 3 — террасы; 4 — склон долины; 5 — овраги; 6 — направление миграции железа.

до тех пор пока не изменятся условия эрозии или тектоническая обстановка. Опускание базиса эрозии дает новый толчок этой непрекращающейся миграции.

Бокситы называются кирасы, обладающие промышленными концентрациями глинозема. Последние могут возникнуть в природе разнообразными путями. По этому вопросу существует обширная литература и в последнее десятилетие много сделано для выяснения возможных механизмов бокситизации.

Поскольку рассмотрение генезиса бокситов выходит за рамки настоящей работы, мы ограничимся лишь схематическим изложением этого

важного предмета, о котором в среде геологов нередко существуют ошибочные представления. Возникновение месторождений бокситов происходит четырьмя различными способами.

1. *Непосредственное возникновение: материнская порода — боксит.* Для этого необходимы материнская порода, богатая глиноземом, и выветривание с непосредственным переходом силикатов в глинозем. Мы знаем, что это явление развивается в процессе латеритного выветривания при выщелачивании в условиях хорошего дренирования выше уровня грунтовых вод. Лучшим примером этого является преобразование в бокситы нефелиновых сиенитов островов де Лос (Гвинея) [Lacroix, 1913; Millot, Bonifas, 1955; Bonifas, 1959]. Нефелиновые сиениты непосредственно преобразуются в «пемзу», минералогическое изучение которой свидетельствует о замещении полевых шпатов гиббситом с сохранением структуры породы, что обуславливает прямой переход сиенита в скопление глинозема (фото табл. III — см. в конце книги). Выше по профилю эта «пемза» переработана и обладает

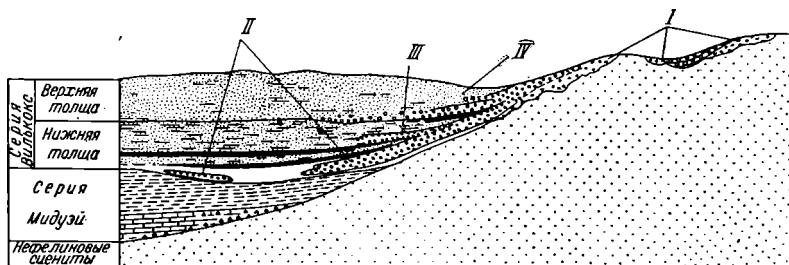


Рис. 16. Схематический разрез через основные типы бокситовых месторождений Арканзаса (Gordon, Tracey, 1952).

I — остаточные месторождения на нефелиновых сиенитах; II — коллювиальные толщи в основании нижней пачки; III — слоистые толщи в средней части нижней пачки; IV — конгломераты в основании верхней пачки.

конкреционной, оолитовой и брекчиевидной текстурой. Это бокситовая кираса. Изучение методом равных объемов показало, что уже на ранних стадиях выветривания происходит вынос железа, достаточный для возникновения руд с высоким содержанием глинозема.

Аналогичный пример известен для месторождений Арканзаса. Речь идет о типе I, описанном Гордоном и Треси [Gordon, Tracey, 1952]. Возникшая в дальнейшем каолинизация нижних горизонтов делает современную картину менее наглядной (рис. 16).

2. *Возникновение косвенным путем: материнская порода → продукты выветривания → боксит.* В этом случае между материнской породой и конечным бокситом существует промежуточный этап, на котором возникают продукты выветривания. Они представлены главным образом каолинитом и его обычными спутниками — гиббситом и гегитом. В зависимости от того, являются ли продукты выветривания автохтонными или аллохтонными, возникают два типа месторождений.

Прекрасным примером месторождений этого типа является месторождение Ямайки [Zans, 1952; Zans, Lemoine, Roch, 1951]. Подстилающие породы представлены пирокластическими породами андезитового состава, достигающими значительной мощности, выше которых залегают закарстованные известняки. Ниже уровня грунтовых вод наблюдается каолиновое выветривание вулканических пеплов; выше этого уровня те же порошкообразные

продукты преобразованы в бокситы. Если подстилающие породы не сложены закарстованными известняками, преобразования в бокситы не происходит из-за плохого дренирования. Здесь сохраняются неизменные каолиновые продукты.

Сифферман [Sifferman, 1959] выявил различные стадии выветривания базальтов Камеруна. Он отмечал, что здесь наблюдается каолиновое выветривание, но в тех случаях, когда формируется достаточно мощный профиль, в его верхних частях происходит периодическое осушение, появление и развитие гиббсита. В нижних горизонтах профиля материнской породой для каолинита является базальт, а в верхних слоях исходным материалом, по которому развивается гиббсит, служит каолинит.

При косвенном аллохтонном происхождении действует тот же механизм, что и при автохтонном, но наблюдается переотложение каолиновых продуктов выветривания. Хорошим примером данного способа образования являются месторождения Арканзаса, описанные под названием тип II Гордоном и Треси [Gordon, Tracey, 1952]. В этом районе продукты выветривания нефелинового сиенита перенесены в зону подножий: это аллювиальные каолиновые и бокситовые отложения, претерпевшие бокситизацию с образованием зоны высвобождения глинозема и зоны конкреций, т. е. кирасы (рис. 16).

При описании залежей бокситов Франции и Центральной Европы необходимо различать авто- и аллохтонные месторождения. Мастерское описание этих месторождений сделано Лаппараном [Lapparent, 1930a, б], вскрывшим связь между бокситами Южной Франции и явлением латеритизации. В ряде работ других авторов [Weisse, 1948; Bonte, 1958; Bardossy, 1958, 1959, 1961] уточняется механизм образования бокситов. В течение тропических периодов мелового времени в пределах воздымавшихся областей преобладало выветривание хорошо дренируемых закарстованных пород. Материал изменялся на месте, однако, наблюдалась тенденция к перемещению его в зоны, лишенные карста, где продолжалась геохимическая эволюция продуктов выветривания.

Поэтому в современных месторождениях автохтонные и параавтохтонные продукты располагаются рядом или залегают совместно. Эти преимущественно глинистые образования возникли при выщелачивании в условиях хорошего дренирования. Они залегают выше уровня карстовых вод. Свой современный облик бокситы приобрели после высвобождения глинозема, его дальнейшей переработки, образования конкреций. Большая часть залежей бокситов имеет косвенное происхождение и является результатом двойной эволюции: выветривания материнской породы в латеритные продукты с преобладанием каолинита, а затем выветривания каолинового материала в боксит. Важно помнить, что каолиновые глины, образующиеся на начальных стадиях латеритизации, на достаточно сложном втором этапе, известном под названием бокситизация, играют роль материнских пород.

