

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ»

ВЫВЕТРИВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Учебно-методическое пособие для вузов

Составители:
Д.И. Щеглов,
Ю.И. Дудкин,
Л.И. Брехова

Издательско-полиграфический центр
Воронежского государственного университета
2008

Утверждено научно-методическим советом биолого-почвенного факультета 30 сентября 2007 г., протокол № 1

Рецензент д-р биол. наук, профессор Л.А. Яблонских

Учебное пособие подготовлено на кафедре почвоведения и агрохимии биолого-почвенного факультета Воронежского государственного университета.

Рекомендовано для студентов биолого-почвенного, географического и геологического факультетов Воронежского государственного университета.

Для специальности: 020701 – Почвоведение

ПРЕДИСЛОВИЕ

За всю историю почвоведения фактически не было ни одного именитого педолога, который бы не интересовался выветриванием. Обусловлено это тем, что выветривание является составной частью почвообразования, и исходной материнской породой многих почв служит кора выветривания. Признание огромной роли выветривания в почвообразовании и длительное изучение коры выветривания пока еще не привело к общепризнанному пониманию природы и происхождения древней коры выветривания. Главные трудности в ее понимании (изучении) сводятся к полному отсутствию среди литологических тел (объектов) нашего времени современной коры выветривания. Иначе говоря, реликтовая кора выветривания не имеет аналогов среди современных геологических образований. Получается парадоксальная ситуация. Идущее в настоящее время выветривание не приводит к образованию коры выветривания. Но в настоящее время, как и в течение всего фанерозойского периода, нет «стерильного», то есть абсолютно абиотического выветривания, полностью изолированного от «живого вещества» планеты. Следовательно, всякое выветривание, входя в почвообразование его составной частью, формирует не кору выветривания, а почвы. Действительно, если сравнивать зональные почвы и соответствующие им коры на различных стадиях их выветривания, то между ними просматривается тесное гранулометрическое, минералогическое и геохимическое соответствие. Однако мощность современных почв обычно не превышает 1,5–2,0 м, и поэтому они не сопоставимы с древними корами выветривания, мощность которых может достигать до 100–150 м. Для разрешения этой проблемы было высказано предположение о подпочвенном выветривании. Однако ни почвоведы, ни геологи пока еще не обнаружили это гипотетическое явление. Поэтому остается согласиться с доводами специалиста по выветриванию, геолога по призванию, В.П. Петрова, который утверждает, что «древняя кора выветривания образовалась как почва в эпохи относительного тектонического покоя, существовавшего в периоды между эпохами большой тектонической активности, когда формировались только маломощные почвы, близкие к современным» (цит. по [8]).

Если расположить все формы движения материи в их хронологическом порядке, то станет очевидным, что геологическое движение материи появилось намного раньше, чем биологическое. Следовательно, выветривание, как одна из форм геологического развития материи, значительно старше, чем биологический способ генезиса материи. С выходом в начале девона жизни на сушу, при ее активном взаимодействии с литосферой, зародилось почвенное движение материи. Подводное выветривание (гальмиролиз – от греч. *halmyros* – солёный и *lis* – растворение, разложение) дополнилось наземным почвообразованием. Следовательно, почвообразование занимает промежуточное положение между геологической и биологи-

ческой формой движения материи. Оно заметно проще биологического развития, но сложнее геологического. Таким образом, переход от выветривания к почвообразованию следует считать дальнейшим прогрессивным шагом развития материи.

И если почвообразование вместило в себя только часть функций биосистем ландшафта, то выветривание полностью вошло в педогенез, целиком перешло на службу почвообразованию. Несомненно, что выветривание, утратив самостоятельность, так или иначе, изменилось. Но при сопоставлении коры выветривания докембрия, когда на планете еще не было жизни, с корой нашего времени различий между ними практически не обнаруживается [3]. На основе этого можно сделать осторожный и предварительный вывод – при вхождении выветривания в почвообразование изменился не его механизм и приемы, а его кинетика и соотношение составляющих. Иначе говоря, почвообразование, вобрав в себя выветривание, подавляло или, напротив, ускоряло отдельные его процессы. И, тем не менее, выветривание как составную часть почвообразования следует отделять от «чисто геологического» выветривания. Для почвенного выветривания пока нет общепризнанного термина, хотя предложения имеются. Так, например, Л.О. Карпачевский [5] в отношении выветривания в ходе почвообразовании применил термин педолиз (от греч. *pedon* – почва и *lis* – разложение).

Таким образом, почвообразование состоит из двух частей. Это педолиз (выветривание) и другая часть, которая так же не имеет четкого термина. Очевидно, что эта оставшаяся часть полностью зависит от биологического фактора почвообразования. Отсюда логично почвенное выветривание назвать *педогеогенез*, а биологическое почвообразование – *педобиогенез*. В интегральном слиянии они составляют традиционное понятие – почвообразование. Оба эти педогенеза тесно переплетены и взаимозависимы. Принято считать, что педобиогенез активно воздействует и ускоряет выветривание. Но и педогеогенез способен энергично влиять на биогенное почвообразование, сдерживая или стимулируя его. Но если абиогенное выветривание первично и может существовать самостоятельно, то почвообразование вторично по отношению к нему и не может без него обойтись. Эту мысль о двух «ипостасях» почвообразования и об их относительной самостоятельности вынашивал еще Б.Б. Полынов [9]. Морфологическое изучение почвы он зачастую сводил к прочтению двух ее профилей, наложенных друг на друга. Первый профиль вскрывал характер почвенного выветривания, второй – особенности ее биоорганического развития. Например, в черноземе за вынос карбонатов и солей отвечает выветривание, а за синтез и накопление гумуса – биогенез. Понятно, что пути их неоднократно пересекаются. Но побуждающие причины этих двух плотно увязанных между собой процессов различны. Геогенез почвы напрямую зависит от влажности климата и дренажа местности. Биогенез помимо клима-

тических и ландшафтных условий попадает еще и под контроль биоценоза. Точно так же различен и их конечный вклад в формирование почвы. Биогенез чернозема отвечает за синтез гумуса и создание аккумулятивного гумусового горизонта. Педогенез за счет опреснения и выщелачивания солей и карбонатов образует элювиальные горизонты в верхней части профиля и серию индивидуальных иллювиальных горизонтов в его основании. При этом достаточно самостоятельны не только сущность образования биогоризонтов и геогоризонтов, но и их географическое поведение. Так, в пределах черноземной зоны с севера на юг мощность и запасы гумуса в соответствии с количеством ежегодного опада и продуктивностью фитоценозов возрастают примерно до ее центра, а далее к югу – убывают. Что касается георазвития почвы, то в том же направлении элювиальный горизонт черноземов становится все короче, а иллювиальные карбонаты все выше поднимаются к поверхности, сначала внедряясь и совмещаясь с гумусовым горизонтом, а далеко на юге могут выходить на поверхность (рис. 1).

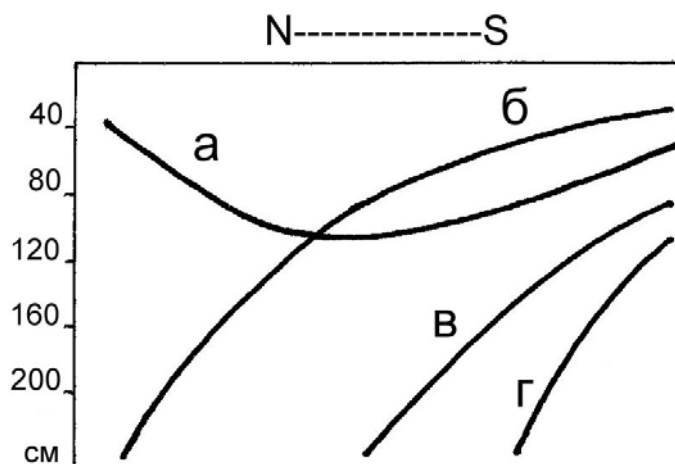


Рис. 1. Профильное распределение гумуса (а), карбонатов кальция (б), гипса (в) и легкорастворимых солей (г) в географической среде чернозема с севера на юг

Корреляция между ними не велика. Все эти доводы говорят в пользу объективности выделения в общем почвенном процессе педогенеза и педобиогенеза. Это позволяет детальнее рассмотреть механизм их действия и оценить их роль в почвообразовании. Но для того чтобы понять педогенез почвы, необходимо предварительно ознакомиться с экзогенным разрушением горных пород и минералов как в чистом виде (то есть с выветриванием), так и совместно с почвообразованием.

1. ПЕРЕГРУППИРОВКА АТОМОВ ПРИ ЭНДОГЕННОМ ОБРАЗОВАНИИ МИНЕРАЛОВ

Как известно, большинство минералов земной поверхности образовалось из расплавленной магмы, составляющей ядро нашей планеты. Исходный состав магмы в местах ее излияния примерно одинаков. Возникает вопрос, почему и как появилось такое обилие различных магматических минералов разного химического состава? Причин несколько. Дело в том, что с момента начала остывания и до полного образования минералов и горных пород в магме происходит сложная трансформация. Во-первых, при подъеме магма разделяется на несмешивающиеся жидкости, подобно тому, как при плавке руды происходит разделение металлического расплава и шлака. Отделяющийся в магме сульфидный расплав, как более тяжелый, устремляется вниз. По мере опускания он вытесняет наверх силикатный расплав. Во-вторых, магма твердеет не одновременно. В первую очередь кристаллизуются минералы, устойчивые к высоким температурам, за ними – более низкотемпературные, далее следуют еще менее температурно-устойчивые и так далее. В-третьих, при неглубоком (до 100 км) залегании или при медленном поднятии магма обогащается кремнеземом за счет расплавления гранитной коры. В этом случае при ее остывании образуется изоморфный ряд полевых шпатов, начиная от анортита и кончая ортоклазом и свободным кварцем (рис. 2).

Ряды очередности кристаллизации минералов

Ряды очередности выветривания минералов



Рис. 2. Последовательность образования минералов из магмы и очередность их выветривания (Оллиер [8])

Иначе идет кристаллизация глубинной и быстро прорывающейся наверх магмы. При этом вначале образуются высокотемпературные минералы группы оливина. Они состоят из разобщенных кремнекислородных тетраэдров, соединенных ионами железа и магния. В процессе дальнейшего

остывания магмы кристаллизуются цепочечные силикаты – пироксены, затем – ленточные силикаты – амфиболы. Далее синтезируются слоистые силикаты – слюды: первым биотит, затем – мусковит. Из остатков расплавленной магмы, в которой к моменту образования слюд почти не осталось свободного железа и магния, начинают выкристаллизовываться ортоклазы – каркасные алюмосиликаты и, наконец, последним, когда в расплаве останется один лишь кремний, формируется чистый кварц (рис. 2).

Оба эти варианта возникновения минералов могут протекать параллельно в одной и той же магме. Доказательство тому – гранит. Он состоит, с одной стороны, из железомagneзиальных минералов первого ряда, таких как пироксены (чаще всего авгит), амфиболы (роговая обманка) и две слюды (биотит и мусковит). С другой стороны, гранит включает всевозможные полевые шпаты и кварц – минералы второго ряда. Следовательно, по мере остывания и кристаллизации однородной магмы происходит образование разных минералов. Хорошо известно, что каждый минерал имеет свой химический состав. Поэтому в процессе кристаллизации из магмы извлекаются и используются не все имеющиеся в ней химические элементы, а только те, которые необходимы для синтеза конкретного минерала. Таким образом, из магмы избирательно изымаются, сортируются и закрепляются в кристаллической решетке минералов атомы различных элементов в разном их соотношении. Другими словами, в ходе кристаллизации магмы происходит определенное разделение химических элементов. Для синтеза первых высокотемпературных минералов необходимо активное расходование из магмы железа, магния, затем, по их исчерпанию, кальция, натрия, калия и алюминия. Поэтому остаточный расплав все более обогащается кремнием, и очередные минералы все сильнее насыщаются этим элементом вплоть до образования чистого кварца.

Другой механизм деления элементов сводится к дифференциации самой магмы. Спокойное течение кристаллизации минералов из магмы часто осложняется оседанием ранее возникших железомagneзиальных силикатов, как более тяжелых, на дно магматической камеры, где они могут вновь расплавиться и разделить первоначально однородную магму на тяжелую, богатую железом и магнием, и легкую, с высоким содержанием кремния и алюминия. Это приведет к дополнительному усилению химического различия минералов, возникших в глубинных и поверхностных зонах расплава магмы. В результате всех этих процессов в литосфере в большом количестве содержатся только 8 химических элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg) (табл. 1). Перечисленные элементы в сумме составляют около 99 % от массы земной коры. Девятый по убыванию элемент титан составляет только 0,4 %, десятый – водород всего 0,1 %. Все остальные и того меньше. Следовательно, отмеченные восемь количественно преобладающих элементов служат основным строительным материалом породообразующих минералов.

В свою очередь в результате изоморфизма происходит сортировка мало распространенных химических элементов. Одновременно с главными элементами при синтезе минералов избирательно и конкурентно улавливаются сопутствующие редкие и рассеянные элементы. В оливине изоморфно накапливаются такие элементы, как Ni, Co, Ti, V, Cu, Zn, которые по своим размерам схожи с ионами железа и магния. В полевых шпатах, в которых преобладают крупные ионы кальция, калия и натрия, изоморфно фиксируются те атомы, ионы которых имеют большой радиус. Это Ba, Li, Pb, Zr, Sn.

Т а б л и ц а 1

Содержание наиболее распространенных элементов в литосфере
(Краткий справочник по геохимии [7])

Элемент	Химический символ	Ионы	Содержание в литосфере, %
Кислород	O	O ²⁻	47,0
Кремний	Si	Si ⁴⁺	29,5
Алюминий	Al	Al ³⁺	8,1
Железо	Fe	Fe ²⁺⁽³⁺⁾	4,6
Кальций	Ca	Ca ²⁺	3,0
Натрий	Na	Na ⁺	2,5
Калий	K	K ⁺	2,5
Магний	Mg	Mg ²⁺	1,9
			Σ = 98,6

Парагенез минералов. Еще древние рудокопы подметили, что горные породы – не случайные смеси минералов, а закономерные их ассоциации. Наличие какого-то минерала обуславливает обязательное присутствие одних и столь же обязательное отсутствие других минералов. Целый ряд изверженных минералов никогда не встречаются вместе в одной породе, другие, напротив, образуются и встречаются совместно. В середине XIX в. для такого совокупного нахождения минералов был введен термин парагенез (от греч. *para* – возле, вне). Следовательно, под парагенезом следует понимать всю совокупность (ассоциацию) совместно залегающих минералов, которые образовались синхронно. Так, например, золото всегда тяготеет к кварцитам, серебро к сфалериту и галениту, и так далее. Знание законов парагенеза помогает оценить минералогическую композицию и помогает поиску полезных ископаемых. Так, отдельные находки пирропа (красный гранат) в Сибири навели на мысль о поисках кимберлитовых трубок. Это дало повод для геологической разведки алмазов в Якутии, которая в 1949 г. увенчалась успехом. Сегодня ¼ алмазов мира добывается в Республике Саха (Якутии).

2. МИНЕРАЛЫ И ИХ ОРГАНИЗАЦИЯ (СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ)

Изучение минералов является одной из древних отраслей естествознания. Еще в далеком прошлом человек умел распознавать и находить минералы для использования их в качестве орудий труда, а позже – для выплавки металлов. Сегодня большей частью минералы интересуют людей для решения широкого круга вопросов промышленности, строительства, мелиорации и удобной формы хранения финансовых накоплений в виде драгоценных камней. Нас же будет интересовать роль минералов в почвообразовании и механизм их выветривания.

Материнские горные породы слагаются первичными (или эндогенными) и вторичными (или экзогенными) минералами. Первичные минералы возникли в ходе метаморфических процессов и при остывании магмы на глубине или лавы на поверхности литосферы. Вторичные минералы (по определению) образовались за счет выветривания первичных минералов в условиях дневной поверхности. Следовательно, первичные минералы, при их выветривании, переходят во вторичные, большая часть которых приходится на глинистые минералы.

Определение понятия минералов. На равных правах существует несколько определений минералов. Все они перекликаются между собой и близки по смыслу. Например, **минерал** (от лат. *minerale* – мина, шахта) – это однородный (гомогенный) компонент земной коры, образующийся естественным геохимическим путем [1]. Или **минералы** – это природные химические соединения или самородные химические элементы, возникшие и находящиеся в литосфере и на ее поверхности, в том числе и в почвах [6].

Кристаллография. Большинство минералов представляют собой кристаллические образования. И лишь немногие из минералов аморфны (от греч. *amorphos* – бесформенный): затвердевшие коллоиды, вулканическое стекло, газы, жидкости.

Кристаллы – это естественным образом ограненные минералы, имеющие форму многогранника. Плоскости кристаллов называются **гранями**. Пересекаясь, грани образуют **ребра**, а точки пересечения ребер дают **вершины**. Форма кристаллов весьма разнообразна и зависит от пространственного расположения атомов или ионов, образующих минерал. По правилам симметрии все известные кристаллы минералов объединяются в 7 групп или сингоний (от греч. *syn* – вместе, *gonia* – угол): 1 – триклинная, 2 – моноклинная, 3 – ромбическая, 4 – тригональная (или ромбоэдрическая), 5 – гексагональная, 6 – тетрагональная (или квадратная) и 7 – кубическая.

В природе нередко встречаются кристаллы различные по форме, но имеющие один и тот же химический состав. Классический пример: чистый

углерод может принимать кубическую сингонию, образуя алмаз, таблитчатую гексагональную сингонию, давая графит, и аморфную форму – уголь. Способность минералов при одном и том же химическом составе образовывать различные формы кристаллов называется **полиморфизмом** (от греч. *polymorphos* – многообразие). Явление полиморфизма обусловлено различными условиями кристаллизации.

Кристаллы если не всех, то многих минералов, проявляют **анизотропность** (от лат. *an* – отрицание, *isos* – равный и *tropos* – поворот) неодинаковость физических свойств кристаллов по разным направлениям). Одна из разновидностей анизотропности называется плеохроизм (от греч. *Pleon* – более многочисленный, *chroa* – цвет) – изменение прозрачности и цвета минерала при изменении угла его рассмотрения.

Физические свойства аморфных минералов, в отличие от кристаллических, всегда одинаковы во всех направлениях, то есть они **изотропны**.

Химическая связь в минералах. Подавляющее количество (около 80 %) изверженного материала сложено алюмосиликатами, которые состоят всего из трех элементов – кислорода, кремния и алюминия. А если учесть еще и кварц, входящий почти во все коры выветривания и почвы, то кремнекислородные соединения образуют примерно 92 % массы последних и полностью определяют их объем (наполняемость пространства). Еще в начале XX в. считалось, что основная доля минералов (силикатов) представляет собой соли кремниевых кислот, то есть продуктов их реакции с основаниями. Допускалось существование двух самостоятельных кремниевых кислот: ортокремниевой (H_2SiO_4) и метакремниевой (H_2SiO_3). Их соли – минералы, соответственно, называли ортосиликатами и метасиликатами. (Например, форстерит – Mg_2SiO_4 и диопсид – $MgSiO_3$). И хотя в природе не удалось обнаружить свободных кремниевых кислот, традиционно деление на орто- и метасиликаты сохранилось и по сей день.