*3. Возникновение бокситов путем дифференциального выщелачивания. Эволюция кирас смешанного состава.* Для описанного выше механизма возникновения бокситов весьма важным является достаточно интенсивное удаление железа, вследствие чего образующаяся промышленная руда в достаточной мере обеднена этим элементом. Высокое содержание алюминия в нефелиновых сиенитах, каолиновых продуктах выветривания и в элювии известняков обеспечивает уже на начальных этапах преобладание глинозема, усиливающееся при дальнейшем выщелачивании.

Однако, как мы видели, в некоторых случаях продукты выветривания и кирасы имеют смешанный состав: гетит, гиббсит, каолинит. В частности,

такая картина характерна для основных пород, которые содержат много железа, обогащающего латеритовые продукты. Хотя железо обладает значительно большей миграционной способностью, чем глинозем, оно все еще доминирует в кирасах.

Эволюция кирас может привести к возникновению залежей бокситов путем относительного обогащения алюминием или дифференциального выщелачивания. Мы уже видели, что в эродированных и выведенных на поверхность кирасах выщелачиваются преимущественно железо и марганец. Древняя кираса, господствующая в латеритном ландшафте, с течением геологического времени обогащается глиноземом. Поэтому в Центральной Гвинее содержание глинозема в кирасах плоскогорий тем выше, чем выше их абсолютная отметка, и залежи бокситов связаны с наиболее древними и высоко поднятыми поверхностями. Гвинейские «бове» представляют собой плато, сложенные бокситами, из которых выщелочено железо. Это железо частично задерживается в бортовой обрывистой части мощных кирас, однако в основной массе оно сносится вниз и удаляется.

Мы особенно тщательно рассмотрели последний этап формирования бокситов. Вопрос о том, прямо или косвенно происходит высвобождение глинозема, интересен для каждого месторождения, но является второстепенным с точки зрения конечного результата.

4. *Возникновение бокситовых залежей путем переотложения.* Древние кирасы и месторождения бокситов эродированы и образующий их материал переносится на значительные расстояния. Возникают конгломераты, гравелиты и песчаники. В качестве примера приведем месторождения Арканзаса, описанные Гордоном и Треси как тип III [Gordon, Tracey, 1952]. Тип III представлен косослоистыми породами, сложенными гравием, пизолитами и песчаными зернами боксита. Тип IV имеет конгломератовидный облик (рис. 16). Такое же месторождение описано Дарсом [Dars, 1960] в М'Пебугу, Судан (Мали). Порода представляет собой цементированный конгломерат, состоящий из крупных шаровидных обломков боксита. Она частично использовалась при строительстве плотины Маркала на Нигере.

Объем переотложенных бокситов может быть значительным. Эти бокситы могут помочь при поисках питавших их автохтонных месторождений, если последние не были полностью разрушены.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В конце главы, посвященной глинистым минералам кор выветривания и почв, целесообразно сформулировать некоторые основные выводы, вытекающие из рассмотренного выше материала.

1. Можно противопоставлять два важнейших типа выветривания.

Первый — преимущественно физическое выветривание. При этом возникает обломочный материал, представляющий результат дезагрегации материнских пород. Этот тип выветривания характерен для холодного или сухого климата, поскольку в обоих случаях не развивается гидролиз. Такой тип выветривания характерен и для воздымающихся горных цепей, там, где скорость эрозии многократно превосходит скорость химического выветривания или почвообразования.

Второй тип — преимущественно химическое выветривание. Оно развивается довольно слабо в умеренных, средиземноморских или субтропических странах, а наиболее интенсивно — в тропической влажной зоне. Сочетание физической дезагрегации и химического воздействия обеспечивает

растворение, преобразование и новообразование минералов. Участвующий в седиментации обломочный материал изменяется также при почвообразовании.

2. Осадочный материал, возникающий при выветривании, переносится транспортирующими агентами. С генетической точки зрения можно различить целый ряд продуктов выветривания. Но мы ограничимся лишь силикатами, являющимися объектом нашего изучения.

А. Остаточные силикаты, инертные и неизменные обломки материнских пород: кварц, полевопшпатовый шпат.

Б. Преобразованные силикаты, продукты выветривания слоистых силикатов материнских пород, по которым образуются новые слоистые силикаты: вермикулит, смешаннослойные образования.

В. Коллоидальные продукты, обломки скелета силикатов или малоизученные, возможно кратковременно существующие коллоидальные гидроксиды.

Г. Новообразованные силикаты коры выветривания и почв: иллит и хлорит (выветривание силикатов), монтмориллонит, каолинит.

Д. Растворенные элементы (кремний, алюминий, железо, магний, кальций, калий и натрий), способные переходить в раствор в пропорциях, изменяющихся в различных климатических условиях.

3. При выветривании и почвообразовании возникают три типа глинистых минералов, принимающих участие в осадочном процессе: *глинистые минералы, унаследованные от материнских пород; глинистые минералы, преобразованные при умеренном выветривании; глинистые минералы, новообразованные при почвообразовании.*

Судьба этих глин после их переотложения и судьба ионов, вынесенных в растворах, будет прослежена при изучении осадков.

### **ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Осадконакопление на континенте происходит в воздушной, водной среде или связано с деятельностью ледников. Описание первого и третьего случая не представляет затруднений, более сложной является вторая группа. Осадконакопление в водной среде можно рассматривать в географическом и химическом аспектах. С географической точки зрения осадкообразование в водной среде происходит в реках и эстуариях. Не все реки и потоки впадают в морской бассейн, многие из них как в настоящем, так и в прошлом впадали во внутренние бассейны, образуя конусы выноса, комплексы подножий и озерные отложения равнин, занимающие обширные площади.

С химической точки зрения континентальные воды обнаруживают исключительное разнообразие. Мы столкнемся с кислыми, основными пресными, солеными водами и всеми промежуточными типами. Распределение этих «химических фаций» достаточно сложно. Имеются районы, в которых химическая характеристика потока почти неизменна на всем его протяжении вплоть до впадения в море. Однако иногда наблюдаются и изменения химического состава воды. Пресные воды горных рек могут, достигнув равнины, вследствие концентрирования растворенных в них солей при испарении превратиться в соленые или пересыщенные солью воды. Химическая характеристика вод различна не только для разных геологических эпох, когда она меняется с изменением климата. Она изменяется также в различных точках ландшафта в зависимости от условий питания и испарения.

#### **ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

Ледниковые глины Фенноскандии изучались весьма тщательно. Они образуют значительные скопления, главным образом в четвертичных отложениях фиордов, вдоль которых сосредоточено основное население. С этими глинами связаны инженерные проблемы устойчивости сооружений, водопроводов, эрозии труб. Глинистые породы, залегающие в виде линз среди ледниково-аллювиально-морских отложений, еще и сейчас насыщены водой. В работе Коллини [Collini, 1956] содержится обзор исследований, посвященных этим глинистым толщам.

Ледниковые глины состоят из иллита с примесью хлорита [Collini, 1950; Soveri, 1950]. Для того чтобы объяснить возникновение столь значительных толщ глин, скандинавскими геологами были предложены три гипотезы. Согласно первой глины формировались за счет транспортируемых ледником продуктов выветривания, тонкая фракция которых осаждалась преимуще-

ственно в фьордах. Однако, как подчеркнул Розенквист [Rosenquist, 1955, 1961], возникновение крупных скоплений глин, достигающих, по его подсчетам, для Скандинавии  $10^{12}$  м<sup>3</sup>, должно было сопровождаться образованием еще больших количеств песка и алеврита, отсутствующих в районе.

Для объяснения этого противоречия высказывались два предположения. Розенквист [Rosenquist, 1955] предполагал, что иллит образовался из продуктов ледникового выветривания кристаллических пород. Эти продукты, изученные в свое время Таммом [Tamm, 1924], включают растворимые вещества и обломки силикатов, возникающих при интенсивном дроблении пород. В 1961 г. Розенквист [Rosenquist, 1961] высказал предположение о влиянии доледникового выветривания, при котором по силикатам могли возникнуть деградированные слюды и даже монтмориллонит. Из этих деградированных продуктов в морской воде, возможно, формировались смешаннослойные образования, а затем и господствующий в глинах иллит. Мы сталкиваемся здесь с локальным проявлением рассмотренного ниже цикла деградация — агрегация.

Другие авторы и сам Коллини [Collini, 1956] полагают, что столь значительные количества глинистого материала не могли возникнуть при выветривании континента, сложенного преимущественно сланцевато-кристаллическими и кристаллическими породами. Они считают, что четвертичные скандинавские глины образовались при эрозии мезозойских третичных осадочных толщ, полностью переработанных ледником и исчезнувших к настоящему времени.

Таким образом, скандинавские глины могли возникнуть двумя путями: путем *химической эволюции или механического переотложения*. Специфические условия залегания этих глин, весьма богатых слоистыми силикатами, по сравнению со значительно более грубой и гетерогенной мореной, не позволяют в настоящее время окончательно решить вопрос об их генезисе.

**М о р е н ы Е в р о п ы и А м е р и к и.** Английские тиллиты района Кембриджа были изучены Перрином [Perrin, 1957]. Глины тиллитов состоят преимущественно из иллита с незначительной примесью монтмориллонита или каолинита, в зависимости от того, какие — юрские или меловые — отложения разрушались древними ледниками. Это позволяет восстановить направление движения льда.

Французские ленточные глины, возникшие в древнем ледниковом оз. Эйбан [Sarrot-Reynaud, 1953], состоят преимущественно из иллита. Лафон, Ривьер и Верне [Lafond, Rivière, Vernhet, 1961] изучили глины ледниковых озер и морен Альп и Пиринеев. Во всех изученных случаях глины состояли из иллита и подчиненного количества хлорита, поступавших непосредственно из областей питания.

Ледниковые осадки Швейцарии, как показал Верне [Verne, 1959], образованы иллитом, преобладающим над хлоритом, и смешаннослойным хлорит-монтмориллонитом.

Канадские тиллиты и связанные с ними отложения, как например, ленточные глины, состоят, по данным Аллена и Джонса [Allens, Johns, 1960], из иллита, хлорита и вермикулита. Присутствие последнего свидетельствует об умеренном выветривании, свойственном влажному климату.

Подавляющая часть тонкой фракции тиллитов Миннесоты, по данным Арнемена и Райта [Arneman, Wright, 1959], представлена кварцем и полевыми шпатами. Собственно глинистая фракция возникла при выветривании в межледниковое время и поступала из древних доледниковых отложений.

Таким образом, в ледниковых отложениях преобладают иллит и в меньшей степени хлорит. Для ледниково-морских отложений Скандинавии

остается открытым вопрос о возможной эволюции *продуктов выветривания* силикатных пород с новообразованием иллита в морских условиях.

В целом для ледниковых континентальных отложений необходимо учитывать одновременное влияние: а) древних исчезнувших глинистых образований, возможных источников питания морен; б) древних доледниковых и межледниковых плащей выветривания, в которых, возможно, развивались иллит (серицитизация полевых шпатов) и иногда вермикулит и монтмориллонит; в) а также физического характера выветривания, доминирующего в условиях доледникового климата, в связи с чем возникали обычно иллит и хлорит.

## ЗОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Лё с с ы. Глинистая фракция лёссов является предметом довольно многочисленных исследований. Лёссы Ганновера изучались Шредером [Schroeder, 1955], обнаружившим в глинистой фракции иллит и смешанно-слоистый иллит-монтмориллонит. Свайнфорд и Фрай [Swineford, Frye, 1955] сравнили лёссы Канзаса и Западной Европы. Глинистая фракция лёссов Канзаса представлена монтмориллонитом, что объясняется присутствием здесь обильных вулканических продуктов. Напротив, в Европе преобладающими минералами являются иллит, хлорит и смешанно-слоистые образования, а каолинит и монтмориллонит присутствуют в подчиненных количествах. Кайер и Малышев [Caillère, Malysheff, 1957] обнаружили в Парижском бассейне преобладание иллита и незначительную примесь каолинита и монтмориллонита. Милло, Камес, Вернер и Рот [Millot, Camez, Wernert, 1957; Camez, Roth, 1957; Camez, 1962] встретили в лёссах Эльзаса равные количества хлорита и иллита, что, возможно, обусловлено влиянием альпийских морен, питавших эоловую седиментацию. Хлорит частично представлен собственно хлоритом, частично смешанно-слоистым хлорит-монтмориллонитом.

Важно отметить, что при преобразовании лёссов в лехмы может меняться состав глинистой фракции. В Эльзасе наблюдается деградация и исчезновение из верхних горизонтов профиля хлоритов и связанных с ним смешанно-слоистых минералов, в связи с чем здесь начинает преобладать иллит. Это один из примеров, свидетельствующих об относительной нестойкости хлорита и иллита [Camez, 1960]. Выветривание лёссов Висконсина (США) изучалось многими авторами [Beavers и др., 1955; Jackson, 1959; Glenn и др., 1960], отмечавшими деградацию иллитов и хлоритов в смешанно-слоистых с вермикулитом, в вермикулит, затем в монтмориллонит. Выветривание лёссов Висконсина зашло значительно дальше, чем в Эльзасе.

Глинистая фракция лёссов весьма изменчива, что обусловлено по крайней мере тремя причинами.

1. Лёссы возникают из эоловой пыли. Питающие их провинции весьма разнообразны. Если справедливо предположение Брейя о том, что источником британских лёссов служил материал огромных пляжей, сформировавшихся при регрессии моря в ледниковом периоде, то состав этих лёссов должен отличаться как от состава лёссов, возникавших на периферии крупных современных моренных ландшафтов, так и от состава лёссов, сформировавшихся на обширных равнинах с обильным пирокластическим материалом, поставлявшим монтмориллонитовую пыль.