Ученые начала XX в. полагали, что разные молекулы имеют определенную форму. Именно это различие, по их мнению, и вызывает образование разнообразных кристаллов – природных многогранников. Но гипотеза кремниевых минералов – солей не смогла объяснить строение и свойства силикатов и в 20–30 гг. прошлого века зашла в тупик. А рентгеноструктурный анализ окончательно опроверг эту гипотезу. Оказалось, что минералы состоят не из разобщенных молекул, а из бесчисленно повторяющихся атомных ионов, расположенных в определенном порядке. И хотя химический состав минералов пишется в виде молекулы, но в действительности молекул, как обособленных материальных частиц, в минералах силикатов не существует. Так, оксид кремния имеет формулу SiO_2 .

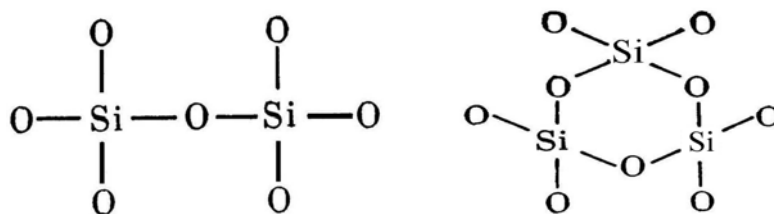


Рис. 3. Типы связей в силикатах

Но это не значит, что кварц, имеющий такой состав, состоит из отдельных молекул SiO_2 . Его структурная формула в плоскости выглядит бесконечным чередованием кремния и кислорода (рис. 3).

Таким образом, молекулярная теория в минералогии не оправдала себя и ушла в историю. Исчезла и потребность в умозрительных кремниевых кислотах. Из известных на сегодня 4 типов химических связей главную роль в образовании минералов играют ионная, ковалентная и металлическая. А вот молекулярные силы играют весьма подчиненную роль.

Атомные и ионные радиусы. Одно из условий образования минералов – обязательное вхождение в контакт (в соприкосновение) друг с другом атомов и их ионов для установления прочной химической связи. По предложению В.М. Гольдшмидта атомы и их ионы рассматриваются как жесткие и упругие шары. Очевидно, что три одинаковых плотно соприкасающихся шара оставляют между собой меньше пространства, чем 4 или 6 таких же шаров (рис. 4).

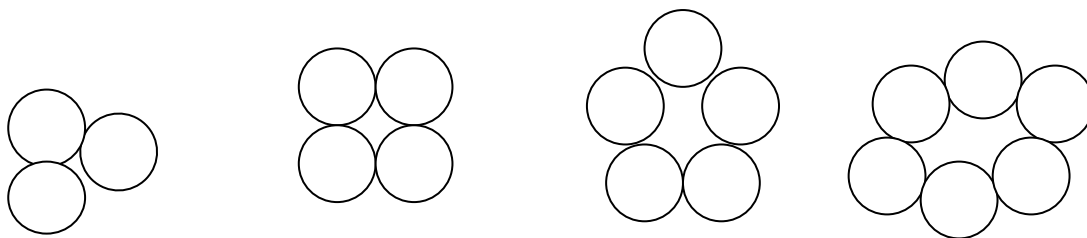


Рис. 4. Размеры внутреннего пространства при стыковке различного количества ионов атомов

Величина радиусов анионов и катионов в сильной мере контролирует образование структуры тех или иных минералов. В свою очередь, радиусы ионов зависят от строения атомов. Они увеличиваются с возрастанием числа электронных оболочек и уменьшаются с увеличением заряда атомного ядра. Следовательно, в пределах группы химических элементов таблицы Менделеева сверху вниз, с ростом количества электронных оболочек, растет и объем атома. Напротив, слева направо, по периодам таблицы, с увеличением заряда ядра, электронные оболочки все сильнее к нему притягиваются. В результате сокращается радиус атома. Совместное дей-

ствии этих причин может компенсировать друг друга. В итоге по диагонали таблицы Менделеева из левого верхнего угла в правый нижний размеры атомов относительно близки.

Что касается отрицательных и положительных ионов, то радиусы у катионов всегда значительно меньше, чем у анионов. Дело в том, что с ростом отрицательного заряда ядро не в силах прочно удерживать электроны. Иначе говоря, с принятием на внешнюю орбиту чужих и не компенсированных электронов, они становятся более свободными в своем поведении. Пользуясь относительной свободой, они увеличивают радиус своего вращения по всем имеющимся орбитам. В результате отрицательный анион распухает и занимает больший объем, чем породивший его атом. Но, при потере атомами внешних электронов, наоборот, некомпенсированный заряд ядра возмещает эту утрату на оставшихся электронах, ограничивая свободу их вращения. Превышение положительного заряда ядра над суммой отрицательного заряда оставшихся электронов вызывает усиленное притягивание их к центру. В результате диаметр их орбит сжимается, и катион уменьшается в размере по сравнению с атомом. В таблице 2 приводятся ионные радиусы некоторых катионов и анионов.

Т а б л и ц а 2

Радиусы ионов в порядке уменьшения (в нм = 10^{-9} м), [13]

Катионы	Радиусы	Анионы	Радиусы
K^+	0,133	I^-	0,220
Ca^{2+}	0,104	Br^-	0,196
Na^+	0,097	S^{2-}	0,186
Fe^{2+}	0,080	Cl^-	0,181
Mg^{2+}	0,074	O^{2-}	0,136
Fe^{3+}	0,067	F^-	0,133
Al^{3+}	0,057	–	–
Si^{4+}	0,039	–	–
S^{6+}	0,030	–	–

Как следует из данных таблицы 2, различие в размерах катионов заметно больше, чем у анионов. Особенно контрастны радиусы одного и того же элемента, способного находиться как в анионной, так и в катионной формах. Так, катион серы S^{6+} , входящий в состав сульфатов, имеет радиус 0,03 нм, а в состоянии аниона S^{2-} – 0,186 нм. Особое положение занимает атом водорода, имеющий очень маленький радиус – 0,046 нм. Он состоит из одного протона и единственного электрона, вращающегося вокруг него. Теряя электрон, атом водорода переходит в положительно заряженный ион, который полностью лишен внешней электронной оболочки и представляет собой протон ничтожно малых размеров, близких к нулю. Благодаря этому

водород способен энергично проникать в сферу действия других ионов, вытеснять их из кристаллических решеток и разрушать минералы.

Координационное число. Кристаллическая решетка минерала стремится к максимально полному заполнению своего пространства соответствующими атомами для их химического взаимодействия. Если бы размеры всех анионов и катионов были одинаковы, то и строение всех минералов было бы однотипно. Однако это не так. Для построения всех известных минералов природа использовала простое правило. Чем больше различие в радиусах катионов и анионов, тем меньшее количество (число) крупных анионов способно соединиться с малыми (мелкими) катионами. Говоря конкретно, с увеличением отношения радиуса катиона к радиусу аниона (R_k / R_a) катион будет последовательно проходить вначале через взаимодействие его с двумя анионами, образуя гантель при $R_k / R_a < 0,155$ (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Связь координационного числа с формами пространственной организации минералов (Сауков [12])

R_k/R_a	Координационное число	Форма пространственной организации минералов
$<0,155$	2	гантель
$0,155 - 0,225$	3	треугольник
$0,225 - 0,415$	4	тетраэдр
$0,415 - 0,732$	6	октаэдр
$0,732 - 1,0$	8	куб
$>1,0$	12	додекаэдр

Затем, при росте этого отношения (R_k / R_a), до величин в интервале $0,155-0,225$, катион способен войти во взаимодействие с тремя анионами. В результате получается треугольник. В том случае, когда отношение R_k / R_a находится в диапазоне $0,225-0,415$, катион окружен четырьмя анионами. В этом варианте образуется тетраэдр (от греч. *tetra* – четыре и *hedra* – грань). При дальнейшем росте этого отношения в пределах $0,415-0,732$ катион будет окружен уже шестью анионами и даст октаэдр. (*Природа избегает пентаграмм, то есть пятиконечных построений, как на плоскости, так и в объеме. Исключение – морская звезда и колонии вирусов. Поэтому во многих религиях пятиконечная звезда – символ дьявола*). В диапазоне $0,732-1,0$ катион взаимодействует сразу с восемью анионами и образует координационный многогранник в виде куба. И, наконец, при близости отношения R_k / R_a к $1,0$ образуется додекаэдр. В этом последнем случае катион связывает сразу двенадцать анионов.

Следовательно, чем меньше размеры катионов относительно анионов, тем меньшее количество анионов может удержать катион. При их ра-

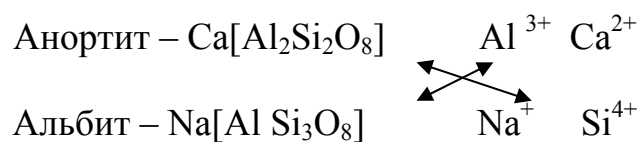
венстве катион способен удержать вокруг себя до двенадцати анионов, образуя самую плотную упаковку. Итак, решающую роль в построении и кристаллографии минералов играет различие в соотношении радиусов катионов и анионов. Количество анионов, приходящихся на один катион в кристаллической структуре минералов, называется **координационным числом**. Оно выражено рядом следующих цифр: 2, 3, 4, 6, 8 и 12. Эти цифры соответствуют количеству анионов, приходящихся на один катион. Если, например, отношение катиона кремния к аниону кислорода равно 0,284, то есть меньше 0,415, но больше 0,225, то они образуют кристаллы-тетраэдры, в которых на один ион кремния приходится четыре иона кислорода. Отношения радиусов алюминия и кислорода равно 0,42. Следовательно, минералы алюминия и кислорода попадают в пограничную зону между тетраэдрами и октаэдрами. По этой причине алюминий с равным успехом может соединиться как с четырьмя, так и с шестью ионами кислорода. Во всех первичных минералах алюминий (в соответствии с принципом Ле-Шателье) образует тетраэдры. А во вторичных глинистых минералах, синтез которых протекает при значительно меньшем давлении и при доступности свободного кислорода, алюминий образует октаэдры. Таким образом, за строение, форму, симметрию, физические свойства и химический состав кристаллических минералов отвечают размеры ионов и соотношение катионов и анионов.

Замещение ионов одного элемента другим в кристаллической решетке минерала без изменения его строения называется **изоморфизмом**. Изоморфизм дословно переводится как «равноформенность» (от греч. *isos* – равный, *morphe* – форма). Внедряющийся ион атома должен иметь приблизительно те же размеры и, следовательно, то же координационное число. Широко распространен изоморфизм элементов одинаковой валентности и различающихся по объему не более, чем на 15 %. Германий (Ge) легко вытесняет и замещает кремний (Si) в силикатах; никель (Ni), хром (Cr), марганец (Mn), кобальт (Co) способны заменять магний (Mg) и железо (Fe) в оливине и так далее. Масштабы этого замещения могут быть от единичных атомов до полной замены одного элемента другим. Оливин, например, представляет собой непрерывный изоморфный ряд от чисто железистого до чисто магниевоего представителя: от фаялита (Fe_2SiO_4) до форстерита (Mg_2SiO_4). Однако в структуру минерала может изоморфно войти не всякий химический атом, а лишь тот, размеры которого будут отвечать строению его кристаллической решетки. Так, в примере с оливином, в его состав не могут внедриться атомы кальция, хотя химические свойства последнего очень схожи со свойствами магния. Дело в том, что ионный радиус кальция настолько велик, что он (кальций) не может поместиться в пространственной решетке оливина. Что же касается ионов железа и магния, то их радиусы близки, и это позволяет им замещать друг друга в любой пропорции. В свою очередь, в плагиоклазах магний даже в самой ма-

лой мере не способен заменить натрий, хотя это с успехом выполняет кальций. Обусловлено это тем, что ионные радиусы атомов двух последних элементов мало различимы (табл. 2).

В природе встречается и более сложный изоморфизм, когда замещающие друг друга одинаковые по размерам ионы имеют различную валентность. В этом случае возникает избыточный отрицательный или положительный заряд кристаллической решетки. Этот заряд чаще всего компенсируется дополнительным замещением других парных ионов. Говоря иначе, замещение происходит не ион на ион, как в случае с оливином, а в результате синхронного и сбалансированного замещения нескольких и притом различных ионов. Классическим примером этого двойного изоморфизма служит минеральный ряд в плагиоклазе.

В данном случае замена кальция на натрий одновременно дублируется замещением алюминия кремнием. В результате сумма заряда сохраняется, и потенциал кристаллической решетки не изменяется.



Изоморфизм – один из примеров того, как на основе законов кристаллохимии в земной коре происходит сортировка атомов – с одной стороны, и рассеивание редких элементов – с другой. При возникновении определенных минералов происходит избирательная сортировка элементов по размеру их атомов и валентности. Что касается рассеяния, то его причина – все тот же изоморфизм. Многие редкие элементы имеют равные радиусы своих атомов с преобладающими порообразующими элементами, такими как кремний, алюминий, железо, кальций, магний, натрий, калий. В силу изоморфизма цезий (Cs), рубидий (Rb), цирконий (Zr), гафний (Hf), рений (Re), галлий (Ga) и многие другие чаще всего почти полностью захвачены и изоморфно поглощены минералами распространенных элементов-хозяев. Поэтому они в малых количествах рассеяны в литосфере и большей частью находятся в составе алюмосиликатов.

3. КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Все многообразие минерального царства с давних пор пытались классифицировать, беря в основу разнообразные их свойства и цели применения вплоть до их ювелирных качеств. Поэтому сегодня существует множество классификаций минералов, решающих различные задачи по их использованию.

По условиям происхождения минералы подразделяются на две крупные группы: 1 – *эндогенные* (от греч. *endon* – внутри), или *первичные* ми-

нералы, и 2 – *экзогенные* (от греч. *exo* – снаружи), или *вторичные или гипергенные* (от греч. *hyper* – сверху) минералы.

Первые возникают внутри земной коры, вторые – на ее поверхности при выветривании, почвообразовании и осаждении из водных растворов. По предложению А.А. Роде все минералы следует делить на собственно первичные минералы, первичные вторичные, возникшие в коре выветривания и в осадочных материнских породах, и вторичные, образовавшиеся непосредственно в почве. Из более 3000 природных минералов только 1/60 часть, то есть около 50, слагают основную массу горных пород, и поэтому они называются *породообразующими*. Существует 8 главных породообразующих групп минералов, составляющих 95–99 % изверженного материала. Это кварц, ортоклазы, плагиоклазы, пироксены, слюды, оливин, фельдшпаты и амфиболы. А отдельно взятые изверженные породы, начиная от кислых и кончая щелочными, состоят всего лишь из 3–5 минералов (рис. 5).

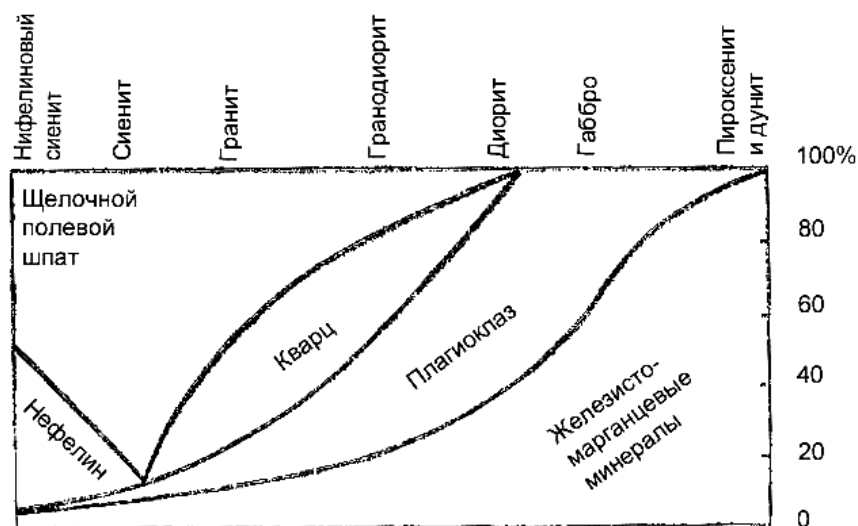


Рис. 5. Распределение породообразующих минералов по основным типам магматических горных пород (Добровольский [4])

Поведение последних при выветривании имеет исключительно большое значение для формирования того или иного механизма, скорости, вектора и конечного варианта почвообразования.

Остальные редкие минералы, не входящие в перечисленные группы, встречаются в виде малых примесей и называются *акцессорными* (от лат. *accessorius* – добавочный). Их содержание в изверженных породах невелико. Поэтому они не имеют особого значения при рассмотрении общей картины выветривания и почвообразования.

Существует классификация, основанная на типах химических соединений, слагающих разные минералы. В нашем случае все минералы удобно классифицировать по их количеству и участию в выветривании и почвообразовании, по их восприимчивости к выветриванию, которое зависит от их кри-

сталлохимической организации и химического состава. Кислород – самый распространенный элемент на Земле. Кроме того, он единственный из восьми элементов, преобладающих в литосфере, который образует анион. Все остальные – Si, Al, Fe, Ca, Na, Mg, K – катионы. Крупный размер и большое количество анионов кислорода приводит к тому, что его ионы занимают свыше 90 % объема почвы и литосферы. Поэтому минералы, состоящие из кислорода, кремния и алюминия, количественно преобладают (табл. 1). Эти минералы называются силикатами и алюмосиликатами. Они представлены как первичными, так и вторичными, как породообразующими, так и акцессорными. Поскольку в данных минералах алюминий часто замещает кремний, провести четкую границу между силикатами и алюмосиликатами невозможно. Поэтому для удобства все эти минералы называют *силикатами*. Вследствие их значительной распространенности они оправдывают то внимание, которое им уделяется при изучении выветривания. Во вторую смешанную группу входят все остальные минералы-*несиликаты*, отдельные из которых играют заметную роль в выветривании и почвообразовании.

3.1. Силикаты

Основу всего разнообразия этой группы составляют различные комбинации всего лишь трех элементов – кислорода, кремния и алюминия. Координационное число силикатов равно 4. Отсюда вывод: каждый ион кремния и алюминия находится в окружении четырех ионов кислорода. Если соединить центры ионов кислорода, то получится тетраэдр (рис. 6).

Следовательно, основу всех силикатов составляют кремнекислородные тетраэдры (от греч. *tetra* – 4, *hedra* – грань). Заряд одного иона кремния равен 4^+ . Сумма зарядов окружающих кремний 4 ионов кислорода равна 8^- . Очевиден избыток отрицательного заряда. Следовательно, кремнекислородный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$ обладает четырьмя свободными валентными связями. В некоторых силикатах в части тетраэдров ион Si^{4+} замещается ионами Al^{3+} . При этом возникает алюмокислородный тетраэдр с 5-валентным избыточным отрицательным зарядом. Такие минералы называются алюмосиликатами.

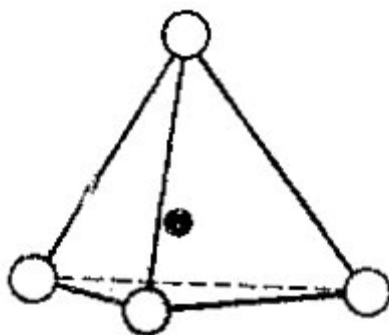


Рис. 6. Кремнекислородный тетраэдр

По способу происхождения принято выделять первичные и вторичные силикаты.

3.1.1. Первичные силикаты

По характеру взаимного расположения и сочленения тетраэдров в минерале различают шесть типов силикатов: островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоистые и каркасные.

Островной тип силикатов

В силикатах островного типа структуры кремнекислородные тетраэдры разбросаны (разобщены) между собой, как острова в архипелаге. Компенсация отрицательного заряда всех тетраэдров и связь между ними осуществляется чаще всего через двухвалентные катионы железа и магния, радиусы которых близки (0,078 и 0,072 нм). Хотя и реже, но в островных силикатах встречаются в роли «посредников» катионы кальция, натрия, калия и других химических элементов (рис. 7).