2. Характер поверхностного выветривания лёссов в лехмы зависит от состава глинистых минералов. Хлорит и монтмориллонит выщелачиваемых почв являются значительно менее устойчивыми, чем иллит. Поэтому состав

лессов различных районов мира зависит и от степени их изменений в результате поверхностного выветривания.

3. Данные, которыми мы располагаем сегодня, были собраны тогда, когда разрабатывались и совершенствовались методы диагностики смешанно-стойких образований. Результаты, полученные различными методами, не всегда удается сопоставить, и поэтому имеющиеся определения должны использоваться с осторожностью.

«Феш-феш» Феццаны (Восточная Сахара). Под названием «феш-феш» в Сахаре понимаются эоловые образования, равномерно распределенные по поверхности почв, особенно в депрессиях, и не образующие дюн. Мюллер-Фега [Muller-Feuga, 1952] собрал образцы из разнообразных «феш-феш». Проведенное изучение их показало, что глинистая фракция отражает состав пород, обнажающихся в прилегающих районах. Вблизи обнажений пород нубийского возраста эти образования сложены каолинитом, там, где развиты меловые толщи, — иллитом. Поскольку несмотря на различие климатических условий «феш-феш» обладают значительным сходством с лессами, полученные данные лишней раз подтверждают правильность выводов, сделанных для лессов. Каёе [Cailleux, 1961] обратил наше внимание на идентичность гранулометрического состава лессов и эоловой пыли, собранной в районе Красного моря.

Приведенные данные несомненно свидетельствуют о том, что глинистая фракция современных и ископаемых эоловых отложений имеет чисто механическое происхождение и унаследована из областей питания.

#### ОТЛОЖЕНИЯ РЕК И ЭСТУАРИЕВ

Глинистые минералы речных отложений. Холмс и Хирн [Holms, Hearn, 1942] изучали глинистые минералы, переносимые Миссисипи и ее притоками. Были обнаружены широко распространенные минералы, соотношения которых различались в восточных, западных притоках и в самой Миссисипи. Удалось показать, что состав глинистых минералов отражает изменения в составе почв питающих бассейнов. Милло [Millot, 1953] обнаружил, что транспортируемые реками глинистые минералы отражают либо состав материнских пород, либо состав почв питающих областей.

Уэд Себу, река в прибрежной полосе Марокко, пересекает область, сложенную мощными серыми эоценовыми мергелями. Состав и соотношение глинистых минералов в этих мергелях и в современных аллювиальных отложениях в устьевой части реки совершенно идентичны.

Средний Нигер в Судане переносит бурую муть, состоящую преимущественно из каолинита и поступающего из пересекаемых рекой районов с развитой латеритизацией, для которых характерно присутствие каолинита.

В верхнем течении Дюрансы во Франции среди переносимых рекой продуктов преобладает ассоциация иллит-хлорит, отражающая состав сланцев, развитых в области питания. В нижнем течении реки, протекающей через район «черных земель» Амбрюне, появляется также и каолинит, присутствующий в черных мезозойских мергелях.

Лафон [Lafond, 1961] исследовал илы, отлагавшиеся вдоль русла р. Вилены в южной прибрежной части Бретани. В глинистой фракции обнаружены иллит, каолинит, хлорит и пирофиллит. Эти минералы поступали из почв и пород областей питания. В частности, пирофиллит связан с девонскими сланцами. В эстуарии встречены другие глинистые минералы, принесенные морем. Пакхем, Роземан и Мидгли [Packham, Roseman, Midgley, 1961] изучали взвесь из восьми рек Англии. Ими были обнаружены

разнообразные глинистые минералы в сочетании с кварцем и кальцитом. Соотношения и природа этих минералов отражают состав геологических формаций, пересекаемых реками.

Глинистые минералы эстуариев. Таггарт и Кайзер [Taggart, Kaiser, 1960] исследовали глинистые минералы, транспортируемые Миссисипи и Ред-Ривер. Их состав оказался различным. Взвешенный материал Миссисипи содержал монтмориллонит, а Ред-Ривер, дренирующая восточные районы, переносила каолинит. Каких-либо различий между глинистыми минералами русловых и дельтовых отложений установить не удалось. Полученные результаты противоречат данным некоторых авторов [Johns, Grim, 1958; Milne, Early, 1958], рассмотренным ниже при описании современных морских отложений. Этим авторам удалось выяснить эволюцию слоистых силикатов, перенесенных Миссисипи и соседними реками, после отложения минералов в соленой воде.

Пауэрс [Powers, 1954, 1957] также обнаружил изменение глинистой фракции в бухте Чизейпик в Мэриленде (в морской воде по сравнению с пресной). Здесь наблюдается, как будет показано в следующей главе, преобразование выветрелого иллита в хлорит. В 1959 г. Пауэрс пересмотрел данные, полученные для эстуария Джеймс Ривер на правом берегу бухты Чизейпик. Им установлено преобразование выветрелого иллита в хлорит через промежуточную смешаннослойную фазу состава иллита — вермикулит — хлорит. Иллит лучше окристаллизовывается вследствие фиксации калия при движении от речных отложений к осадкам эстуария и далее к морским осадкам. Улучшается окристаллизованность хлорита, что подтверждается данными термического исследования и химическим анализом. Установлена связь между химическим составом иловых вод, обменным комплексом глин и составом глинистых минералов. Механизм фиксации магния и трансформации минералов будет рассматриваться в гл. X (рис. 52 и 53).

Гриффин и Инграм [Griffin, Ingram, 1955] изучали глинистые минералы, принесенные в эстуарий р. Ньюз в Северной Каролине. Эти минералы были представлены каолинитом, иллитом, хлоритом и монтмориллонитом, а также аморфным или слабокристаллизованным материалом, количество которого возрастало при движении от истоков к устью и достигало иногда 50%. По мере продвижения в глубь эстуария возрастало количество хлорита по сравнению с каолинитом и иллита по сравнению с каолинитом и хлоритом. Это явление объясняется автором и как результат эволюции минералов или аморфных продуктов. Мы находим здесь указание на направление преобразований глинистых минералов и (или) возникновение новообразований.

Нельсон [Nelson, 1958], используя наиболее точные методы анализа, исследовал глины, отлагавшиеся в русле и в эстуарии р. Раппаханнок в Виргинии. Он обнаружил в них смесь каолинита, иллита, неупорядоченного иллита, диоктаэдрического вермикулита, монтмориллонита 12 и 14,2 Å, хлорита, полевых шпатов и кварца. Вниз по течению реки и до окончания эстуария в глинистой фракции наблюдаются некоторые изменения. Улучшается степень совершенства структуры иллита и возрастает его количество. Содержание неупорядоченного иллита падает. Количество вермикулита остается постоянным, содержание монтмориллонита уменьшается, появляется хлорит. Изменение состава глинистой фракции можно было бы объяснить эволюцией слоистых силикатов при переходе из пресной воды в морскую воду. Однако, учитывая важность проблемы, необходима дальнейшая про-

верка. Наблюдающиеся изменения могут быть обусловлены дополнительным боковым питанием бассейна или условиями переноса и распределения осадков в эстуарии.

Глинистая фракция польдеров [Dekeyser, Hoebeke, van Keumeulen, 1955], являющихся «ископаемыми» эстуариями, была первоначально представлена слюдой, в процессе длительной эволюции преобразованной в иллит, а затем в монтмориллонит. Проблема осложняется влиянием на осадки польдеров процессов почвообразования.

**О т л о ж е н и я п о д н о ж и й.** Многие реки оставляют значительную часть своего твердого стока у «подножий гор». Это означает, что при выходе на равнину наблюдается резкое падение живой силы потока, оставляющего здесь значительную часть транспортируемого материала. Так возникают конусы выноса и комплексы предгорий.

Глинистый материал этих отложений отражает состав пород или почв областей питания. В тех случаях, когда наблюдается преимущественно физико-химическая эрозия, присутствуют иллит и хлорит — обычные продукты при разрушении возвышенностей.

В некоторых случаях климатические условия оказывают влияние на переотложенный материал. Например, влажный океанический климат в странах атлантического побережья способствует в настоящее время возникновению в предгорьях подзолистых почв.

Нами изучены многочисленные примеры обломочных континентальных отложений конца плиоцена и начала раннечетвертичного времени [Franc de Ferrière, Camez, Millot, 1959; Camez и др., 1960]. Это глинистые позднеплиоценовые осадки Форе-де-Шо и наносы долины Бресс (Ла Шапель Нод-ла-Солке). К ним относятся также древние аллювиальные отложения Аквитании, изученные в террасе Жера в Массебе и в Помпиньяке (Жиронда), и древние аллювиальные отложения в Сундгау в Эльзасе. Во всех изученных случаях основным минералом тонкой фракции обломочных формаций является вермикулит, связанный с материнской аллювиальной породой. Но если на ней развиваются почвы, вермикулит исчезает из профиля, что свидетельствует о переотложении древних почв с вермикулитом, сформировавшихся в течение дождливых и прохладных сезонов позднечетвертичного времени.

Проблема еще не решена полностью и требует дальнейших исследований. Однако создается впечатление, что в течение крупных четвертичных дождливых периодов в горных континентальных районах развивалось выветривание с образованием вермикулита, в то время как на протяжении других дождливых периодов возникали красноцветные продукты выветривания, количество которых возрастает в юго-западном направлении.

В заключение необходимо отметить следующее. Глинистые минералы, транспортируемые и отлагаемые реками, являются унаследованными от продуктов выветривания материнских пород и почв областей питания. При этом возникают весьма разнообразные ассоциации, всегда имеющие, однако, обломочное происхождение. Когда в ископаемых аллювиальных отложениях можно диагностировать характерные комплексы почвенных глинистых минералов, их иногда можно использовать для восстановления палеоклимата.

Проблема осадков эстуариев и судьба минералов, попавших в морскую среду, остаются до конца невыясненными. Для разрешения этих вопросов были выполнены тщательные исследования, причем изучались лишь эстуарии, не получавшие дополнительного питания от морских течений. Проведенные исследования показали существенные изменения состава глинистых

минералов при переходе от пресных вод к морской среде. Обусловлены ли эти изменения преобразованиями глинистых минералов или особенностями их разноса в бассейне, остается неизвестным. Эта проблема сохраняет свое значение при изучении современного морского осадконакопления, причем, как показывают приведенные выше примеры, нельзя сбрасывать со счета возможность трансформации глинистых минералов в морской среде.

### СИДЕРОЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ • (КОМПЛЕКСЫ ПОДНОЖИЙ)

Термин «сидеролитовый» предложен швейцарским геологом Турманном на собрании французского Геологического общества в Страсбурге в 1834 г. Этот термин был, несомненно, выбран потому, что описываемые образования обогащены железистыми почковидными скоплениями, корочками, пизолитами и конкрециями, имеющими иногда промышленное значение. Обычной формой железистых стяжений являются образования типа пизолитов. Однако многочисленные слои сидеролитового комплекса не содержат железа. Они состоят из прослоев белого песчаника, пластичной глины и иногда покрываются озерными известняками и кремненными породами. Все эти породы также относятся к сидеролитовой формации, хотя при взгляде на них это слово и не приходит в голову. Такой термин, однако, сохранился до наших дней, хотя и приобрел, как и слово «латерит», различные значения. Полагаем, что это традиционное название целесообразно использовать для обозначения совокупности формаций, изученных и следующим образом охарактеризованных Флери [Fleury, 1909]: «Под названием сидеролитовый понимают целую геологическую формацию, весьма специфическую и сложную, обладающую разнообразными внешними признаками, обычно характерную присутствием зернистых или пизолитовых железных руд, ..., составляющих, однако, лишь сравнительно небольшую часть отложений. Эти руды всегда тесно связаны, находятся в переслаивании или подчинены железистым глинам, железистым известковистым глинам, огнеупорным глинам, кремнистым песчаникам и даже известнякам». Как видно из приведенного определения, этот термин не слишком удачен, но в данном случае, как и во многих других, неточный термин обозначает явление, которое достаточно один раз увидеть, чтобы после этого распознавать его.

Сидеролитовые отложения во Франции когда-то интенсивно разрабатывались и, прежде всего, как месторождения «руд с высоким содержанием железа» — Верхняя Марна, Бери и др. В тех же месторождениях разрабатывались пластичные глины, или огнеупоры, для облицовки печей и песчаники для изготовления литейных форм.

Впервые Ван-ден-Брок [Van den Broeck, 1878] и Дьелафе [Dieulafait, 1884—1885] показали, что сидеролитовые образования связаны с деятельностью поверхностных вод. Мы читаем в работе Ван-ден-Брока [1878]: «Железистые пластичные глины, гидрат железа, зернистая железная руда являются остаточным продуктом, возникающим обычно при выветривании, растворении и конкрециеобразовании, гидрохимическом метаморфизме отложений, подвергшихся интенсивному выветриванию на месте». В работе Флери говорится, что «сидеролитовые образования возникают в течение двух крупных фаз:

---

\* Термин «сидеролитовые формации» в советской литературе не применяется. Ближе всего они, по-видимому, к железисто-оолитовым формациям. — *Ред.*

1. *Латеритная фаза*, в течение которой в специфических климатических условиях путем растворения и дезагрегации пород формируются сидеролитовые продукты по схеме, близкой к той, по которой в настоящее время формируются латериты тропических районов.