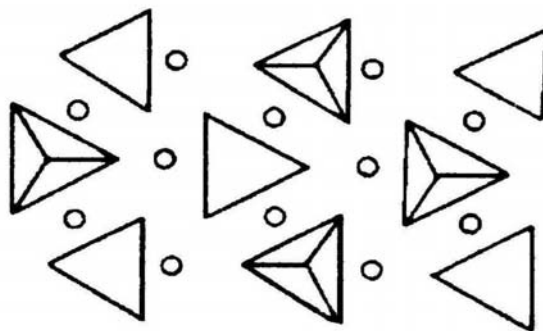


Рис. 7. Кристаллохимическая структура островных силикатов

К островным силикатам относятся минералы двух групп: 1 – **группа оливина** – форстерит, фаялит, циркон, дистен, андалузит, ставролит; 2 – **группа гранатов** – пироп, альмандин, спессартин, гроссуляр, андрадит и уваровит. И самостоятельные минералы – топаз, сфен и эпидот.

Группа оливина – $(\text{Mg, Fe})_2 [\text{SiO}_4]$. Название произошло из-за оливково-зеленого цвета, напоминающего плоды оливы. Устаревшее название – перидот. Эту группу образует смесь твердых растворов двух минералов: 1 – магниального – **форстерита** (по фамилии первооткрывателя – Форстера) и 2 – железистого – **фаялита** (по названию острова Фаял в Азорском архипелаге, где впервые он обнаружен). Образуется оливин при застывании магмы, бедной кремнием и алюминием. Он не обладает спаянностью, но часто рассечен произвольными трещинами. Оливин выветривается одним из первых в результате легкости окисления ионов железа и мобильности ионов магния. Изолированные (разобщенные) кремнекислород-

ные тетраэдры, освобожденные при выветривании, участвуют в образовании широкого набора вторичных глинистых минералов. Скопления форстерита могут служить сырьем для изготовления огнеупорных кирпичей. Прозрачные золотисто-зеленые кристаллы оливина относят к ювелирной разновидности – **хризолиту** (от греч. *hriso* – золото, *lito* – камень). Добывался на острове Зебергед (Топазион) в Красном море еще 3500 лет назад. Упоминался в «Естественной истории» Плиния Старшего (23–78 гг. н. э.). Широко использовался как ювелирное украшение и магический символ в Египте и Древней Греции. Знаменитый монокль Нерона был не изумрудный, а хризолитовый. В Средние века в Европу крестоносцы привозили великоценные изделия из хризолита.

Циркон $ZrSiO_4$ (от перс. *car* – золото, *gip* – цвет). Акцессорный. Отличается ярко-оранжевым, желтым или золотисто-коричневым цветом. Твердость 7–8, блеск – стеклянно-алмазный. Считают, что все цирконы образуются в гранитах. Он повсеместно распространен и всегда присутствует во фракции тяжелых минералов. Циркон настолько устойчив, что может выдержать несколько циклов выветривания, эрозии, метаморфизма и гранитизации. Поэтому в гранитах можно встретить цирконы разного возраста и из разных источников. Циркон рассматривается как инертный к выветриванию минерал и используется в качестве минерала-свидетеля для оценки количественных изменений других минералов в профиле почв. Вследствие этого циркон зачастую изучается более внимательно, чем другие акцессорные минералы, поскольку может дать сведения об источниках происхождения и обстановки образования материнских пород и почв. По цветовой палитре циркон делится: на гиацинт – красный, оранжевый, розовый; жаргон – желтый; малакон – прозрачный и старлит – синий или голубой.

Дистен $Al_2O_3[SiO_4]$ (в переводе с греч. – двояктвердый), или **кианит** (в переводе с греч. – синий). Акцессорный. От бесцветного до насыщенно-синего, синевато-зеленого. Весьма устойчив и служит надежным минералом-свидетелем. Окраска часто полосчатая. Обрабатывать дистен крайне трудно из-за его анизотропности и совершенной спайности.

Андалузит $Al[AlSiO_5]$ (свое название получил по провинции Андалузия в Испании). Акцессорный. Непрозрачен, от желтовато-зеленого до буровато-красного. Устойчив к выветриванию, легко определяется и поэтому служит надежным индикатором при изучении выветривания. Разновидности андалузита – виридин и хиастолит, или крестовик. В поперечном сечении кристаллов последнего отчетливо виден темный крест, что дало повод использовать этот минерал паломникам и монахам как амулет.

Ставролит $(Fe, Mg)_2(Al, Fe)_9O_6[SiO_4]_4(O, OH)$ (от греч. *stauros* – крест). Акцессорный. Непрозрачен, темно-бурого цвета. Является хорошим минералом-свидетелем. Изредка отмечается поверхностное измене-

ние в хлорит. Крестообразные сростки используются как священные крестики. По легенде возник из слез ангелов (фэй), оплакивающих Христа.

Группа гранатов (в переводе с лат. – зернистый, по сходству с формой и цветом мякоти зерен в плодах гранатового дерева. Старое русское название – вениса). $(M_3^{2+} M_2^{3+} [SiO_4]_3)$, где $M_3^{2+} - Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca^{2+}$; $M_2^{3+} - Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{3+}, Mn^{3+}$. Эти минералы устойчивы к выветриванию. Однако кальциевые разновидности выветриваются быстрее, чем железо-магниевые. В кислой почве разлагается быстрее (в оценке не почвенного, а геологического времени), дает глины, оксиды железа, марганца, титана и алюминия. Выделено шесть видов гранатов.

Пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ (от греч. *pyropos* – подобный огню) Акцессорный. С древности справедливо считался одним из красивейших минералов и был излюбленным камнем в XVIII–XIX веках за свой красный цвет с фиолетовыми, розовыми, вишневыми, малиновыми и оранжевыми тонами. Некоторые пиропы Якутии и Лесото с красно-зеленоватым или сине-пурпурным цветом обладают александритовым эффектом. У пиропа много синонимов – родолит, антракс, гарамантит, карбункул.

Альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ (по названию города Алабанда в Малой Азии). Акцессорный. Самый распространенный из гранатов, имеет массу синонимов. Чаще всего красный с фиолетовым оттенком. Известен с древних времен и не отличался от других красных минералов. Греческий антракс и латинский карбункул охватывали все красные гранаты, рубины, шпинели и так далее. Всем им приписывались возбуждающие свойства, целительность при ранении, воспалениях, вспышках гнева и многое другое.

Шпессартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ (назван по месту первой находки – Шпессарт в Баварии). Акцессорный. Медово-желтый, желто-красный, оранжево-розовый. Редкий, ценится дороже всех красных гранатов.

Гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ (от лат. *grossularia* – крыжовник, назван в 1790 ак. Лаксманом по сходству с ягодами крыжовника). Зеленый с разными оттенками. Акцессорный. По цветовым тонам различают: гессонит – оранжевый; сукцинит – янтарный; румянцевит – красноватый; ландерит – розовый; пакестанит – изумрудный.

Андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ (назван в честь португальского минералога д'Андрادا). Акцессорный. Окраска обеспечена наличием железа и изменяется от желто-зеленой до красно-бурой. Много разновидностей: меланит – черный, топозолит – лимонно-желтый и главный – демантоид – травянисто-зеленый. Андрадит наиболее ценный минерал группы гранатов.

Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$ (назван по фамилии русского министра просвещения графа С.С. Уварова) – изумрудно-зеленый гранат. Акцессорный. Впервые найден на Урале.

Пироп, андрадит и уваровит тяготеют к ультраосновным породам, все остальные гранаты – к гранитоидным. Пироп обычно является спутником алмазов и потому часто служит поисковым признаком на них.

Топаз $Al_2[SiO_4](F,OH)_2$ (назван по острову Топазиос в Красном море, месту первой находки). Акцессорный. Окраска зависит от примеси: голубая – Fe^{+2} , розовая – Fe^{+3} , красно-фиолетовая – Cr^{+3} и так далее. Наиболее нарядны кристаллы розового, винно-желтого, голубого и чайного цвета. Издревле топазы служили талисманами и защищали от буйных страстей и опасностей, навевали безмятежность и наслаждение жизнью, отгоняли гнев и неверность. Бесцветные топазы зачастую выдаются за алмазы. Так топаз «Браганца» массой 1640 карат в 1740 году был вставлен в португальскую корону в качестве алмаза. Очень устойчив к выветриванию.

Титанит – $CaTiO[SiO_4]$, или **сфен** (в переводе с греч. – клин, по клиновидной форме кристалла). Акцессорный. Желтый, бурый, реже зеленый цвет. Отличается яркой игрой и алмазным блеском.

Эпидот $Ca_2(Al,Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$ (от греч. *epidosos* – приращение). Акцессорный. Цвет – зеленый, фисташково-оливковый (отсюда синоним – *пистацит*), темно-зеленый, реже – черный, на Урале встречается бутылочно-зеленая прозрачная разновидность – *пушкинит*. При выветривании становится мутным и непрозрачным.

Кольцевой тип силикатов

У данных минералов шесть тетраэдров соединяются в замкнутое гексагональное кольцо. В этом случае силикатные тетраэдры находятся не в изолированном положении, как у островных силикатов, а соединены через общие ионы кислорода в кольца (рис. 8).

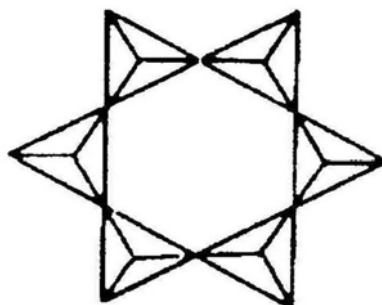


Рис. 8. Кристаллохимическая структура кольцевых силикатов

Эти кольца связаны между собой катионами железа, алюминия, магния и другими ионами. Особого значения, как порообразующие, данные минералы не имеют. В почвах встречаются редко. Примером кольцевого силиката служит **берилл** – $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$. Встречается в виде призматических кристаллов, иногда очень крупных. Цвет очень разнообразный и зависит от примесей. По окраске и ювелирному качеству различают более 15 разновидностей берилла, среди которых главными считаются изумруд и аквамарин.

Изумруд. Акцессорный. Название от искаженного латинского *esmeralde*, греческого *smaraldos*, персидского *sumturid*, имеющих санскритское (или семитское?) происхождение. В языках всех этих народов

данные термины обозначали «зеленый камень». По старинному русскому поверью изумруд, то есть изумруд – это камень мудрости, хладнокровия и надежды. Считался могущественным талисманом от сглаза, порчи, укуса змей. Красивые изумруды ценятся дороже алмазов. Добывается больше 5 тысяч лет. Известны изумрудные копи царицы Клеопатры, изумруды инков, скифские смарагды с Урала. Окраска изумрудов связана с хромом, железом и ванадием. Самый крупный изумруд массой в 7,5 кг был добыт в Бразилии. У нас на Урале в 1834 году найден изумруд весом чуть больше 2 кг (11 тыс. карат). В историю он вошел как изумруд Якова Коквина – директора Екатеринбургской гранильной фабрики, оставив кровавый след в судьбе многих людей. Самая большая коллекция изумрудов находится во дворце турецких султанов в Стамбуле. Начало первых экспериментов по получению искусственных изумрудов – 1830 год во Франции. Первый искусственный изумруд выращен в 1848 году. Начиная с 50 годов прошлого столетия, изумруды требуемого качества успешно синтезируются, и в большом количестве поступают в продажу.

Аквамарин. Акцессорный. Свое название получил за окраску (от лат. *аgуатагiна* – морская вода). С давних времен аквамарин был амулетом, полезным для зрения, охлаждения страстей, гнева и успокоении морских штормов и бурь. И по сей день он служит основным талисманом моряков. Особо ценятся камни небесно-голубого цвета. Со временем окраска аквамаринов тускнеет, но ее можно восстановить и даже усилить путем нагревания свыше 400 °С или рентгеновским облучением. Нередко встречаются крупные кристаллы до 0,5 м длиной и до 100 кг весом. В Оружейной палате Кремля хранится скипетр польского короля Станислава длиной в 30 см, выточенный из цельного кристалла прозрачного аквамарина. Не раз находили шестигранные призмы в несколько тонн весом, но качество камня не соответствовало ювелирным требованиям. Задача получения искусственного аквамарина давно решена, но экономически это не выгодно.

Цепочечный тип силикатов

Тетраэдры в этих метасиликатах связаны в непрерывные цепи (рис. 9). Отношение Si[O равно 1 к 3. Минералохимическая ячейка $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ имеет заряд в 4 валентности, который компенсируется щелочно-земельными и земельными основаниями. К цепочечным силикатам относится группа **пироксенов** (от лат. *piro* – огонь, *xenis* – чуждый, равнодушный). Кристаллы этих минералов обладают хорошей спаянностью. От оливина пироксены отличаются большим содержанием SiO_2 , и помимо магния и железа, в их состав входят кальций, натрий, литий, трехвалентное железо и алюминий. Самым распространенным среди щелочных пироксенов – **авгит** (от греч. *avge* – блеск) – $\text{Ca}_4(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]_4$, часть кремния в тетраэдрах которого замещена на алюминий. Таким образом, авгит относится к алюмосиликатам. Окрашен в зеленый цвет с всевозможными от-

тенками. Темно-зеленые кристаллы использовались в России для вставок в серьги и кольца. Авгит присутствует в средних и основных изверженных породах и очень редко – в осадочных. Наличие спаянности обуславливает его быстрое выветривание и переход в глинистые минералы.

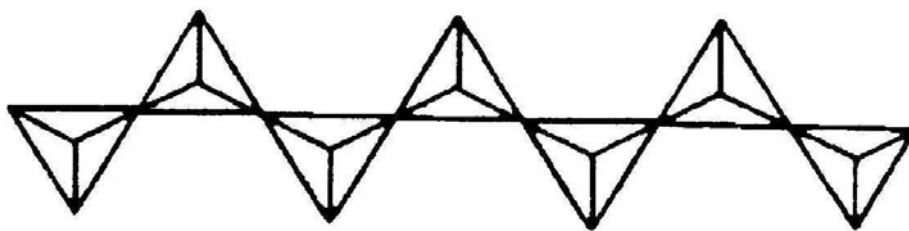


Рис. 9. Кристаллохимическая структура цепочечных силикатов

Жадеит (от исп. *ijada* – бок, поясничный камень) $\text{Na,Al}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Окрашен в белый, зеленый, розовый, черный, фиолетовый и синий цвета. Имеет массу синонимов, взятых чаще всего из китайского языка. Из-за своей высокой прочности и вязкости широко использовался еще в каменном веке в виде орудий и инструментов. Очень популярен в Китае и в целом на Востоке. Из него изготовлено бесчисленное количество фигурок Будды. У аборигенов Америки (майя, ацтеков, альмеков) жадеит считался драгоценным камнем, ценившимся выше всех остальных.

Более редкие пироксены – это магниевый **энстатит** – $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, железистый **гиперстен** – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Железomagнезиальные пироксены образуют изоморфный ряд от энстатита, через гиперстен к ферросилиту ($\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$). Энстатит широко представлен в основных магматических породах, тогда как гиперстен тяготеет к метаморфическим породам. А вот ферросилит в природе пока еще не обнаружен. Главные представители кальциевых и магниевых пироксенов – **диопсид** – $\text{Ca,Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и **геденбергит** – $\text{Mg,Fe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Они оба занимают крайние позиции в своем изоморфном ряду. Среди диопсидов (от греч. *di* – дважды, *opsis* – взгляд) много ювелирных разновидностей: розовый – антохроит, голубовато-зеленый – байкалит, фиолетовый – виолан, ярко-зеленый – лавровит и изумрудно-зеленый – хромдиопсид (сибирский изумруд).

В почвах гумидного климата пироксены энергично выветриваются. Особенно неустойчивы железomagнезиальные пироксены, которые на первых же стадиях выветривания замещаются хлоритами, гидрослюдами. В дальнейшем на месте этих минералов образуются скопления галлуазита, нонтронита, опала и гидроксидов железа.

Ленточный тип силикатов

В основу кристаллов данных минералов положены sdвоенные цепочки, дающие ленты или пояса, в которых элементарная ячейка состоит из 4 ионов Si и 11 ионов O (рис. 10).

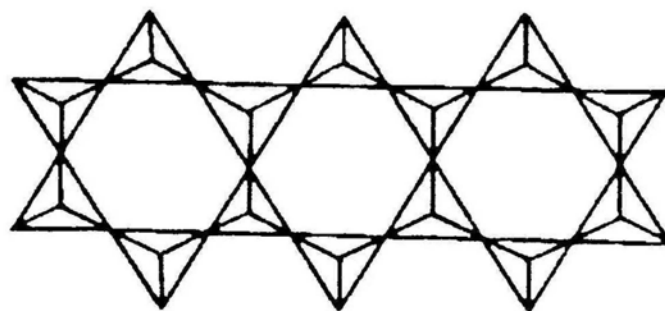


Рис. 10. Кристаллохимическая структура ленточных силикатов

В итоге группировка $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ обладает шестью свободными отрицательными валентностями. Кроме того, на каждую ячейку приходится по одной гидроксильной группе $[\text{OH}]^-$ или $[\text{F}]^-$. Таким образом, общий заряд каждой ячейки ленточных силикатов равен 7^- . Отрицательный заряд нейтрализуется катионами Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , Al^{3+} и Fe^{3+} , которые скрепляют пояса друг с другом. Кроме того, в состав ячейки может входить различное количество катионов K^+ , Li^+ , Mn^{2+} , Cr^{3+} , Zn^{2+} . Все это определяет чрезвычайную изменчивость состава ленточных силикатов, что и нашло отражение в названии этих минералов – **амфиболы** (от греч. *amfibolo* – двойственный, непостоянный). Простейший из амфиболов – *тремолит* имеет формулу $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Все минералы группы амфиболов по своему внешнему виду очень схожи между собой и различаются с большим трудом. Как правило, амфиболы представляют собой изоморфную смесь двух, трех и более минеральных компонентов, что заметно сказывается на их химическом составе. Структура этих силикатов выглядит в виде сложно скрученных и переплетенных пучков параллельных цепей (пироксены) и лент (амфиболы), которые соединены между собой различными катионами.

По химизму амфиболы, как и пироксены, делятся на:

- 1 – железомagneзиальные,
- 2 – кальциевые,
- 3 – натрий-кальциевые,
- 4 – щелочные.

Количественно преобладают среди всех амфиболов натрий-кальциевые разновидности **роговой обманки** (обманки! обратите внимание). Она слагается рядом изоморфных минералов, соотношение которых крайне изменчиво. Поэтому и состав роговой обманки не постоянен и очень сложен. В ней в широких пределах изменяются соотношения кальция и натрия, магния и двухвалентного железа, трехвалентного железа и алюминия, алюминия и кремния. Помимо этого в роговой обманке могут присутствовать в различных количествах и комбинациях калий, литий, барий, стронций, титан, марганец, никель, хром и другие редкие элементы.

Амфиболы – важные породообразующие минералы, которые совместно с пироксенами составляют около 16 % массы земной коры. Именно они образуют темные вкрапления в текстуре гранитов. Амфиболы легко поддаются выветриванию в результате ионного обмена по плоскостям спаянности и разрушения кристаллической решетки. Из продуктов распада образуются глины и свободные основания в виде оксидов и солей. Амфиболы обычно дольше противостоят выветриванию по сравнению с пироксенами, при этом роговая обманка заметно устойчивее, чем другие амфиболы. *Некоторые амфиболы (например, нефрит – от греч. nefros – почка, родусит – от названия острова Родос) служат поделочным камнем для мелких декоративных и ювелирных украшений, особенно кабошонов. Крокидолит создает эффект соколиного, кошачьего и тигрового «глаза» в переливчатом кварце.*

Слоистый тип силикатов

Среди магматических (первичных) слоистых минералов, общее количество которых не превышает десяти, преобладающая доля приходится на слюды. Их главные представители – **мусковит** и **биотит**. Они составляют немногим более 4 % литосферы. Все минералы группы слюд относятся к трехслойным силикатам, которые обозначаются цифровым индексом 2 : 1. В структуру слюды входят два слоя кремнекислородных тетраэдров (рис. 11), вершины которых обращены друг к другу.