2. *Собственно сидеролитовая фаза*, характеризующая медленной переработкой первоначального материала инфильтрационными водами. Возникновение слоистости, формирование пизолитов, концентрация некоторых элементов — вот главные результаты этого процесса, происходящего «in situ» [Fleury, 1909, стр. 235].

На начальных стадиях развития геологии все сидеролитовые формации считались разновозрастными и говорили о «сидеролитовой формации». После того, как в них была найдена фауна, выяснилось, что многие сидеролитовые формации являются разновозрастными и неоднократно повторяются в одном и том же вертикальном разрезе. Постепенно сидеролитовые формации были обнаружены в отложениях разных периодов, в частности в каменноугольных, нижнемеловых и эоценовых толщах.

Сидеролитовые формации Северной Аквитании. В качестве основного примера мы используем эоценовые отложения северной части Аквитанского бассейна, изучение которых начато столетие назад. Основная библиография приводится в работе Кюльбики [Kulbicki, 1953]. Происхождение глин сидеролитовых толщ рассматривается в целом ряде исследований [Lapparent, 1930; Shoeller, 1941a, б; Bergougnieux, 1947; Vatan, 1948; Millot, 1949; Kulbicki, 1953a, б, 1954].

Приведенные ниже факты заимствованы из работ Кюльбики.

К концу мелового периода море покидает периферию Центрального массива. Северная часть Аквитании представляет в это время примыкающую к нему наклонную поверхность, сложенную известняками. Как показывает изучение фауны и флоры, на рассматриваемой территории господствовал тропический климат. Стекавшие с Центрального массива реки переносили продукты разрушения развитой здесь мощной латеритной коры выветривания, отлагавшиеся в Северной Аквитании. Распределение сидеролитовых формаций в Аквитанском бассейне показано на рис. 17.

Мощные потоки, стекавшие с Центрального массива, попадали в обширную, расположенную на юго-западе зону предгорий, и здесь возникали неправильнослоистые грубообломочные осадки. Они представлены крупными глыбами сцементированного материала, галькой, гравием, обломками элювия, песками с каолинистым цементом, иногда обломками кремней, железистыми конкрециями и даже обломками меловых известняков.

Грубообломочные образования перекрыты более тонкими породами, песками и каолиновыми глинами, достигающими мощности во много десятков метров. Каолинит рассеян в песках, но иногда образует и огромные чистые линзы (такие, как монтгюйонская), заключающие сотни тысяч тонн огнеупорных глин.

Отсутствие кварца в крупных линзах глин противоречит предположению об их формировании путем непосредственного осаждения из потоков. Отделение глинистого материала от песчаной массы происходило следующим образом. На месте болота либо в зоне проседания, обрушения, либо в карстовой зоне возникала депрессия. Из окружающих ее песчаников атмосферными осадками или водами источников вымывался каолинит, содержащий зерна песчаной размерности лишь по периферии впадины, и постепенно заполнял депрессию. Некоторые прослойки глин обогащены битумами и пиритом, связанными с болотной растительностью. В них иногда наблюдается и свободный

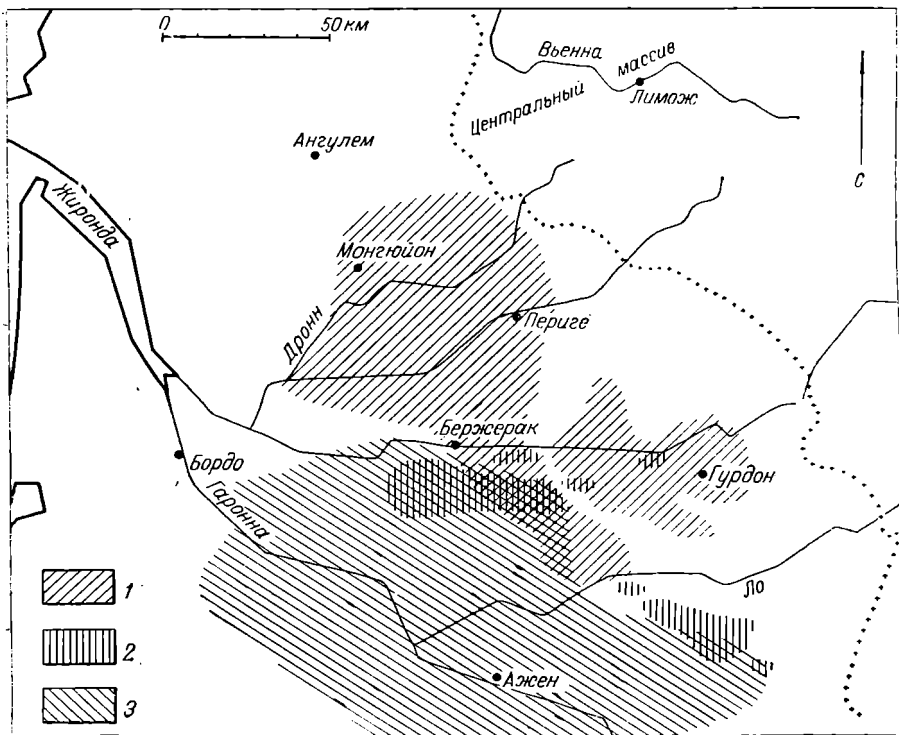


Рис. 17. Распределение основных типов палеогеновых континентальных отложений Северной Аквитании (Kulbicki, 1953).

1 — сидеритовые отложения; 2 — известняки, кремнистые известняки и озерные глины стампийского яруса; 3 — молассы Ажена.

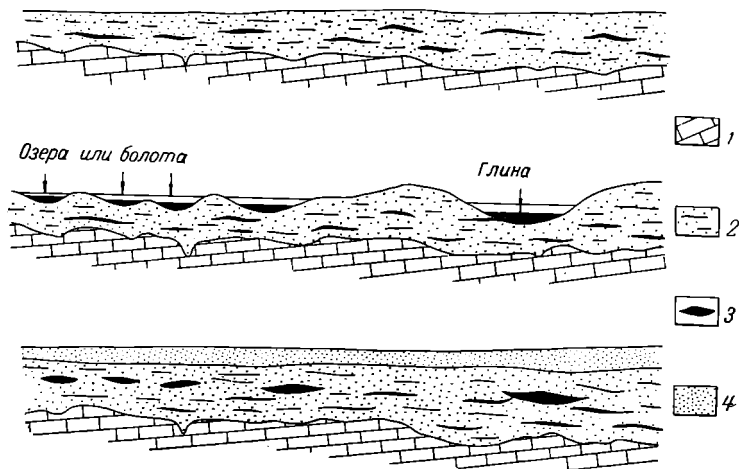


Рис. 18. Схема трех стадий формирования линзовидных прослоев глин (Kulbicki, 1953).

1 — мезозойские известняки; 2 — глинистые пески; 3 — линзы глин; 4 — пески и гравий.

гиббсит. Затем восстанавливалась песчаная седиментация и вновь формировалась толща песков [Kulbicki, 1953] (рис. 18).

В бассейне р. Дубль развит полутораметровый покров зеленоватых глинисто-слюдистых песков. Их глинистая фракция представлена иллитом и монтмориллонитом. Это свидетельствует об изменении условий питания в пределах Центрального массива, не сопровождавшемся, однако, возникновением несогласия или перерывом в осадконакоплении.

В районе Кадуэн-ле-Эйзи залежи интенсивно деформированы и частично выщелочены. Дождевые и сезонные воды промывали осадки и дренировали их, проникая через карстовые полости, развитые в подстилающих породах. Следы этого промывания мы находим в виде новообразований галлуазита в подошве пиритсодержащих слоев; образование галлуазита, возможно, связано с появлением сернокислых ионов за счет окисления пирита. Возникшие карстовые полости заполнялись породами сидеролитового комплекса — песками и весьма чистыми глинами. В горных выработках Кадуэн-ле-Эйзи можно видеть борта карстовых полостей, наклонное залегание выполняющих пород по периферии воронки и их хаотическое нагромождение в центральной части.

Сезонные потоки, промывающие отложения, обуславливали в благоприятной климатической обстановке их латеритизацию. Она особенно интенсивно развивалась в периферических частях седиментационного бассейна, выполненных слюдистыми глинами. Здесь наблюдаются каолинизация и ожелезнение, начинается формирование кирас. Кремнезем мигрирует в более глубокие горизонты, где образует халцедоновые конкреции, например, в Эйзи, либо, реагируя с богатыми глиноземом минералами, дает начало монтмориллониту. Так возникли великолепные монтмориллониты Кадуэна и Сотлу. Латеритизация обусловила также избыточное содержание в глинах глинозема в форме гиббсита [Lanquine, Halm, 1951; Caillère, Jourdain, 1956].

В способствующих гидролизу климатических условиях значительной подвижностью обладает кремнезем. С этим связано возникновение кремневых корочек и конкреций на глубине нескольких метров от поверхности. На поверхности сидеролитовых толщ возникают также плиты кварцита — развивается поверхностное окремнение, к описанию которого мы вернемся в гл. IX. Пока не удалось установить, развивается ли это окремнение на конечном этапе образования формации или в более поздние эпохи.

Глины сидеролитовых формаций имеют разнообразное происхождение. Они характеризуются преимущественно каолиновым составом и, несомненно, возникли при переотложении латеритного покрова Центрального массива. В дальнейшем могли развиваться диагенетические изменения, в частности под влиянием кислых растворов, возникающих при окислении пирита. С этим связано образование вермикулитовых сростков каолинита, часто замещающих обломочные слюды, а также возникновение диккита, гидраргиллита и галлуазита. Наконец, с процессами почвообразования могло быть связано появление новообразованного монтмориллонита и конкреций халцедона на глубине нескольких метров от поверхности. Таким образом, на весьма сложную историю формирования описываемых отложений накладывались еще процессы поверхностного выветривания.

Для изученных отложений можно выделить три процесса образования глинистых минералов: 1) переотложение обломочного материала и его унаследование для основной массы скопления каолинита; 2) диагенетические преобразования; 3) новообразования, связанные с педогенезом и явлениями поверхностного и глубинного выветривания. Определяющим является переотложение обломочного материала.

Можно утверждать, что «сидеролитовые образования являются перетолженными латеритными продуктами».

Сидеролитовые формации Европы. *Каменноугольные сидеролитовые формации.* Ж. Лаппаран [Lapparent, 19346] изучил каолиновые и бокситовые глины, обнажающиеся в Эйршире, в Шотландии. Он вскрыл механизм их возникновения и описал ассоциацию каолинита с пизолитами глинозема: последние сложены великолепными кристаллами бёмита. Бокситовые и каолиновые глины, образовавшиеся за счет базальтов, перекрываются непосредственно угольными пластами. Присутствие глил свидетельствует, по мнению Лаппарана, о существовании в Шотландии на протяжении каменноугольного периода тех же физико-географических условий, которые господствовали в меловое время в Провансе.

Кюлбики и Веттер [Kulbicki, Vetter, 1955] описали латеритный профиль континентальной фаши верхнего карбона по восточному борту Деказвильского бассейна. Они описали материнскую каолинизированную породу с кристаллами полевых шпатов, замещенных гиббситом, и залегающую выше каолилитовую красноцветную глину с гематитом, перекрываемую глиной с бёмитовыми оолитами. Авторы рассматривают этот комплекс как латеритный профиль с явлениями бокситизации, развивавшейся в породах бортовых участков Центрального массива в верхнекаменноугольную эпоху.

Эрхарт [Erhart, 1958], посетивший это месторождение, считает его аллохтонным, так же как Эйрширское месторождение, возникшим после динамической эпохи бокситизации. Во всяком случае мы имеем дело с каменноугольной эпохой латеритизации, что совпадает с материалами советских ученых (Петров, 1958), согласно которым сидеролитовые каменноугольные отложения СССР возникли путем перетолжения латеритной коры выветривания «девано-карбонového» возраста.

*Вельдские сидеролитовые отложения нижнего мела.* Под термином «вельд» на юге Лондонского бассейна понимается валанжинский, готеривский, барремский ярусы, представленные континентальными осадками мощностью до 600 м [Edmunds, 1948]. Нижняя их часть сложена озерными и аллювиальными песками, верхняя представлена глинами, включающими фауну пресноводных моллюсков, обломки растений, прослой огнеупорных глил.

Эти отложения продолжаются в Бельгию, где Ван-дер-Брок [Van der Broeck, 1898] изучил месторождение Берниссарт, известное своими ископаемыми игуанодонтами. В Берниссарте глины заполняют карстовые воронки, в них были обнаружены многочисленные гигантские скелеты.

Вельд района Эно был изучен Марльером [Marlière, 1946, 1947], восстановившим местоположение крупной ископаемой дельты, ориентированной в меридиональном направлении. Милло изучил образцы из этих отложений, любезно предоставленные Марльером [Millot, 1949]. Они состояли преимущественно из каолинита, в одном из них были обнаружены сидеритовые конкреции. Формация вельда развита и эксплуатируется также в районе Булони, Бре и в центре Парижского бассейна. В верхней Марне и в Берри спорадически встречаются железные руды и пестрые барремские глины. В образцах из района Бре и верхней Марны также преобладает каолинит [Millot, 1949].

Для всех этих каолилитовых и железосодержащих нижнемеловых отложений характерно широкое развитие сидеролитовой формации, связанной с разрушением каолилитовых и латеритных кор выветривания. Последние формировались на воздымавшихся массивах, таких как Арденны,

Центральный массив и Вогезы. Аналогичные явления известны и в Испании [Rat, 1960]. Это свидетельствует о наличии в Европе в течение этой эпохи тропических климатов, обусловивших, в частности, формирование бокситов в районах Арьежа и Восточных Пиренеев [Lapparent, 1930b].