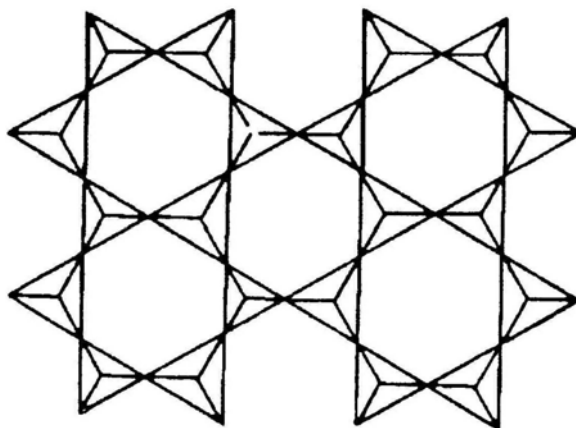


Рис. 11. Кристаллохимическая схема тетраэдрного слоя

Между этими слоями расположен гексагональный третий, представленный октаэдрической сеткой.

Элементарная ячейка тетраэдрических слоев отвечает формуле $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$. На один ион кремния в ней приходится два с половиной иона кислорода. Но эта формула нарушается частой заменой в тетраэдрах кремния на алюминий. Обычно на три кремнекислородных тетраэдра приходится один алюмокислородный. В итоге химическая формула ячейки слюды при-

обретает вид $[\text{Al}, \text{Si}_3\text{O}_{10}]^{5-}$. Между этими двумя слоями размещается третий октаэдрический слой. В центре октаэдров помещены катионы с малым радиусом. Чаще всего таким катионом является калий. Октаэдрические катионы представлены Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} . В тех вершинах октаэдров, через которые не осуществляется сочленение с тетраэдрической сеткой, расположены гидроксильные группы. Все эти три слоя образуют так называемый пакет, в котором один октаэдрический слой зажат между двумя тетраэдрическими слоями. Кристаллохимическая формула трехслойного пакета у мусковита выглядит так: $[\text{Al}_2(\text{OH})_2][\text{Al}, \text{Si}_3\text{O}_{10}]^{1-}$. Избыточный отрицательный заряд, возникший за счет гетеровалентного изоморфизма в тетраэдрической сетке, компенсируется катионом калия, который располагается в межпакетных позициях. В итоге, общая формула такого трехслойного пакета у мусковита приобретает следующий вид: $\text{K}[\text{Al}_2(\text{OH})_2][\text{Al}, \text{Si}_3\text{O}_{10}]$. Она отличается от химической формулы. В первых квадратных скобках записан химический состав октаэдров, составляющих центральный слой пакета мусковита. Во вторых – состав тетраэдров, два слоя которых с двух сторон окаймляют центральный слой. Совместно они образуют трехслойный пакет. И, наконец, ионы калия, помещенные между пакетами, соединяют их в листочки слюды (рис. 12). Алюминий в слюдах играет двойную (амфотерную – от греч. *amphoterous* – и тот, и другой) роль. С одной стороны, он входит в тетраэдры, приобретая вместе с кислородным остатком свойства аниона, с другой – в октаэдры, где проявляет себя четким катионом. Поэтому у слюд такая сложная минералогическая формула.

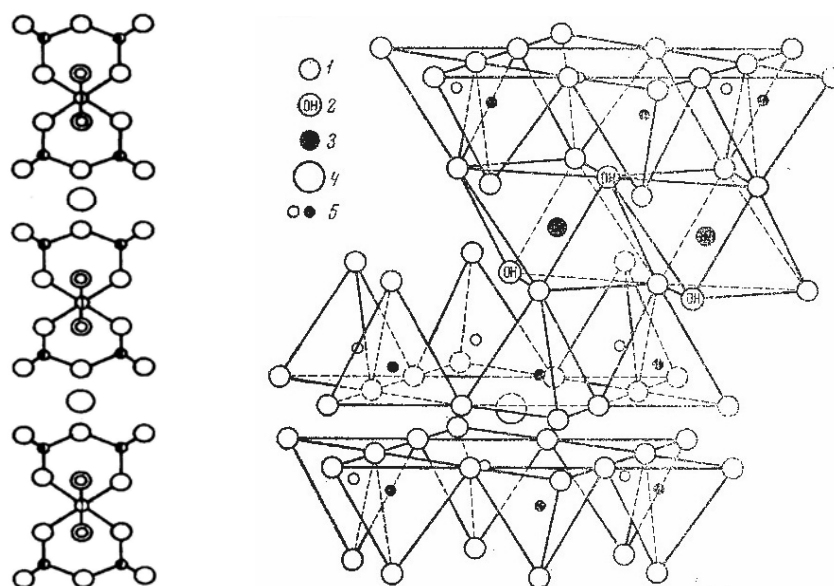


Рис. 12. Схематическое изображение структуры мусковита: 1 – кислород, 2 – гидроксилы, 3 – алюминий, 4 – калий, 5 – кремний (на $\frac{1}{4}$ замещен алюминием) (Горбунов [2]).

Мусковит (или алюминиевая слюда) светлая и прозрачная. Крупные ее пластинки (отдельные тонкие листы) использовались вместо оконных стекол в Древней Руси, то есть в Московии. Отсюда и название – мусковит. Тонкочешуйчатый мусковит, возникающий при выветривании плагиоклазов, называется серицитом.

Существует железомagneзиальная слюда – $K[Mg,Fe]_3(OH)_2[Si_3AlO_{10}]$, называемая биотитом (от фамилии французского физика J. Biot). Биотит черного цвета с зеленоватым оттенком, легко выветривается и переходит в монтмориллонит, вермикулит, а при затрудненном дренаже в хлорит. По сравнению с мусковитом биотит механически менее прочен и менее устойчив к выветриванию.

Слюды входят в состав многих изверженных (особенно много их в гранитах) и метаморфических пород. В меньшем количестве они встречаются в осадочных породах и почвах. Слюды отсутствуют в эоловых и много раз переотложенных породах по причине их склонности к истиранию при транспортировке. Все расстояния, как внутри пакетов слюды, так и между ними прочно зафиксированы. Но в ходе выветривания калий может замещаться на другие катионы и на молекулы воды. В этом случае слюды переходят в гидрослюды, а межпакетное расстояние, равное в слюдах $10,1 \text{ \AA}$, не остается постоянным, а изменяется в зависимости от влажности и состава катионов, вытеснивших калий. Для минералов данной группы обычен ионный обмен, поэтому они легко, без особых структурных перестроек, трансформируются в иллиты, хлориты, смектиты, вермикулиты и другие.

Каркасный тип силикатов

В минералах данной группы кремнекислородные тетраэдры соединены через все четыре вершины в общий каркас. Простейший каркасный силикат – **кварц**. Кварц (от вендет. *twardi* – твердый) – один из наиболее распространенных минералов. Его формула записывается как SiO_2 , что вполне соответствует соотношению кремния к кислороду как 1 к 2. Но это не значит, что один кремний связан всего с двумя атомами кислорода. В действительности с каждым ионом кремния соединены четыре кислородных иона. В свою очередь, каждый кислород связан только с двумя атомами кремния (рис. 13). Соединенные в кварце тетраэдры не могут иметь плотную упаковку. Поэтому в его структуре встречаются довольно крупные полости, заполненные примесями. Но последние не удерживаются химическими связями с тетраэдрами кварца, поскольку у него нет свободных валентных (электрохимических) зарядов. Часто под кварцем понимается один лишь песок. Но частицы кварца могут иметь любые размеры – от мелкого ила до крупных камней. Большая часть кварца наследуется от материнских пород, другая – образуется из выветренных силикатных минералов. Малая часть кристаллизуется в растительных клетках и называется фитолитариями. Они порою дают ключ к разгадке истории почвы.

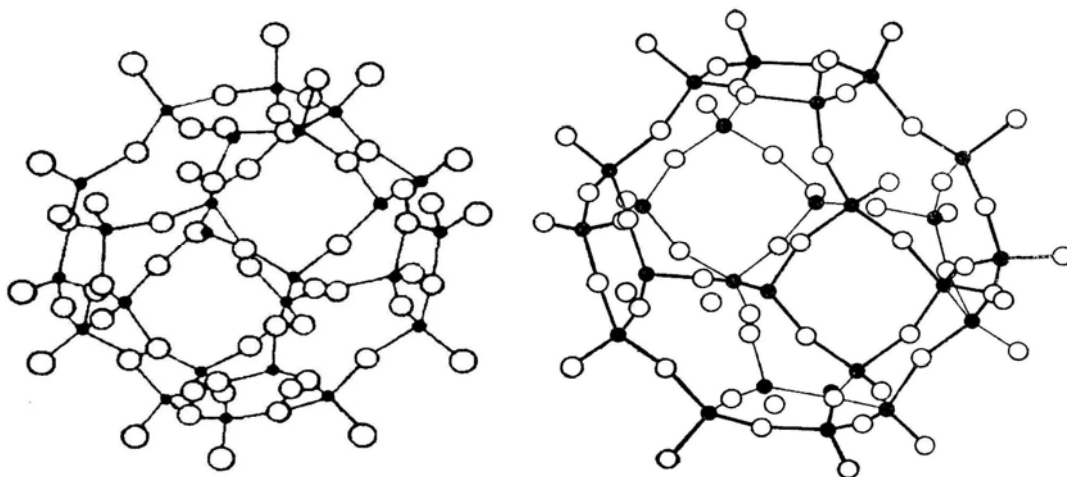


Рис. 13. Кристаллохимическая структура каркасных силикатов

Кварц кристаллизуется из магмы последним, при относительно низких температурах и давлении (рис. 2). Поэтому справедливо предположить, что он хорошо противостоит выветриванию. И это действительно так. Этот минерал не обладает спаянностью и поэтому устойчив не только к химическому выветриванию, но и физическому истиранию при транспортировке водой и ветром. По этой причине его часто используют как минерал-свидетель.

*Известно около десятка разновидностей ювелирного кварца. Это горный и дымчатый хрусталь, аметист, празолит, морион, цитрин, авантюрин, кошачий, тигровый, соколиный глаз и другие коллекционные минералы. Бесцветный и прозрачный кварц носит название **горный хрусталь**. Со времени Античности и вплоть до XII в. считалось, что горный хрусталь – это навеки застывшая вода, то есть не тающий лед. Название «хрусталь» – русифицированная форма греческого слова лед – «кристаллос». В обиходе хрусталем называют свинецсодержащее стекло, которое круто преломляет свет. Горный хрусталь термостойкий и потому римские патриции летом в жару охлаждали руки, держа в ладонях полированные шары горного хрусталя, которые долго охлаждались в колодцах или холодных подвалах. В Оружейной палате Кремля много столовых приборов из этого минерала: самовар Петра I, бочонки, кружки, чашки, ручки и т. д. В поверьях многих народов горный хрусталь избавляет от страха, дурных снов, от опасности замерзнуть.*

*Прозрачный кварц с серыми и бурными оттенками, называется **дымчатым, или раухтопазом** (от нем. Rauch – дым). При нагревании дымчатого кварца получали золотисто-медовые кристаллы (впервые это произошло случайно в тесте при выпечке хлеба на Урале), которые стали выдавать за топаз (от санскрит. – огонь). Почти черные кристаллы кварца именуют **морионом** (от лат. mormorion – кристалл темного цвета).*

Аметист (от греч. *amethystos* – против опьянения) – самый дорогой и красивый камень кварца. Он имеет фиолетовую окраску различной густоты и оттенков. С древних времен и по сей день аметист высоко ценится и широко используется для украшений церковных амулетов и одежды священников. При посвящении в сан кардиналу вручается кольцо с аметистом. Оттого аметист часто называют епископским, пастырским, а у нас в России, архиерейским камнем. По преданиям аметист приносит счастье (и поэтому его дарят любимым), укрепляет стойкость против искушения, ностальгии (поэтому его носят миссионеры), хранит от дурного глаза, отравления и пьянства; удаляет морщины, сохраняет молодость, делает человека бодрым, разумным, отгоняет тоску и соблазн. Однако носить его нужно не постоянно, иначе перестанешь понимать поведение людей, обуреваемых страстями. Самые лучшие аметисты добываются у нас на Урале, самые богатые месторождения в Бразилии и Шри-Ланке. Впервые искусственный аметист был получен в России.

Цитрин (от лат. *citrus* – лимон). Это кварц лимонно-желтого цвета. Чаще всего это обожженные малоценные аметисты и раухтопазы. И если природные цитрины имеют чистую, бледно-желтую окраску, то у цитринов из аметистов и раухтопазов желтый цвет подернут красноватым оттенком. Так, при температуре меньше 478 °С аметист становится сочно-желтым, при температуре 550–560 °С – темно-желтым, а при температуре более 600 °С – розовым.

Празолит (от греч. *prafaios* – зеленый, как порей) – светло-зеленая разновидность кварца. В природе не встречается; получен прокаливанием бразильских аметистов при температуре около 500 °С. Очень схож с бериллом и турмалином.

Празем (от греч. *prasios* – луково-зеленый) – яблочно-зеленый кварц с включением спутанных волокон актинолита. Синоним – зеленая яшма. Легко спутать с жадом.

Авантюрин (от итал. *a ventura* – случайно) – свое название получил за сходство со случайно полученным в Италии в 1700 г. особым сортом стекла с включением мелких опилок меди. Зеленый авантюрин содержит листочки хромовой слюды, золотистый авантюрин – кристаллы гематита и так далее.

Каркасные силикаты объединяют самые распространенные минералы магматических пород. На их долю приходится свыше 55 % литосферы. Разнообразие каркасных силикатов обусловлено тем, что в строении этих минералов помимо кремнекислородного тетраэдра принимает участие еще и алюмокислородный, в котором кремний замещен алюминием. Эта замена четырехвалентного кремния трехвалентным алюминием вызывает появление одной свободной отрицательной связи. Благодаря этому в состав силикатов (а правильнее – алюмосиликатов) входят катионы щелочных и щелочно-земельных металлов: калий, натрий, кальций, в редких случаях, ба-

рий. Каркасная структура строения присуща: 1 – **полевым шпатам** (от нем. *Spat* – брусок) и 2 – **фельдшпатам** (от нем. *Feldspat* – фельдшпатоиды, фельдфоиды). Полевые шпаты делятся на калиево-натриевые (ортоклазы – прямо колющиеся, от греч. *orthos* – прямой, *klasis* – разлом) и натриево-кальциевые (плагиоклазы – косо колющиеся, от греч. *plagios* – косою) шпаты.

Ортоклазы – представляют собой твердую смесь (раствор) двух минералов в разном соотношении. С одной стороны – это **микроклин** (от греч. *micros* – малый, *klino* – наклон, угол – $K[AlSi_3O_8]$) и с другой – **альбит** (от лат. *albus* – белый) $Na[AlSi_3O_8]$. Однако непрерывного ряда от альбита до микроклина в природе нет. Основная масса щелочных шпатов приходится на микроклин с некоторой примесью натрия.

Ярко-голубовато-зеленый микроклин называется амазонитом (от реки Амазонка), цвета шампанского и луны – адуляр (от нем. Adula – название горы в Швейцарии) с хорошей иризацией (от греч. iris – радуга), широко используется в ювелирном деле.

Плагиоклазы – это ряд изоморфной смеси двух составных компонентов – **альбита** $Na[AlSi_3O_8]$ и **анортита** $Ca[Al_2Si_2O_8]$ в самых различных соотношениях. В соответствии с содержанием в плагиоклазе анортита различают следующие минеральные виды: альбит – 0–10 %, олигоклаз – 10–30 %, андезин – 30–50 %, лабрадор – 50–70 %, битовнит 70–90 % и анортит 90–100 %. В этом же ряду с заменой натрия на кальций уменьшается содержание кремния и возрастает – алюминия. *Среди плагиоклазов наиболее красивы лабрадор (от названия полуострова) с яркой игрой цветов всего видимого спектра и авантюриновый шпат (солнечный камень) с мягким золотистым блеском.*

Полевые шпаты имеют такую же твердость, как кварц, но в отличие от него, обладают хорошей спаянностью. Вследствие этого они быстро истираются, пропитываются водой и измельчаются. Наиболее устойчивы ортоклазы (микроклин). Плагиоклазы выветриваются легче, причем кальциевые разновидности выветриваются быстрее, чем натриевые. Преобразование полевых шпатов в разных почвах протекает с неодинаковой интенсивностью. В гумидном климате эти минералы выветриваются с большей скоростью, чем в аридном. В Финляндии плотные полевошпатастые граниты очень скоро превращаются в «гнилой камень – рапа киви», который легко крошится в руках. В этих условиях полевые шпаты обычно переходят в каолиниты. В аридных ландшафтах они способны выдерживать натиск выветривания в широких диапазонах температур, не претерпев минералогических изменений. К.Д. Глинка (1906) впервые экспериментально доказал, что преобразование полевых шпатов в каолинит в элювиальных условиях выветривания протекает постепенно, через ряд переходных стадий. В соответствии с активностью элювиирования выветривание может задержать-

ся (остановиться) на любом из этапов образования глин: аллофанов, иллитов, серицитов, вермикулитов, галлуазитов, каолинитов.

Фельдшпаты состоят из тех же элементов, что и полевые шпаты, но с меньшим количеством кремния. Среди них наиболее распространены **нефелин** (от греч. *perhele* – облако) $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ и **лейцит** (от греч. *leukos* – белый) $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$. Нефелин применяется в стекольном и фарфоровом производстве, используется для получения соды, краски, как руда на алюминий, а лейцит – как калийное удобрение. Нефелин подвержен быстрому выветриванию с образованием волокнистого цеолита, серицита и глинистых минералов. Способность его противостоять выветриванию значительно слабее, чем ортоклазов и сопоставима с плагиоклазами.

3.1.2. Вторичные силикаты

Глинистые минералы

В науке долго и довольно прочно бытовало понятие, что глины – это всего-навсего хорошо раздробленная горная порода. Стоит только любой минерал тщательно измельчить, как тут же получается глина. Именно в те времена появилось понятие о «физической глине», так как считалось, что все частицы меньше 0,01 мм дают глинистую массу. В начале XX века, в связи с успехами коллоидной химии, специалисты впали в другую крайность. Под глиной понимали аморфную гелевую смесь, а почву оценивали, как «царство гелей». И только при помощи просвечивания рентгеновскими лучами удалось выяснить, что в состав истинных глин входят самобытные слоистые минералы, очень похожие по своему строению и составу на слюды. *Насколько в свое время была сложна проблема глин, говорит тот факт, что многие маститые ученые терпели в этом вопросе полное фиаско. Так, например, от логически безупречного и изящного толкования академиком В. И. Вернадским его гипотезы о строении каолинитового ядра, которую он блестяще защитил в Париже в качестве своей докторской диссертации, рентгеновское изучение глин не оставило камня на камне. Ошибка ученого, как и многих других корифеев, заключалась в том, что он трактовал свое видение каолинитового ядра в виде отдельной молекулы. Но в минералах нет разобценных молекул. Поэтому его самостоятельное и обособленное в пространстве каолинитовое ядро не выдержало проверки временем и очень скоро было забыто.*

В 20–40-е годы XX века выяснилось, что в структуру глинистых минералов входят два разных слоя, различные сочетания и количества которых дают весь спектр кристаллических решеток всех глин. Один из слоев представлен сеткой тетраэдров (рис. 14), другой – октаэдров (рис. 15).

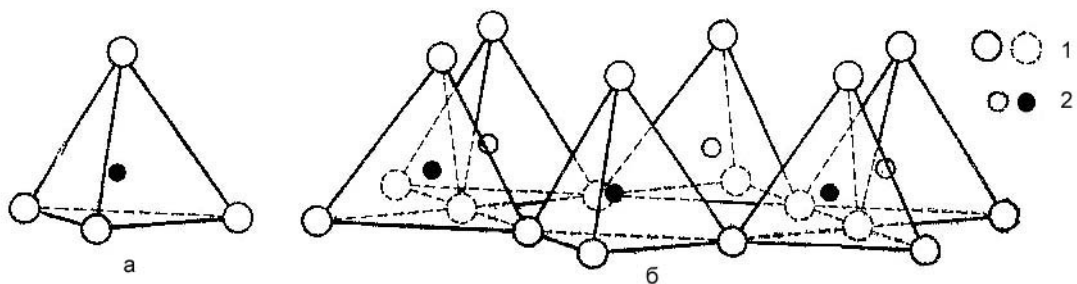


Рис. 14. Кремнекислородный тетраэдр (а) и гексагональный слой тетраэдров (б) (1 – кислород и 2 – кремний)

Напомним, в центре тетраэдра помещен кремний, по вершинам – кислород. Гексагональная сетка кремнекислородных тетраэдров никогда не встречается самостоятельно, а только в составе слоистых силикатов, в том числе и глин.

Другой структурный слой, называемый октаэдрическим, построен из алюминия или магния в центре октаэдров и кислорода (или гидроксила) по краям. Октаэдрические слои алюминия и магния могут встречаться в свободном виде и слагать такие минералы, как гиббсит (по фам. минералога G. Gibbs) и брусит (от фам. минералога А. Bruce), соответственно.

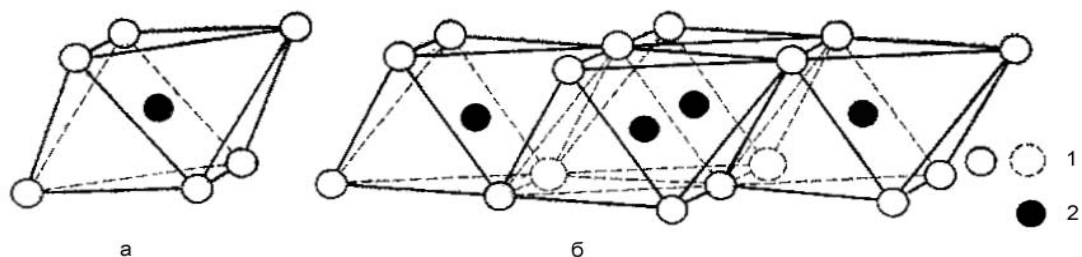


Рис. 15. Октаэдр (а) и октаэдрический слой (б)
(1 – гидроксилы и 2 – алюминий, магний, железо и другие катионы)

Эти два основных слоя, то есть тетраэдрический и октаэдрический, могут соединяться между собой, образуя исходные пакеты тех или иных глинистых минералов. В том случае, если пакет состоит из одного слоя тетраэдров и одного слоя октаэдров, возникает группа каолиновых минералов, которую часто обозначают символом 1 : 1. Иное распределение слоев наблюдается в группе глинистых минералов со строением пакетов, обозначаемых как 2 : 1. В нее входят слюда, иллиты (гидрослюда), вермикулит и монтмориллонит. У всех этих минералов пакет состоит из двух слоев кремнекислородных тетраэдров и одного слоя глиноземистых (Al)

или магнезиальных (Mg) октаэдров. При этом строго выполняется следующая очередность: по краям располагаются слои тетраэдров, а между ними (как начинка в торте) – октаэдрический слой. Реже, но встречаются и другие комбинации, дающие свои глинистые минералы (рис. 16).

Свойства глинистых минералов очень сильно зависят от их строения. Например, межплоскостное расстояние у каолинита всегда постоянно и равно $7,2 \text{ \AA}$. И наоборот, у глин 2 : 1, имеющих лабильную (разбухающую) кристаллическую решетку, межплоскостное расстояние может меняться. С намоканием глин и вхождением в их базальное пространство молекул воды и крупных катионов межплоскостной зазор расширяется, и глина увеличивается в объеме (вспомните разбухание глин). А вот при высыхании глин и вымывании из межпакетных «щелей» связующих катионов глины дают усадку за счет уменьшения базальных расстояний.

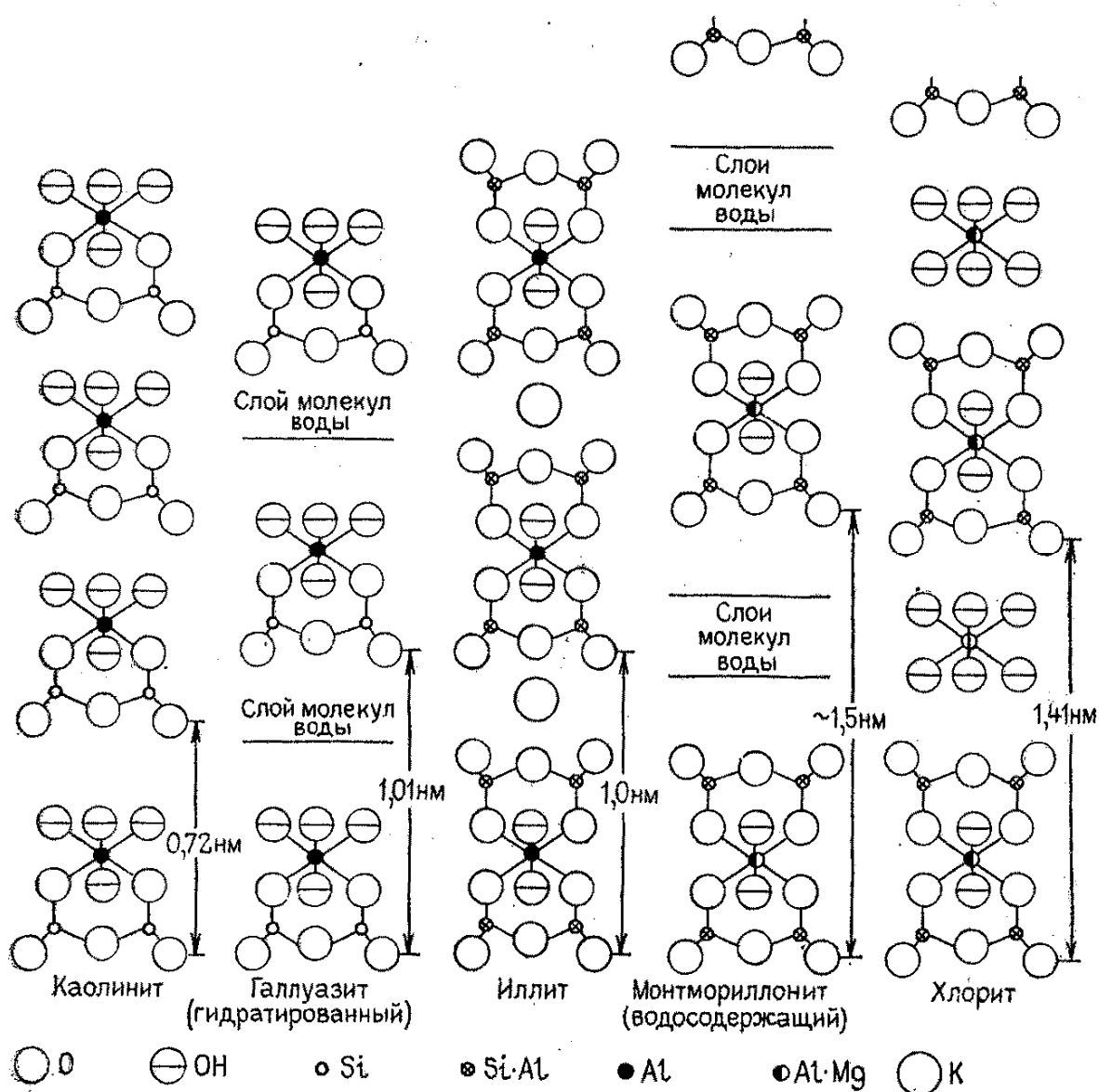


Рис. 16. Схема строения силикатов со слоистой решеткой (Горбунов [2])

Наличие в кристаллической решетке тетраэдрических и октаэдрических слоев дает основание относить глинистые минералы к слоистым (листоватым) силикатам. Отсюда и определение: **глинистые минералы – это тонкодисперсные слоистые силикаты**. Однако в обиходе многих естественных и прикладных наук широко распространено более расплывчатое и менее строгое толкование глинистых минералов. В этом случае к глинистым минералам относят не только дисперсные слоистые силикаты, но и многие другие измельченные минералы и аморфные вещества. Зачастую пользуются понятием **глины**, под которым понимается сыпучий землистый материал естественного происхождения, основную массу которого составляют глинистые минералы и примесь в виде тонких обломков других минералов и аморфных коллоидов.

В зависимости от характера заполнения октаэдров, все слоистые силикаты делятся на **диоктаэдрические** и **триоктаэдрические** структуры. В диоктаэдрических глинистых минералах заполнены катионами только 2/3 всех октаэдрических пустот. При этом в центре октаэдров находятся трехвалентные катионы (преимущественно алюминий). В триоктаэдрических глинистых силикатах все центры октаэдров заполнены двухвалентными катионами, главным образом Mg^{2+} и Fe^{2+} .

Классификация глинистых минералов построена с учетом: 1 – соотношения и количества тетраэдрических и октаэдрических слоев в структурном пакете; 2 – полноты и качества заполнения октаэдров и 3 – величины и места нахождения заряда в структурном пакете (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Классификация глинистых минералов [13]

Тип заполнения октаэдрического слоя	Соотношение тетраэдрических и октаэдрических сеток в пакете (тип пакета)				
	1 : 1	2 : 1			2 : 1 : 1
Диоктаэдрический	Группа каолинита Группа галлуазита	Группа диоктаэдрического монтмориллонита	Группа диоктаэдрического вермикулита	Группа диоктаэдрических слюд и иллитов	Группа диоктаэдрических хлоритов
Триоктаэдрический	Группа серпентина	Группа сапонита	Группа триоктаэдрического вермикулита	Группа триоктаэдрических слюд и иллитов	Группа триоктаэдрических хлоритов

Семейство гидрослюд, или иллитов. В числе почвенных глинистых минералов заметное место занимает группа иллитов (от названия штата Иллинойс, США), в состав которых входят серицит, гидромусковит, гидробиотит, глауконит и другие. Иллиты тяготеют к мелко пылеватой и или-

стой фракциям и часто образуют сложные по форме микроагрегаты. На электронных снимках хорошо различимы отдельные плоские кристаллы, которые могут наслаиваться друг на друга и выглядеть в виде полураскрытой «книжки». Кристаллическая решетка гидрослюдов состоит из 2 тетраэдрических слоев, обращенных вершинами навстречу друг другу. Между ними находится октаэдрическая сетка. Соединение этих трех слоев. Кристаллохимическая организация гидрослюдов занимает переходное положение между слюдами и смектитами. По своему составу они близки к биотиту и мусковиту, а многие из них напрямую произошли из слюд. Но, в отличие от них, иллиты сильнее гидратированы и в них, за счет изоморфных замещений в ходе выветривания, снижен заряд кристаллической решетки. Это позволяет катионам кальция, натрия и магния вытеснить часть калия и войти в межпакетное пространство. С другой стороны, эти минералы близки к монтмориллониту, так как относятся к трехслойным минералам. Однако трехслойные пакеты гидрослюдов прочно соединены между собой ионами калия и гидроксония (H_3O^+), и поэтому межпакетное расстояние гидрослюдов постоянно (не меняется) и равно 10 Å. Кристаллохимическая формула гидрослюдов – $[\text{K}, \text{H}_3\text{O}]\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$.

Гидрослюды обладают умеренной поглотительной способностью, жесткой кристаллической решеткой, не выраженным набуханием, а значит и склонностью к образованию корки на поверхности почвы при высыхании. Они весьма распространены в осадочных породах и почвах, на них сформированных. А среди вторичных силикатов, входящих в состав новейших континентальных отложений и коры выветривания, гидрослюды преобладают и придают им специфический бурый цвет с различными оттенками.

Подобно понятию «полевые шпаты» понятие «гидрослюды» включает в себя целую серию минералов, которые различаются не столько своим составом, сколько своим генезисом. Так, гидрослюды могут возникать непосредственно из слюд в условиях нейтральной и слабощелочной среды почв при ярко выраженном выщелачивании и хорошем дренаже. Значительно сложнее протекает образование гидрослюдов за счет других силикатов (полевых шпатов, например). В этом случае происходит полная перестройка кристаллической решетки исходных минералов. Случается и обратный процесс. Так, в гидроморфных почвах, при обилии растворенного калия, он может входить в лабильные пакеты смектитов и накрепко их соединять. В результате монтмориллонит может переходить в гидрослюды и даже в слюды. Но некоторые гидрослюдистые минералы возникают вне почв и коры выветривания. При формировании осадочных отложений калий активно уходит из растворов и участвует в «строительстве» *глауконита* (от греч. *glaukos* – светло-зеленый). Этим, в какой-то мере, объясняются относительно низкие концентрации калия в природных водах и его накопление в почвах и литосфере. Однако калий глауконита и вторичных

слюд легко доступен растениям. При выходе осадков на поверхность и обсыхании гидроморфных почв при активном участии фитоценозов в выветривании на фоне возобновившегося выщелачивания вторичные слюды вновь способны терять калий и возвращаться в состояния гидрослюд, а затем и смектитов (рис. 17, 18).



Рис. 17. Направления выветривания алюмосиликатных минералов (Оллиер [8])

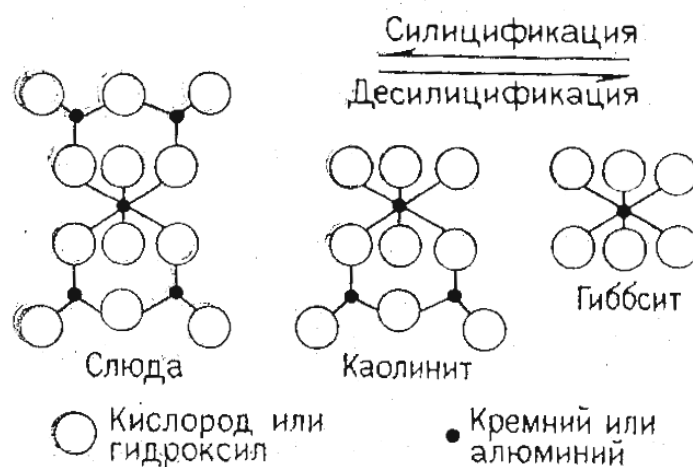


Рис. 18. Схема изменения структуры глинистых минералов при силицификации и десилицификации (Оллиер [8])

Семейство смектитов. Название «смектиты» произошло от греческого слова *smektos* – мыло, т. к. водные суспензии смектитов мылкие на ощупь. Цвет смектитов очень изменчив – серый, черный, красноватый, зеленый; блеск матовый. Структурная формула – $(Ca, Mg, \dots)(Al, Mg, Fe^{3+})_2(OH)_2[(Al, Si)_4O_{10}] nH_2O$. Из-за высокой дисперсности, слабой упорядоченности и прочности на электронных снимках частицы

сметитов выглядят в виде округлых скоплений или просвечивающихся хлопьев с «оборванными» краями. Кремний в двух периферийных слоях тетраэдров может частично замещаться алюминием. Одновременно алюминий в среднем октаэдрическом слое может вытесняться магнием, железом, никелем, цинком и другими элементами. В составе сметитов содержится до 51 % кремнезема, 19–20 % глинозема, до 15–16 % воды и переменное и небольшое количество магния и кальция. Главным отличием сметитов от гидрослюдов является разделение их трехслойных пакетов слабо-связанной водой. Если в гидрослюдах величина заряда варьирует в пределах 0,7–0,9 единиц на элементарную ячейку, то в сметитах электронатяжение значительно ниже – 0,2–0,6 единиц. Поэтому кристаллическая решетка сметитов, в отличие от гидрослюдов, подвижна, и межпакетное пространство изменяется от 10 до 20 Å (рис. 20).

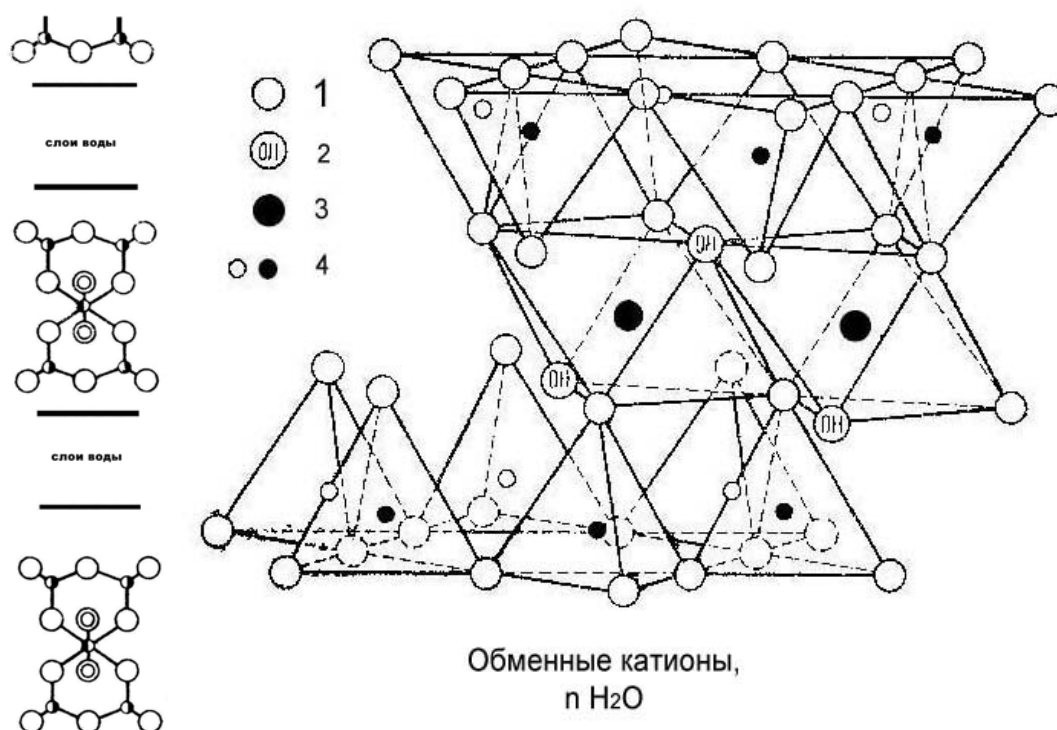


Рис. 20. Схема кристаллохимической структуры монтмориллонита [2] (1 – кислород, 2 – гидроксилы, 3 – алюминий, железо, магний, 4 – кремний)

При намокании в межпакетное пространство сметитов входит вода, а с нею многие катионы и органические соединения. Они раздвигают пакеты, что приводит к набуханию глины и увеличению ее объема в несколько раз.