*Эоценовые сидеролитовые отложения.* В эоцене после верхнемеловых трансгрессий в седиментационных бассейнах Франции происходит еще более широкое формирование сидеролитовых формаций. Мы детально разобрали пример эоценовых отложений севера Аквитании. Эоценовые отложения, покрывающие мезозойские карстованные породы и кристаллический доколь, развиты в Шаранте. Кро и Ватан [Kraut, Vatan, 1938] обнаружили аллохтонные лагеритные профили на кристаллическом фундаменте, а Кляйн [Klein, 1961] описал каолинитовые песчаники, пизолитовые глины и галечники с конкрециями, указав, что в этом районе они принадлежат к средней или верхней частям баргонского яруса. В Берри Офрер [Aufrègre, 1930] выявил связь между сидеролитовыми отложениями и континентальными окремненными известняками, а Ватан [Vatan, 1947] изучил геологию этих формаций. Дальнейшие исследования были выполнены Дешаном [Deschamps, 1957, 1958, 1960], шаг за шагом изучившим разнообразные континентальные формации вплоть до района Пюи-де-Дом. В основании третичных серий, заполняющих бассейны средней части Центрального массива, залегают каолинитовые глины, описанные в бассейнах Сален [Jung, 1954] и Веле [Gabis, 1958, 1959].

На севере Парижского бассейна в обширном предгорном районе отлагались продукты, возникавшие при выщелачивании пород Центрального массива, представленные песками и пластичными каолинитовыми глинами, являющимися в наиболее чистых разностях огнеупорными; далее следуют глины с лигнитом суассонского яруса, включающие горизонты солончаков.

Исследования Милона, начатые в 1930 г., показали, что изучение армориканского эоцена и отложений, окаймляющих кристаллические массивы, позволяет восстановить древние климатические условия. Формирование сидеролитовых отложений армориканского эоцена связано с выветриванием древнего пенеплена, в свою очередь «пораженного», пользуясь терминологией Милона, «третичной болезнью». Эти исследования были в дальнейшем расширены и дополнены Дюраном [Durand, 1960], вскрывшим связи между древними климатическими условиями и возникновением каолинитовых и кремнистых осадков. Это позволило увязать особенности меловой и третичной седиментации с последовательными изменениями климатических условий. Отложения, видимо, принадлежащие сидеролитовой формации, были обнаружены недавно Бойо и Милло [Boillot, Millot, 1962] под лютетскими известняками подводных мелей Ламанша в открытом море против Роскоффа. Они продолжаютя в Вандею, где наблюдаются выветривание кристаллического фундамента, окремнение и развитие сидеролитовых формаций [Klein, 1961]. В Пуату [Steinberg, 1961] карстовые полости в известняках выполнены теми же породами преимущественно каолинитового состава, известными в Берри и в Шаранте.

Аналогичные сидеролитовые формации господствуют в долине Роны, где они нередко заполняют карстовые полости известняковых плато и ранее разрабатывались как огнеупорные материалы [Giot, 1944]. Древние карманы в известняках, лишенные заполнявшего их материала, можно встретить в Шартрезе, Юре, Эльзасской Юре, где железистые пизолиты называются зернистым бурым железняком. Сидеролитовые эоценовые отложения, достигающие иногда мощности 30 м, вскрыты буровыми скважинами в Южном Эльзасе, в Сундгау.

В Швейцарии «бобовые железные руды» описаны в многочисленных работах. В фундаментальном исследовании Флери [Fleury, 1909] указаны типы пород, их географическое распределение в Швейцарии, их стратиграфия, фауна, происхождение и проведена параллель между «латеритизацией» и «сидеролификацией». Им были рассмотрены геохимия растворения и аккумуляции, а также различные условия, в которых происходят переотложение и выщелачивание. Минералогические исследования были выполнены позднее Гофманном и Верне [Hofmann, 1959; Vernet, 1962].

Герцинский фундамент в ГДР, ФРГ и Чехословакии был глубоко переработан третичным выветриванием. Экардт [Eskardt, 1960] описал третичное выветривание девонских сланцев на глубину в 20 м, перекрытых олигоценом. В верхних слоях резко преобладает каолинит, на глубине — монтмориллонит. Материнская порода состоит из хлорита и мусковита, причем первый менее устойчив. Мы сталкиваемся здесь с профилем, развивающимся на сланцах, — слабопроницаемой и обычно слабодренлируемой породе, и наблюдаем, как постепенно развивается уже известный нам процесс каолинитового выветривания.

Дунайский массив [Waldmann, 1938] на глубину во много десятков метров затронут интенсивным выветриванием. Как и в других случаях, кристаллические породы при этом типе выветривания менее устойчивы, чем сланцы.

Крупные месторождения каолинита Пилзенского бассейна в Чехословакии исследовались Сланским [Slansky, 1956], Конта и Пуба [Konta, Poubá, 1961], полагавшими, что месторождения возникли в результате каолинизации аркозового материала при транспортировке и осадкообразовании. Присутствие железистых прослоев придает этим отложениям характер сидеролитовых толщ. Напротив, возникновение крупного эксплуатируемого Карловарского месторождения каолинита связывается с интенсивным выветриванием каолинитового типа, происходившим в раннетретичное время [Konta, Poubá, 1961]. Материнской породой являлся катаклазированный гранит, каолинизированный на глубину более 50 м.

Исторический обзор исследований, проведенных на крупных эксплуатируемых уральских и украинских осадочных месторождениях каолинитов СССР, выполнен Петровым в 1958 г. Еще раньше И. И. Гинзбург показал, что формирование этих месторождений произошло путем переотложения каолинитовой коры выветривания, периодически возникавшей на протяжении ряда периодов, главным образом девона, карбона, позднего триаса, ранней юры и раннетретичного времени.

\* \* \*

Приведенный обзор сидеролитовых формаций Европы свидетельствует об их максимальном развитии в течение трех периодов — каменноугольного, раннего мела и эоцена. Как и обычно, лучше изучены молодые, хуже древние отложения.

Следует ли из этого, что трем периодам переотложения отвечают три периода латеритизации? По-видимому, нет. Действительно, климатические условия, способствовавшие латеритизации, должны были существовать более длительное время по сравнению с периодами, в течение которых происходило возникновение крупных сидеролитовых формаций. Об этом свидетельствуют, в частности, данные по мезозойским отложениям. В Ганновере Валетон [Valeton, 1957] обнаружил латеритовый профиль в известковой серии верхней юры. В области Фенуйе (Восточные Пиренеи) бокситы



































































































































































































































































































































































































































































