Но катионы удерживаются сметитами недостаточно прочно. Это дает возможность другим ионам их замещать. Такие слабо закрепленные катионы, называемые *обменными*, служат важным резервом питания для растений. Удержание в обменном состоянии замедляет их миграцию и вносит существенную поправку в геохимический круговорот.

В том случае, когда заряд кристаллической решетки возникает за счет тетраэдрических слоев, смектиты называются *бейделлитами* (по месторождению Beidell в штате Колорадо, США). Если же заряд обусловлен октаэдрическим слоем пакета, то такие смектиты относят к *монтмориллониту* (по месторождению Montmorillon во Франции). Монтмориллонит и бейделлит широко распространены в почвах, коре выветривания основных пород и особенно вулканических туфов. Согласно В.В. Добровольскому [3], при выветривании темноцветных минералов группы пироксенов и амфиболов образуются бейделлиты, а при выветривании основных плагиоклазов – монтмориллониты. Широко встречаются монтмориллонитовые глины в осадочных породах, возникших из продуктов выветривания и литогенеза вулканических пеплов в слабощелочных водоемах. В ходе выветривания ультраосновных железосодержащих силикатов (например, оливина), генерируется монтмориллонит, в котором значительная часть алюминия в октаэдрах замещена железом. Этот глинистый смектит называют *нонтронитом*. Во влажном климате нонтронит ускоренно разрушается, при этом гидроксид железа накапливается, а кремнезем и часть алюминия – выносятся. Это явление называется обохриванием нонтронитов. Скопления монтмориллонита и бейделлита отличаются белой, серой или зеленоватой окраской, тогда как нонтронит обычно окрашен в темно-серый, бурый и даже черный цвет. Присутствие смектитов легко обнаружить по большой вязкости во влажном состоянии и по очень плотным призмам, «тумбам» и глубоким трещинам в сухом состоянии почв.

По своему происхождению смектиты полигенетичны, и как чисто геологические, так и почвенные процессы могут сопровождаться их синтезом. Но во всех случаях механизмы их образования примерно одинаковы. Это десилификация многосиликатных минералов или, напротив, силификация малосиликатных минералов, таких как гиббсит и каолинит. Не исключен и третий путь, то есть их прямой синтез из почвенного раствора, богатого катионами металлов и кремнием, в условиях слабого дренажа и нейтральной реакции.

Вермикулиты (от лат. *vermiculus* – червячок; при нагревании вермикулита, он, образуя червеобразные палочки и столбики, вспучивается и, увеличивается в 6–20 раз) относятся к трехслойным силикатам и близки по строению к смектитам. Однако электрозаряд вермикулитов, который локализован в двух краевых тетраэдрических слоях, больше, чем у смектитов, но меньше чем у иллитов и равен 0,6–0,9 единиц. Поэтому минералы данной группы обладают лабильностью, но подвижность их кристаллической решетки не столь велика, как у смектитов. Отсюда и размеры частиц вермикулитов больше, четче очерчены и имеют вид пластинок-листочков. Вермикулиты обладают высокими сорбционными возможностями, до 200 ммоль-экв/100 г. Их обобщенная кристаллохимическая формула выглядит следующим образом: $(Ca, Mg, \dots)[Mg, Fe]_3(OH)_2[(Si, Al)_4O_{10}] \cdot 4H_2O$.

В почвах и глинах часто присутствуют смешанно-слоистое чередование пакетов вермикулита и хлорита, вермикулита и иллита, что указывает на их взаимные превращения. Для образования вермикулитов требуется щелочная среда растворов, наличие электролитов, строгое соотношение магния и железа, слабые восстановительные условия.

Семейство хлоритов. Термин «хлориты» использовался еще в XIX веке для обозначения зеленых слоистых минералов, богатых закисным железом. Хлориты относятся к четырехслойным слоистым силикатам и обозначаются индексом 2 : 1 : 1. Они слагаются чередующимися пакетами слюды, связанными между собой бруситовым или гиббситовым октаэдрическими слоями (рис. 21). Межплоскостное расстояние у них постоянно и составляет около 14 Å.

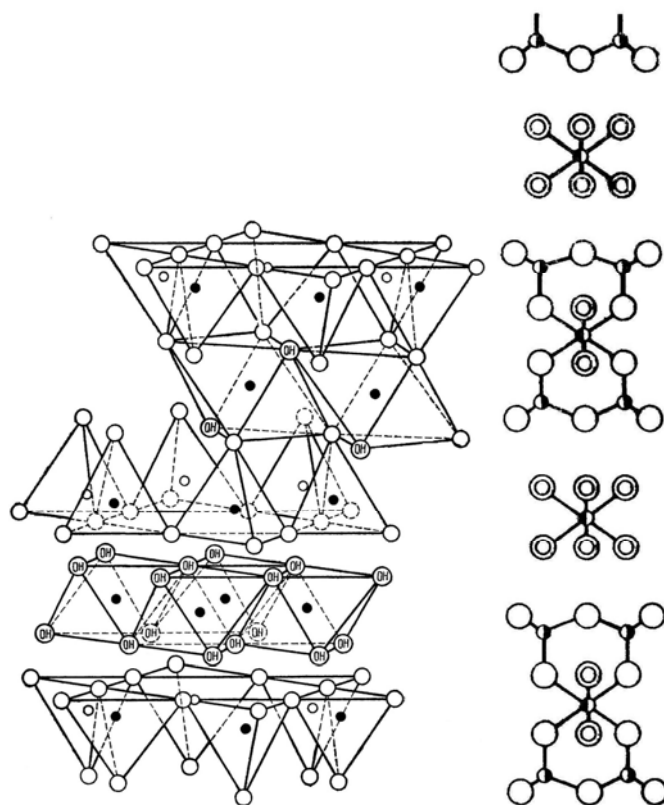


Рис. 21. Схема кристаллохимической структуры хлоритов [2]
Условные обозначения: см. рис. 12

Обобщенная формула триоктаэдрического хлорита выглядит следующим образом: $[(Me^{2+}, Me^{3+})_3(OH)_2][(Si, Al)_4O_{10}](Me^{2+}, Me^{3+})(OH)_6$. В этой формуле на первом месте стоят элементы (Mg, Al, Fe) основного октаэдрического слоя, зажатого между двумя тетраэдрическими слоями. Далее следует запись, заключенная в квадратные скобки, которая отражает состав этих двух тетраэдрических слоев. Два последних члена относятся к катионам (Al, Fe, Mg) и гидроксильным группам, расположенным соответственно в центрах и вершинах октаэдров добавочного октаэдрического слоя.

Хлориты с преобладанием в их составе Mg называются *клинохлорами*, Fe^{2+} – *шамозитами*. Основная масса хлоритов в почвах унаследована от материнских пород и своим возникновением обязана метаморфическим и гидротермальным явлениям. Другая часть хлоритов появилась в ходе выветривания и почвообразования за счет вхождения гиббситовых или бруситовых слоев в межпакетные пространства лабильных глинистых минералов. Следовательно, вторым путем хлориты могут возникнуть только в гидроморфных почвах с высокой концентрацией свободного алюминия или магния в слабовосстановительных условиях. Понятно, что для создания гиббситовой прослойки требуется явно кислая обстановка, тогда как для бруситовой – щелочная. Но если хлориты попадают в автоморфные и хорошо дренированные почвы влажного климата, то они становятся неустойчивы, быстро теряют дополнительный октаэдрический слой и переходят в глинистые минералы с лабильной решеткой.

Семейство каолинитов. Каолиниты включают собственно *каолинит* (от кит. Kao-ling – название монастыря) и *галлуазит* (по фамилии бельгийского геолога – I. O. d’Halloy) Оба эти минерала представляют собой тонкую на ощупь белую тонкочешуйчатую глинистую массу. Под микроскопом кристаллы каолинита выглядят шестигранными пластинками (табличками) белого цвета с жемчужным отливом. Считается, что пластинки галлуазита многократно скручены в трубки, как листы бумаги. Поэтому на электронных снимках он часто виден в виде игольчатых и вытянутых трубок с метельчатыми концами. Оба эти минерала (каолинит и галлуазит) очень близки между собой. Они относятся к двухслойным (или двухэтажным) слоистым силикатам и обозначаются символом 1 : 1. Их кристаллическая решетка состоит из двухслойного пакета, в котором на один слой кремнекислородных тетраэдров приходится один слой глиноземных октаэдров (рис. 22).

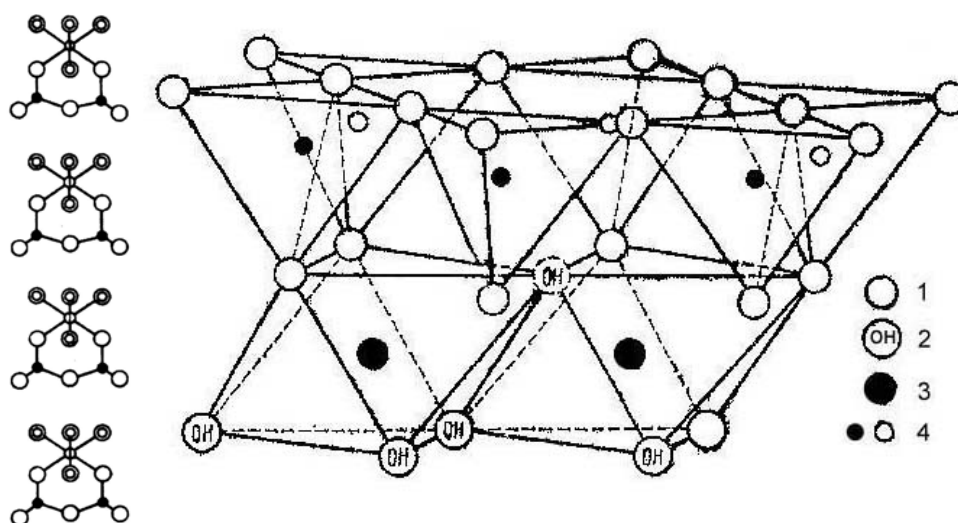


Рис. 22. Схема кристаллохимической структуры каолинита [2]:
1 – кислород; 2 – гидроксилы; 3 – алюминий; 4 – кремний

Однако межпакетное расстояние у каолинита всего 7,2 Å, а у галлуазита – 10,0 Å. Дело в том, что галлуазит, в отличие от каолинита, содержит между пакетами слой молекул воды. Во всем остальном их формулы практически идентичны: каолинит – $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$, галлуазит – $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]4H_2O$. Внешне галлуазиты напоминают землистую массу, образующую на поверхности плотные корки светлого серо-желтого цвета. В обоих минералах связь между пакетами настолько прочная, что вхождение катионов и других компонентов в межпакетное пространство невозможно. По этой причине кристаллы семейства каолинита не лабильны и им не свойствен изоморфизм. И, как исключение, только у галлуазита имеется железистая разновидность – ферригаллуазит. Образование минералов каолинита происходит в ходе длительного выветривания в элювиальных условиях в кислой среде. Каолинит является остаточным, зачастую конечным, продуктом глубокого выветривания первичных минералов в обстановке влажного тропического лесного почвообразования. Формирование каолинита может проходить через ряд стадий по следующей схеме: полевые шпаты – аморфные продукты распада – галлуазит – каолинит. Однако каолиниты образуются и метасоматическим (от греч. *soma* – тело; замещение одних минералов другими без переходной фазы раствора) способом, замещая полевые шпаты, слюды и даже кварц. Не исключен вариант синтеза каолинитов путем присоединения тетраэдров кремнезема к бемиту или гидраргиллиту (гиббситу). Большие количества каолинита возникают и при гидротермальных преобразованиях изверженных пород в кислых условиях. Замечено, что галлуазит образуется при более низких, а каолинит – при более высоких температурах.

Смешанослойные глинистые минералы сложены элементарными пакетами различных глинистых минералов. Они состоят из двух и более отдельных индивидуальных пакетов, которые связаны между собой в общей структуре сложно устроенных минералов. Все они делятся на **упорядоченные** и **неупорядоченные**. Например, в упорядоченном иллит-вермикулитовом минерале оба компонента присутствуют в равных пропорциях и в постоянной (не меняющейся) очередности. Если за пакетом иллита следует пакет вермикулита, то такая последовательность присуща всему объему глины. Могут быть и другие комбинации и соотношения, но они всегда строго выдержаны во всей массе. В неупорядоченном же иллит-вермикулите полностью отсутствует какое-либо правило очередности пакетов индивидуальных минералов.

Общее число вариантов смешанослойных минералов бесконечно велико, поскольку каждый из таких минералов может состоять из двух, трех и больше компонентов, которые могут чередоваться в разных пропорциях и по разным законам или без всяких правил. С одной стороны, их генезис связан с выветриванием и почвообразованием, с другой – с гидротермальными изменениями.

Аллофаны и имоголит – это аморфные обводненные вторичные силикаты бледно-голубого, светло-зеленого или бурого цвета, состоящие из кремнекислородных тетраэдров и алюмогидроксильных октаэдров. Аллофаны – $n\text{SiO}_2m\text{Al}_2\text{O}_3p\text{H}_2\text{O}$ (от греч. *allos* – другой, *phaino* – выдавать себя за...) – были открыты в 1916 году. В почве и коре выветривания аллофаны образуют полые внутри сферические агрегаты диаметром в несколько нанометров и поэтому относятся к тонкодисперсной фракции. Верхняя их оболочка слагается алюмогидроксильными октаэдрами, внутренняя – несовершенной тетраэдрической сеткой. Имоголит – $\text{Al}_2\text{SiO}_3(\text{OH})_4$ – был открыт в 1962 году в виде скоплений спутанных волокнистых трубок диаметром до 2 нм и несколько мкм длиной. Как и у аллофанов, внешняя часть стенок этих пустых внутри волокон состоит из октаэдров, внутренняя – из тетраэдров. Оба минерала являются продуктами почвообразования в его начальной стадии, когда свежие горные породы содержат много легко-выветривающихся минералов и поэтому способны отдавать в растворы большое количество алюминия и кремния, из которых и синтезируются эти минералы.

Свойства глинистых минералов в большей мере обусловлены их строением, в меньшей – составом.

1. Поглощение воды. Несмотря на различные способы закрепления воды глинами, существует общее правило – чем тоньше глина, тем больше воды она может содержать. Глины могут удерживать воду в виде адсорбционной влаги на поверхности минералов, в виде межслоевой воды и, наконец, в виде гидроксидов, связанных с кристаллической решеткой. В том случае, когда присутствуют все эти способы водонасыщения, глина может впитать воды во много раз больше своего веса, что и наблюдается у монтмориллонита.

2. Ионный обмен. По краям глинистых частиц находятся не полностью насыщенные связи. Они притягивают из растворов ионы, которые располагаются вокруг кристаллов глин на разном расстоянии. При смене состава и концентрации растворов поглощенные ионы могут замещаться другими. В каолините обменные катионы связываются только ненасыщенными связями на изломах, в зонах дефектов и на внешних периферийных поверхностях решеток – вершинах и гранях. Поэтому он обладает низкой емкостью обменных катионов. В смектитах к этим позициям добавляется внутрикристаллическая сорбция в полостях между пакетами. В связи с этим величина поглощения у данных минералов на порядок выше. Емкость обмена ионов зависит от структуры глинистых минералов, их совершенства и размеров, а также от условий их нахождения. Некоторые ионы замещаются легко, другие – труднее. Поэтому состав поглощенных ионов не всегда пропорционален их содержанию в растворах. Но в большинстве случаев катионы кальция и магния – основные обменные ионы глинистых минералов почв и коры выветривания.

3. Межплоскостное расстояние. Толщина элементарной ячейки или базальное межплоскостное расстояние – это расстояние между соседними пакетами одного типа. Оно имеет строгую величину для каждого минерала и служит основным признаком, по которому происходит идентификация минералов с помощью рентгеноструктурного анализа.

4. Мобильность кристаллической решетки. У многих минералов типа 2 : 1, особенно у смектитов, кристаллическая решетка разбухает при поглощении воды (или глицерина и гликоля в лабораторных опытах). Для определения монтмориллонита обменные катионы полностью замещают кальцием, затем образец насыщают гликолем и снимают рентгенограмму. Минералы каолинита 1 : 1 при такой обработке не разбухают. Слабые внутренние силы между пакетами в монтмориллонитах и, как результат, лабильность их решеток, делает их более выветриваемыми по сравнению с каолинитами.

5. Диализ глин. Если кусочек глины поместить в воду, то некоторые катионы будут переходить в раствор. Их место для уравнивания заряда решетки обычно занимают ионы водорода. Рано или поздно между глиной и раствором устанавливается равновесие. Качественная и количественная сторона этого процесса у разных глин различна, что имеет огромное значение в механизме и скорости их выветривания.

Генезис глинистых минералов. В настоящее время нет единой точки зрения на генезис глинистых минералов. Точно известно только одно: в изверженных породах, особенно в начале их кристаллизации, глинистых минералов нет. Из всех гипотез наибольшим распространением и признанием пользуются три:

1 – экзорогенная (гипергенная), утверждающая, что синтез глин происходит за счет выветривания и почвообразования;

2 – литогенная, отводящая решающую роль в образовании глинистых минералов осадкообразованию (седиментации, диагенезу и катогенезу);

3 – гидротермальная, в которой появление глин связывают с постмагматическими явлениями.

Первую концепцию разделяют многие исследователи, и не только почвоведы, но геологи и геохимики. По утверждению А.Б. Ронова и других [11] «...основная масса глинистых минералов образуется в коре выветривания на контакте с атмосферой». *Существует немало и других гипотез, которые мало известны и затеряны среди этих трех основных и более популярных взглядов на происхождение глин. Порою они отличаются смелостью мысли, неожиданной оригинальностью, изяществом логики и красотой изложения. Большинство из них не оправдалось перед судом времени, другие из-за отсутствия аргументов «за» и «против» до сих пор не доказуемы, в судьбе третьих роковую роль сыграла обычная забывчивость. Некоторые гипотезы интересны уже тем, что отражают настроение умов своего времени. Так, Б. Б. Польшов, приняв значение биона-*

чала в эволюции литосферы, предложил фитогенную идею образования глин из продуктов минерализации мортмассы (опада) отмерших трав. По его мнению, не только малая часть (около 5 %) мертвого органического вещества идет с пользой для почвообразования на синтез гумуса, но и остальная большая часть не тратится зря. Она после полного окисления до элементарных оксидов используется на строительство глин. И только не востребованные чересчур крупные или очень мелкие катионы, большую часть которых и составляют биофилы, снова включаются в биокруговорот. Пока еще никто не опроверг и не доказал эту гипотезу, но вопрос о роли «живого вещества» и его участия в глинообразовании поставлен. И вряд ли кто сегодня осмелится утверждать о полной пассивности биоты в происхождении глин.

Большинство первичных минералов выветриваются с образованием тех или иных глин. Легче всего это происходит при выветривании слюды, так как ее структура и строение остаются почти неизменными. Значительно сложнее идет образование глин из продуктов выветривания других первичных алюмосиликатов. Однако условия образования изверженных минералов не одинаковы. Давление и температура магмы в начале кристаллизации первых минералов по сравнению с последними в тысячи раз выше. Поэтому первые минералы, попав в зону почвообразования, испытывают значительно больший «стресс» по сравнению с минералами, которые заканчивали ряд кристаллизации магмы в условиях, которые не так уж сильно отличаются от обстановки дневной поверхности. Минералы начала кристаллизации магмы (анортит, оливин, амфиболы и пироксены) менее приспособлены, менее соответствуют экзогенной среде почвообразования. Поэтому они не способны длительно сопротивляться агентам выветривания (все эти минералы тяготеют к базальтам). Быстро и глубоко разлагаясь, они могут давать обильный по концентрации и разнообразный по составу исходный материал для синтеза глин. В таких условиях, где есть большой выбор и достаточные концентрации строительного «сырья», где рН сдвинута в щелочную сторону, синтез глин начинается с гидрослюд. В дальнейшем, по мере уменьшения количества неустойчивых минералов и снижения разнообразия и концентрации продуктов выветривания, иллиты теряют калий, обводняются и трансформируются в монтмориллониты. При полном исчерпании быстроразлагающихся минералов, падении рН, оскудении состава и насыщенности растворов выветриванию подвергаются смектиты, которые изменяются до типичных каолинитов. И, наконец, в крайне гумидном и жарком климате, на фоне хорошего дренажа, происходит выветривание каолинита, из которого выносятся весь кремний. В результате всех этих преобразований синтез глин сменяется полным их разложением, и конечный продукт выветривания будет слагаться бокситами (бемит, гиббсит). В общем виде с учетом основных стадий трансформации

изверженных минералов в глины их дальнейшие изменения можно изобразить следующим образом (рис. 23).

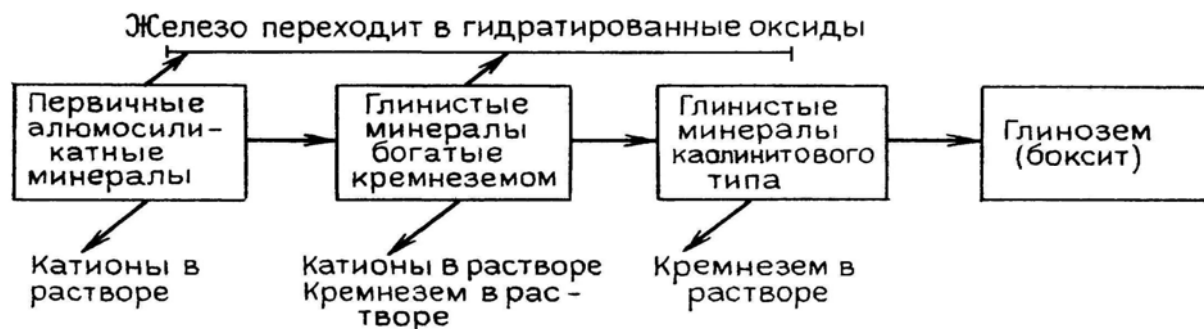


Рис. 23. Направления выветривания алюмосиликатных минералов (Оллиер [8])

По-иному складываются условия образования глин из минералов конечного ряда кристаллизации магмы, которые обычно слагают граниты. Эти минералы по условиям своего возникновения занимают промежуточное положение между эндогенными глубинными и экзогенными поверхностными минералами. Так, к примеру, кварц способен кристаллизоваться как на завершающих этапах отвердения магмы, так и при выветривании и почвообразовании. Поэтому минералы (микроклин, отчасти альбит, мусковит и кварц) устойчивы к выветриванию. Они относительно медленно разлагаются, и все подвижные продукты их распада даже в засушливом климате успевают вымыться из коры и почв.

В результате синтез глин протекает в условиях относительно разбавленных концентраций основных (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3) и средообразующих (K_2O , CaO , MgO и др.) компонентов. Такие условия во многом схожи с обстановкой образования глин из минералов начального ряда отвердения магмы, но на более поздних стадиях выветривания. Поэтому синтез глин в этом случае, пропустив ряд этапов, начинается сразу с возникновения каолинита. Но это не значит, что формирование минералов группы каолинита полностью подавляет возможность возникновения других глин. Условия выветривания в микрizonaх профиля почв очень изменчивы и во времени, и в пространстве. Поэтому параллельно с генеральной каолинизацией первичных минералов могут возникать глины и более ранних стадий, как некий промежуточный вариант (рис. 24). Те же слюды, содержание которых в граните порою достигает 5 %, также могут разнообразить глинистый состав, давая иллиты и смектиты. И все же, в рассматриваемом случае, среди всех возможных, главным и преобладающим является каолинизация.

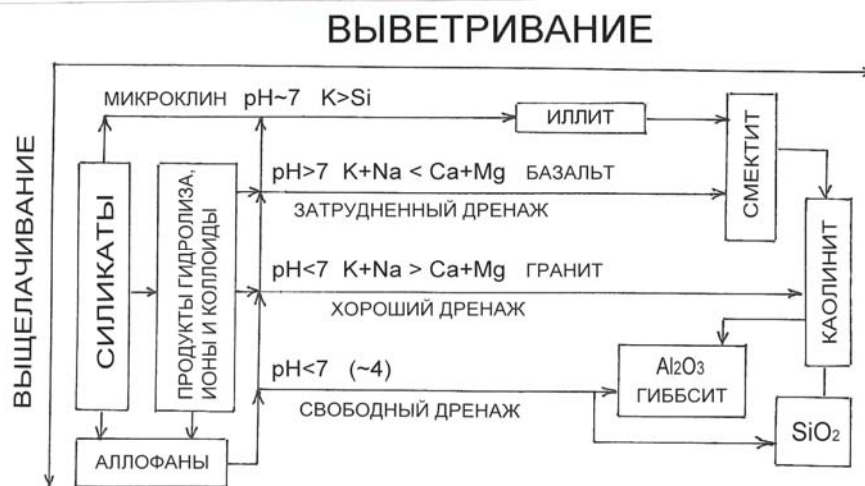


Рис. 24. Условия образования глин (Ковда В.А. [6], с дополнением авторов)

Кристаллическая структура первичных минералов при выветривании полностью или частично разрушается. Оксиды элементов, высвободившиеся при выветривании минералов изверженных пород, перестраиваются. В результате образуются те или иные вторичные глинистые минералы. Выбор пути и механизма синтеза тех или иных глин будет зависеть от состава и соотношения оснований в почвенных растворах. С другой стороны, концентрация глинообразующих катионов и мешающих ионов будет подчиняться биоклиматической ситуации конкретной местности и характеру минералов материнских пород. Вероятнее всего, все первичные минералы разлагаются на кольца, цепочки и пояса тетраэдров, которые затем при наличии октаэдрической матрицы объединяются в тетраэдрические пакеты глин. В зависимости от минерального и химического состава исходных пород, их скорости разложения, реакции среды, наличия и состава катионов в растворах, характера и степени дренажа синтез глин имеет различную стартовую позицию. Так, щелочные базальты в гумидных условиях дают в раствор множество катионов и на фоне этого обилия вначале переходят в иллиты. Затем, по мере обеднения растворов, – в смектиты, еще позднее – в каолинит и только после этого – в гиббсит. Понятно, что не во всех климатических зонах выветривание дойдет до своей завершающей стадии гиббсита. В относительно сухих и холодных областях синтез глин вообще может не начаться. А там, где все же выветривание приведет к возникновению глин, оно может остановиться на любой промежуточной стадии в строгом соответствии с возможностями своего энергетического потенциала. В свою очередь, при выветривании кислых гранитов, богатых кремнеземом, концентрация и набор катионов в почвенных растворах не велики, а pH с самого начала может быть кислым. В таких условиях синтез иллитов и смектитов маловероятен. Потому стадии образования иллитов и смектитов

весьма непродолжительны и эфемерны. И им на смену очень скоро, если не с самого начала выветривания, приходит стадия каолинизации.



Рис. 25. Поля образования глин в зависимости от pH и выщелачивания. (Ковда [6])

Однако эта генеральная схема стадийности и последовательности образования глин может сильно видоизменяться в зависимости от конкретной обстановки выветривания. Кроме парагенетического набора минералов на характер выветривания и глинообразования влияют многие другие факторы. Считается, что среди последних ведущее значение имеют климат, реакция среды почвенного профиля, условия его дренажа и степень элювиирования. Рисунки 24, 25, 26 дают общее представление о значении каждого фактора в их сложном переплетении.

Временная и пространственная (профильная) дифференциация глин в почвах и коре выветривания

Итак, первичные минералы, сменив глубинную эндогенную среду своего образования на условия почвообразования, начинают выветриваться. При этом высвобождающиеся компоненты минералов перестраиваются и образуют те или иные глинистые минералы. Как понятно из рис. 24, синтез глин идет через ряд стадий. Реализация каждой стадии зависит от условий выветривания и качества исходных пород. Основные породы во влажном климате обуславливают щелочной и мягкий режим выветривания. Поэтому генезис глин начинается с синтеза гидрослюд. При достижении известной концентрации этих вторичных минералов они, в свою очередь, особенно в верхних элювиальных горизонтах, начинают трансформироваться и переходить в монтмориллониты. В результате, наряду и совместно с образованием иллитов, в почве появляются более зрелые смектитовые глинистые минералы.

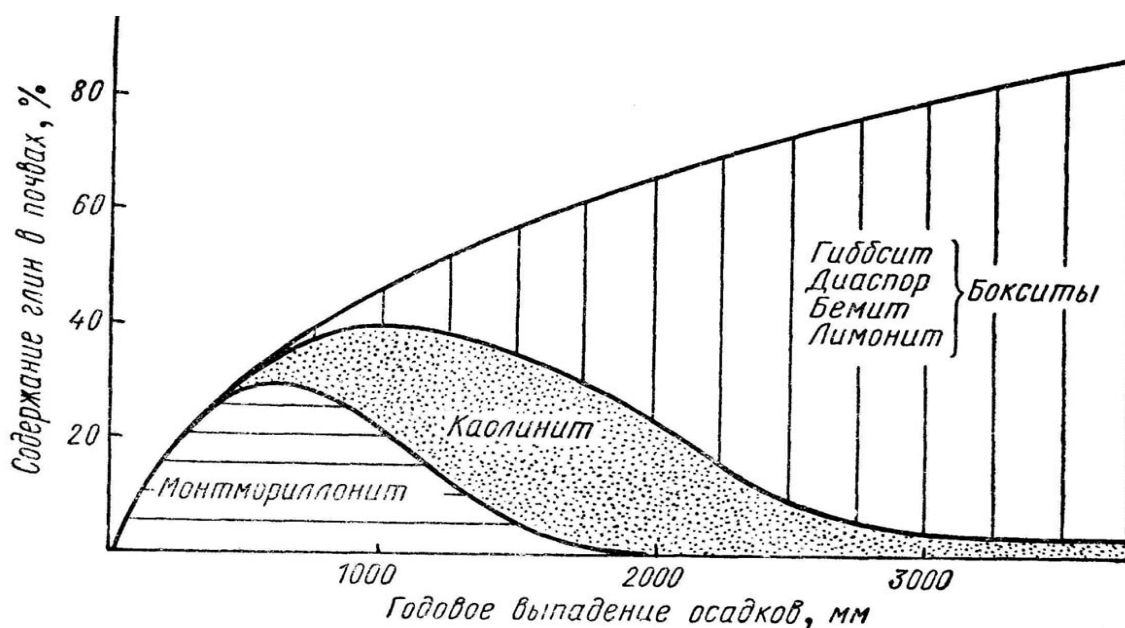


Рис. 26. Зависимость глинистого выветривания от влажности климата [14]

Не исключено, что параллельно с генерацией гидрослюдов и смектитов, в самых верхних слоях может начаться замещение монтмориллонитов каолинитами. Понятно, что изначально каждая последующая ступень менее результативна. Но со временем, когда легковыветривающиеся минералы будут исчерпаны, и синтез иллитов заметно снизится или даже прекратится, ведущее значение в глинообразовании приобретет превращение гидрослюдов в монтмориллониты. На фоне постоянного климата, выветривание, исчерпав свой потенциал, может постепенно угаснуть. С некоторым опозданием прекратится и синтез, а затем и трансформация глин. Однако климат не постоянен. Во-первых, он колеблется с той или иной амплитудой вокруг своего среднего состояния, во-вторых — он может направленно изменяться. Все это может возобновлять глинообразование, смещая его как в прямом, так и в обратном направлении. В итоге почва и кора выветривания могут совмещать в себе различные глины в разных количествах. Аналогичное соответствие просматривается не только во времени, но и в профильном пространстве в пределах почвы и коры выветривания. Очевидно, что к верхним, относительно лучше выветренным и элювирированным горизонтам, будут тяготеть максимально продвинутые в своем развитии представители глин. С глубиной, по мере снижения эффективности выветривания и выщелачивания, синтез глин задерживается на более ранних стадиях. Следовательно, в нашем примере, перемещаясь сверху вниз по профилю, мы переходим от каолинитового горизонта к монтмориллонитовому, далее, с глубиной, к гидрослюдистому и, наконец, смещаемся в неза тронутую выветриванием материнскую породу. Если говорить образно, то

по профилю, начиная сверху, фронтально и медленно проходит сначала стадия иллитизации, за ней – монтмориллонитизации и каолинитизации. Все они появляются асинхронно и следуют друг за другом с определенным временным и пространственным разрывом. Трудно предвидеть, как долго они будут продвигаться вглубь, насколько они углубятся, и настанет ли то время, и будет ли достигнут тот предел глубины, перейти который они уже не сумеют. Все будет зависеть от агрессивности факторов выветривания и податливости минералов породы к этим агентам. Чем активнее будет выветривание, тем глубже оно проникнет в исходные породы, и тем дольше оно будет продолжаться во времени. Что касается минералов, то чем сильнее они будут противостоять выветриванию, тем больше будут разбавлены почвенные растворы и тем меньше разнообразия в выборе катионов для «строительства» глин. В данном случае срабатывает геохимический закон: чем меньше концентрация ионов в растворах почв и коры выветривания, тем выше в них относительное содержание труднорастворимых элементов, таких как Si, Al и Fe. А из такого скудного и ограниченного набора ионов возможен только синтез глин конечных стадий выветривания. Следовательно, выветривание, пропустив первые фазы синтеза глин, начинает свою созидательную работу с конца цепи глинообразования. Начав ближе к концу, выветривание этим может и закончиться. Но в этом случае, когда порода слагается устойчивыми минералами, выветривание проникает далеко вниз, давая растянутый и малодифференцированный профиль. Дело в том, что атмосферные воды, просачиваясь сквозь инертные к выветриванию минералы, длительное время не могут ничего растворить и тем самым «утолить» свою геохимическую активность. В результате влага успевает проникнуть на большую глубину и не истратит свой геохимический потенциал. И только смочив большой объем породы на своем пути, почвенные воды извлекают достаточное количество ионов и снижают свой геохимический потенциал. Таким образом, на консервативных породах выветривание охватывает и осваивает большие толщи. А вот на породах с легко выветриваемыми минералами все наоборот. Глинообразование начинается с первых стадий, а почвам и коре выветривания (за то же время) удается создать относительно укороченный профиль.

Понятно, что деления профиля на строго каолинитовый, монтмориллонитовый и гидрослюдистый горизонты не совсем верно. В каждом горизонте могут присутствовать все три глины. Но количественно преобладать будут те из них, которые соответствуют названию горизонта. При этом сверху вниз гомогенность глин возрастает. Если в верхнем слое к каолиниту обычно примешиваются не только монтмориллониты, но порой и гидрослюды, то в самом нижнем – каолинита, как правило, нет, смектитов мало или почти нет. Самым многоглинистым является переходный (средний) монтмориллонитовый горизонт. В нем, наряду со смектитами, есть остатки иллитов и первые порции каолинитов. К этому же горизонту приурочено

максимальное количество переходных форм смешанослойных глинистых минералов. Следовательно, одновременно с уменьшением суммарного количества глины по профилю падает и их видовое разнообразие.

Анализируя толщу почвенного профиля или коры выветривания, мы фиксируем разные временные этапы его развития. Перемещаясь от горизонта к горизонту, от одной стадии выветривания к другой, мы перемещаемся не только в пространстве, но и во времени. Медленно двигаясь от магматической основы почвы, от ее исходной материнской породы к ее верхнему горизонту, мы путешествуем от начала почвообразования к его сегодняшнему дню. Мы преодолеваем путь во многие сотни, а то и тысячи лет от первых ранних стадий иллитизации внизу профиля до завершающей стадии глинообразования, на которую способно современное выветривание, вверху. Двигаясь от материнской породы вверх по профилю, мы попадаем в ее будущее, в те минеральные формы, которые она приобретет с годами. А вот смещаясь по профилю сверху вниз, от горизонта конечной на сегодняшней день стадии выветривания к их начальному периоду, мы идем в прошлое минерального состояния этих верхних слоев.

3.2. Несиликатные минералы

Оксиды и гидроксиды

Минералы этого класса подразделяются на две группы: группа кварца и оксиды и гидроксиды металлов. Группа кварца распадается непосредственно на кварц и *аморфные гидроксиды кремния* ($\text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$) с различным количеством воды и примесей. (Строение кварца было рассмотрено ранее на стр. 32).

Почвенные растворы содержат истинные и коллоидные формы кремния от 10 до 150 мг[л. Кремний поступает в растворы в ходе выветривания из первичных силикатов, а после их исчерпания – из вторичных глин. Коагуляция и выпадение в осадок ведет к возникновению многообразных видов аморфного кремнезема. Возникшие таким образом многоводные гидроксиды кремния постепенно обезвоживаются и преобразуются сначала в скрытокристаллические формы опалов, а затем в халцедоны и, наконец, во вторичный кварц. Этот переход требует длительного времени и жаркого климата. *Опал* (от санскр. *opalā* – камень) – это твердый гель гидроксидов кремния. Он образуется из остатков неостребованного на синтез глин высвободившегося при выветривании силикатов аморфного оксида кремния. В почвах опал встречается в виде мелких пылевидных зерен или корочек и натеков на песчинках и агрегатах. Считается, что он входит составной частью в «кремнеземистую присыпку» подзолистых почв. Опал устойчив к выветриванию и в зависимости от влажности может как обезвоживаться, так и обводняться.

Халцедон (от греческого города в Малой Азии – Халкедон). Под микроскопом просматривается присущее для халцедона волокнистое и радиально-волокнистое строение. Уплотненный дегидратированный опал и халцедон с неопределенной структурой и изменчивым составом называют кремнь. Большая твердость халцедонов (~ 7) при одновременной хрупкости и легкости скола позволили людям каменного века изготавливать из него режущие и колющие орудия труда, что сыграло заметную роль в развитии человеческого общества. В условиях выветривания умеренной зоны халцедон довольно инертен и практически не изменяется. Малая часть халцедонов и опалов (среди их обилия в земной коре) представляет ювелирную ценность. *Среди халцедонов принято выделять: собственно халцедон – скрытокристаллическая, тонковолокнистая, полупрозрачная, обычно окрашенная в бледные тона с самыми различными оттенками, полупросвечивающая, разновидность гидроксида кремния. В древности халцедон был излюбленным камнем для вырезания гемм и камней. Считалось, что он охраняет от душевного расстройства и меланхолии.*

Карнеол (от лат. *carnis* – мясо, тело) и **сердолик** (по названию города Сардис в древней Малой Азии). Четкого разграничения карнеола и сердолика нет. Хотя карнеол скорее красный, а сердолик оранжевый. Карнеол считается хорошим амулетом, останавливающим кровь и смягчающим гнев. В свою очередь, сердолик предохраняет от ссоры, споров и драк, усмиряет лихорадку, нервные болезни, укрепляет зубы и прочее. Он считается чрезвычайно счастливым и оздоравливающим камнем. У нас во время Великой Отечественной войны были попытки использовать сердолик для лечения раненых солдат.

Сардер (также по названию столицы Лидии – Сардис) – красно-коричневая разновидность халцедона. Считается, что при постоянном ношении помогает быстрому исцелению язв и ран.

Наиболее красивым среди халцедонов считается **хризопраз** (от греч. *Hrisos* – золото, *prasios* – золотисто-луковый). Яблочно-зеленые, травянистые и изумрудные халцедоны, окрашенные солями никеля. (Из-за малой встречаемости все зеленые камни всегда ценились очень высоко). Применялся с глубокой древности, считался средством от сглаза, зависти и клеветы.

Темно-зеленый халцедон с пятнами красного и желтого цвета называется **гелиотропом** (от греч. *gelios* – солнце, *troe* – поворот; по красному отблеску при повороте на солнце). Считалось, что этот камень способен поворачивать и останавливать Солнце. Широко используется как талисман и амулет.

Слоистые халцедоны концентрического строения, окрашенные в различные цвета, носят названия **агаты** (от имени реки Ахатес в Сицилии). Агаты с плоскопараллельными и чередующимися слоями белого и черного цвета называются **ониксами** (в переводе с греч. – ноготь). Извест-

ная каменя «Гонзаго» вырезана на трехслойном ониксе. Переход между агатом и ониксом не четок и разноречив. По рисунку, цвету слоев, расположению, виду включений выделяют многочисленные разновидности агатов. Среди мусульман и в Китае агат слышит несчастливый камень, но зато в Европе с давних времен агатовые амулеты якобы защищали от грозы, утоляли жажду, способствовали риторике и адвокатскому мастерству.

Опалы (от санскр. *upala* – камень) – это гидрогель двуокиси кремния с непостоянным содержанием воды. Встречается в виде натечных масс, заполняет пустоты, служит цементом в осадочных породах, замещает остатки ископаемых организмов. При потере воды опал переходит в халцедон, а затем в кварц. Эстетическая ценность опалов вызвана радужной игрой цвета (опалесценцией), которая меняется (как в калейдоскопе) с каждым поворотом камня. В зависимости от окраски и вида опалесценции различают: **благородный опал** – прозрачный, со светло-голубой игрой цвета; **черный опал** – по цвету темно-фиолетовый, синий, зеленый с ярко-красной опалесценцией; **арлекин** – с разноцветным и мозаичным чередованием красок; **джиразоль** – голубой или белый опал с переливом красных искр-вспышек; **лехос** – зеленый с сочной опалесценцией изумрудного и карминового (ярко-красного) цвета. В Европе бытует поверие, что опалы приносят несчастье. Но на Востоке этот камень всегда в спросе и является символом надежды, верности, прочности отношений между людьми.

Среди оксидов и гидроксидов металлов в почвах и коре выветривания преобладают оксиды и гидроксиды железа и алюминия. Оксиды железа образуются в ходе выветривания первичных минералов: освободившиеся атомы железа вытесняют из молекулы воды один водород, присоединяют к себе оставшийся гидроксил-ион и переходят в гидроксид железа. Поэтому в большинстве почв и коре распространены гидроксиды. В недалеком прошлом все гидроксиды железа относили к минералам **лимонит** ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и **гетит** (αFeOOH). В настоящее время по устойчивости к изменениям среды среди гидроксидов выделяется следующий ряд: феррогидрит ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) < ферроксигит (δFeOOH) < лепидокрокит (γFeOOH) < акаганеит (βFeOOH) < гетит (αFeOOH). **Ферригидрит** $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ – обычно образует агрегаты размером 100–300 нм красно-бурого цвета. При повышенной температуре теряет воду и переходит в гематит. Он широко распространен в кислых почвах. **Ферроксигит** δFeOOH – нестабилен и при нагревании переходит в гетит. В его составе часто присутствует марганец. Встречается в ортштейнах и в иллювиальных горизонтах слабокислых дерново-подзолистых почв. **Лепидокрокит** γFeOOH – имеет оранжевую окраску. Встречается в полугидроморфных почвах с переменным окислительно-восстановительным режимом, тяжелым гранулометрическим составом, нейтральной или слабокислой реакцией среды. **Акаганеит** βFeOOH – обнаружен в ортштейнах подзолистых и дерново-

карбонатных почв. **Гетит** αFeOOH – окрашен в желто-бурый (ржавый) цвет, широко распространен в почвах, легко гидратируется, часть железа может замещаться алюминием и марганцем. **Гематит** Fe_2O_3 – при температуре выше 20°C вместо гетита синтезируется гематит. Поэтому он преобладает в южных почвах. При достаточном увлажнении переходит в гетит. *Пластинчатые кристаллы гематита (от греч. gema – кровь) в античное время использовали в качестве зеркал. Недаром синоним гематита – железный блеск. В тонких листах гематит просвечивается вишневым цветом, при полировке приобретает яркий и живой блеск. И по сей день он считается целебным при ранениях, кровотечениях, воспалениях и вспышках гнева.* **Магнетит** $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$ – имеет темно-синий цвет. Двухвалентное железо в магнетите может замещаться марганцем, титаном, никелем, а трехвалентное – алюминием, магнием, кальцием, хромом и ванадием. Он не подвержен выветриванию в восстановительной среде, но легко переходит в лимонит в окислительных условиях.

Объединенные минералы железа под общим названием лимонит – самый распространенный пигмент, красящий почвы. Небольшие количества лимонита встречаются во всех почвах. Он образуется по мере выветривания первичных минералов, почти нерастворим и поэтому имеет тенденцию накапливаться в сильно выветренных почвах. Многие железные руды возникли, вероятно, из перемытых элювиальных почв тропического климата.

Природные оксиды и гидроксиды алюминия представлены **корундом** – Al_2O_3 (от тамил. kurundan – рубин), **бемитом** – $\text{AlO}(\text{OH})$ (по фамилии Bem) и **гидраргиллитом (гиббситом)** – $\text{Al}(\text{OH})_3$. Но если корунд относится к первичным минералам, то два остальных минерала – к вторичным, возникшим при латеритном выветривании чаще всего основных и щелочных изверженных пород. Два последних оксида входят в состав бокситов – главного сырья для получения металлического алюминия. Выглядят бокситы как землистая рыхлая масса, сложенная оолитами гидроксидов алюминия, железа и акцессорных минералов с примесью глин, чаще всего каолинита. Цвет бокситов белый, желтый, красно-бурый. С уменьшением содержания бемита и гиббсита и ростом концентрации оксидов железа бокситы переходят в латериты. Кристаллы бемита и гиббсита имеют способность отслаиваться по причине малой связи его слоев друг с другом. В результате получаются слишком малые чешуйки, чтобы их считать кристаллами. Поэтому оба эти минерала зачастую относят к глинам. Бокситы представляют конечные продукты самого сильного выветривания, на который способен климат Земли.

*Окрашенный в ярко-красный цвет прозрачный корунд называется **рубином** (от лат. ruber – красный, на Руси – яхонт). Красный цвет рубина определяется примесью хрома. Более всего красив и ценен рубин цвета «голубиной крови», то есть чисто красный с легким пурпурным (алым)*

оттенком. Согласно преданиям рубин укрепляет сердце, возвращает радость жизни, утраченные силы, оживляет, гонит тоску, веселит. Но усиливает жестокость у злых людей.

Сапфир (в переводе с греч. – голубой камень). Если в прошлом под сапфиром понимался только синий корунд, то сегодня – все корунды любого цвета, кроме красного – рубина. Поэтому светло-красные, розовые, фиолетовые корунды сейчас относят к сапфирам. Дело в том, что под именем сапфир они котируются довольно высоко, а как рубины они считаются низкосортными камнями. Больше всего ценится васильково-синий сапфир чистой воды. С древних времен сапфир был камнем верности, целомудрия и скромности. Он умирал ярость и отгонял страх.

Карбонаты

Это одни из характерных новообразований при выветривании. Среди них количественно преобладают карбонаты щелочно-земельных металлов. Карбонатные ионы состоят из трех атомов кислорода, расположенных треугольником, с крошечным атомом углерода в центре. Равное количество ионов CO^{-3} и Ca^{+2} , упакованных совместно, образуют **кальцит** (известковый шпат, его прозрачная разновидность – исландский шпат), **арAGONит** и **люблинит** CaCO_3 , **доломит** $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. В почве могут так же синтезироваться **сидерит** FeCO_3 , **магнезит** MgCO_3 , **малахит** $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$, **сода** ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Карбонат кальция очень слабо растворим в воде. Поэтому глубину, на которую свободный CaCO_3 вымывается из почвы, часто считают глубиной эффективного выветривания и выщелачивания. В аридных и семиаридных районах сквозь почву проходит слишком мало воды. По этой причине карбонаты полностью не выщелачиваются и обычно скапливаются внизу профиля. Источником оснований для карбонатов служат выветривающиеся минералы горных пород, источником углекислоты – преимущественно растительные и животные организмы. Полиморфизм кальцита в почве часто выражается в виде люблинита. Он имеет игольчатую форму благодаря сильной вытянутости его кристаллов вдоль ребра основного ромбоэдра. Именно его кристаллы слагают псевдомицелий черноземов.

Из всех карбонатов наибольшей привлекательностью отличается малахит (от греч. malache – мальва). За свой густо-зеленый цвет (окраску) он со времен Древнего Египта широко используется как украшение. Из малахита вырезаны всевозможные предметы культового поклонения. На Руси считалось, что амулеты из малахита оберегают детей от болезней и опасностей, от ведьм, упырей и всякой нечистой силы.

Фосфаты

Среди фосфатов в почвах широко представлены **апатит** – $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{Cl}, \text{F}, \text{OH})$ и близкий к нему по составу, **фосфорит**. Апатит – акцессорный минерал изверженных пород без спайности. Он ведет себя очень индиффе-

рентно к выветриванию в нейтральной и щелочной среде и, по-видимому, более изменчив в кислых почвах. Образование фосфоритов (коллофанов) зачастую связано с фосфатами животного происхождения – зубы, кости, чешуя рыб и так далее. Фосфориты представляют важный источник фосфора в почвах, и при их выветривании ведут себя, как и апатит. В гидроморфных почвах влажного климата в обстановке дефицита кислорода при наличии фосфорной кислоты образуется **вивианит** ($3\text{FeO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Его новообразования часто приурочены к захороненным органическим остаткам (торф, кости и т. п.), находящимся ниже уровня грунтовых вод. Наиболее широко распространен вивианит в районах низинных болот и при-террасных пойм. Здесь он образует белесые или светло-серые скопления. При извлечении на поверхность вивианит в течение нескольких минут превращается в окисно-закисный фосфат ярко-синего цвета. Со временем, он преобразуется в **бета-керченит** ($1,7\text{FeO} \cdot 0,7\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), а затем в **босфорит** ($1,5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). *В декоративном отношении среди фосфатов первое место занимает апатит (от греч. apatio – обманываю, поскольку его часто путают с другими минералами). Из-за окрашивания в самые различные цвета, его легко принять за берилл, топаз, турмалин. Менее ценен вивианит (от фамилии английского минералога Г. Вивиана). Однако по своей нарядности и сочно-синему цвету, он выгодно отличается среди коллекционных камней.*

Сульфиды

Они состоят чаще всего из двух элементов, один из которых – восстановленная сера. К сульфидам относятся **пирит** (FeS_2), **галенит** (PbS), **сфалерит** (ZnS), **молибденит** (MoS_2), **киноварь** (кровь дракона) (HgS) и другие минералы. В гидроморфных почвах можно встретить сульфиды железа в виде аморфных коллоидов и минералов гидротроилита и марказита. При контакте с атмосферным кислородом они интенсивно окисляются. В результате образуются оксиды железа и свободная серная кислота, которая заметно ускоряет минеральные превращения при выветривании.

Сульфаты

Это соли серной кислоты: **гипс** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), **ангидрит** (CaSO_4), **мирабилит** (глауберова соль) ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), **барит** (тяжелый шпат) (BaSO_4). *Сульфаты не отличаются изысканностью формы и переливами красок. Но и среди них есть привлекательные виды. Например, селенит (от греч. seleno – луна) или розовый гипс.*

Самородные минералы

В этот класс входят около 45 минералов, состоящих из одного химического элемента. Это самородное золото, серебро, медь, платина, графит, алмаз, сера и другие. В составе литосферы на их долю приходится не более

0,1 % по весу, еще меньше их в почве. Поэтому заметного влияния на выветривание и почвообразование они не оказывают.

Галоидные минералы

Они представляют собой соли галоидных кислот, таких как **галит** (поваренная соль) – (NaCl), **сильвин** – KCl, **карналлит** – (MgCl₂ · KCl · 6H₂O), **флюорит** (плавиковый шпат) (CaF₂) и другие.

4. ВИДЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Общий процесс выветривания принято делить на 1 – физическое (или механическое), 2 – химическое и 3 – биологическое (или биогенное) выветривание. Вполне очевидно, что это разделение весьма условно. В природе все виды выветривания тесно связаны и переплетены между собой, протекают синхронно, ускоряя и дополняя друг друга. В то же время, на некоторых географических участках суши встречаются условия, при которых один вид выветривания может резко преобладать над другими. В свою очередь, на ранних стадиях почвообразования идет преимущественно физическое выветривание. Но, по мере усиления раздробленности породы, к нему все более примешивается химическое и биологическое выветривание, которые с ростом своей деятельности обгоняют и оттесняют механическое измельчение на последнее место. Параллельно к общей деструкции первичных минералов добавляется генерация вторичных минералов.

Оценивая значение выветривания в почвообразовании, следует признать, что оно является одним из элементов педогенеза. Но его участие в почвообразовании двойко. Выветривание может: 1 – предшествовать (протофаза) и 2 – сопутствовать (синфаза) почвообразованию. Так, например, в экстремальных условиях климата (морозных, безводных, крайне жарких пустынь), где почти нет жизни, и потому почвообразование практически отсутствует, выветривание участвует в создании материнских пород для будущих почв – протофаза. В случае же, когда выветривание и почвообразование начинаются одновременно, выветривание полностью поглощается почвообразованием – синфаза. Дело в том, что почвообразование – это более поздняя и более сложная биогеологическая форма развития материи, тогда как выветривание – более ранняя и потому упрощенная, всего лишь геологическая стадия генезиса материи. Отсюда следует, что если физическое и химическое выветривание могут протекать самостоятельно, без биогенного выветривания, то биологическое выветривание (педобиогенез) почти всегда протекает при участии и на фоне физического и химического выветривания. Хотя бывают и исключения. Так, нередко случаи, когда почвообразующими породами служат мономинеральные кварцевые пески или другие породы, достигшие своей конечной стадии выветривания, ко-

торое происходит в самых жестких условиях, которые возможны на Земле. Очевидно, что в этом случае в зонах умеренного климата почвообразование на таких породах сегодня будет протекать фактически без физического и химического выветривания в их классическом понимании.

В свою очередь, физическое выветривание имеет пределы возможностей измельчения минералов, изменяющееся в зависимости от свойств этих минералов от 0,01 до 0,001 мм. Дальнейшего дробления минералов за счет физического выветривания не происходит. Все более мелкие фракции почвы возникли путем химического преобразования минералов. Следовательно, в почвах, с хорошо отсортированным глинистым составом, физическое выветривание может полностью отсутствовать.

Физическое выветривание – это механическое разрушение горных пород, в результате которого они утрачивают присущую им монолитность, размельчаются и дробятся на обломки разной величины. Силы, приводящие к этому, различны и могут возникать как в самих породах, так и зарождаться и оказывать воздействие на породы извне.

Перечислим главные агенты физического выветривания пород.

Расслаивание при снятии нагрузки – возникает при падении давления по мере выхода твердых пород на поверхность земли. В результате верхние, лишенные нагрузки, слои породы закономерно расширяются. Это приводит к послойному напряжению и растрескиванию, расслоению породы серией параллельных дневной поверхности трещин разгрузки.

Термическая трещиноватость – появление серии трещин при остывании расплавленных магматических пород.

Индукцированная трещиноватость – возникает в случае, когда крупные горные глыбы раздавливают более мелкие, на которых они залегают. Не выдержав давления, нижние блоки могут разрушиться тремя путями: **а** – раскрошиться при раздавливании, **б** – истереться по трещинам скольжения при сползании одного блока по другому и **в** – рассыпаться в результате хрупкой деформации (рис. 27).

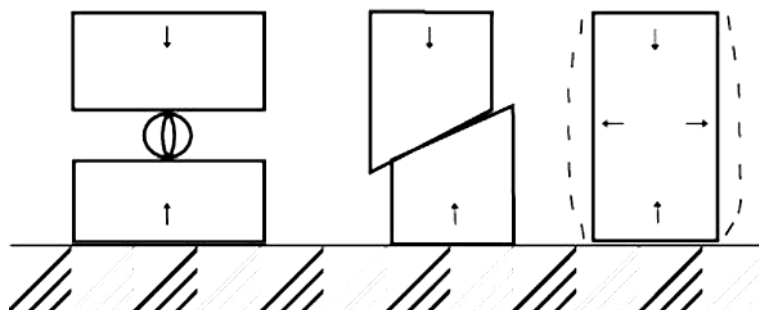


Рис. 27. Индукцированная трещиноватость

Скалывание – образование пестикообразных (или линзообразных) валунов путем откалывания его нижних боковых частей за счет суточных температурных перепадов (рис. 28), что приводит к их переворачиванию и началу нового скалывания.

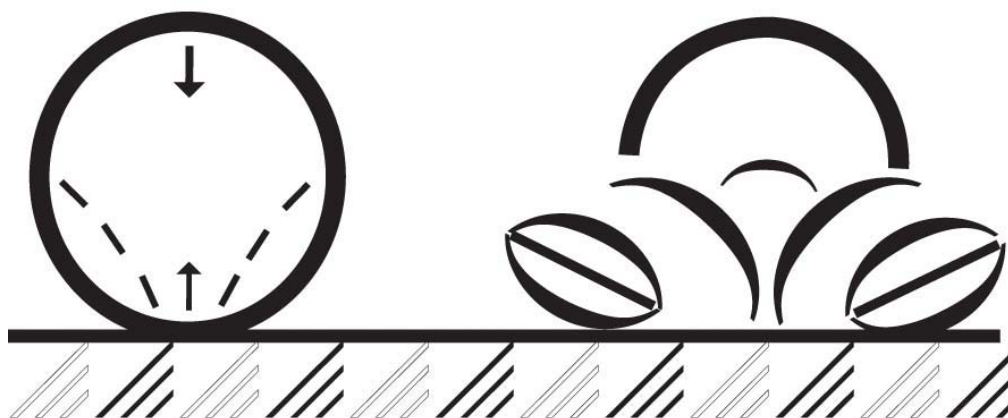


Рис. 28. Скалывание

Десквамация (эксфолиация, чешуйчатое выветривание). Известно, что горная порода – плохой проводник тепла. Когда она нагревается днем лучами солнца, между внутренней холодной и нагретой поверхностной частью возникает температурный скачок. В результате этого поверхностные слои расширяются больше, чем внутренние. Возникают плоскости напряжения и внутренние силы, которые рано или поздно повлекут за собой отделение верхнего слоя в виде тонкой скорлупы. В итоге этого чешуйчатого шелушения горные породы превращаются в большое количество шарообразных глыб, подножья которых утопают в гряде сферических раковистых пластинок и скорлуп. Ночью при потере тепла картина меняется на противоположную. При быстром остывании верхние слои резко сжимаются и потому растрескиваются, но уже вертикальными (радиальными) трещинами. Их появление сопровождается порою резкими и сильными звуками, похожими на выстрелы или взрывы. И если нагревание приводит к чешуйчатому отслаиванию, то остывание – к глубинному блоковому разлому. Эта общая схема десквамации в сильной мере усложняется и ускоряется за счет неодинакового альбедо и окраски различных минералов, за счет различий в их теплоемкости, теплопроводности, анизотропности в термическом расширении и так далее.

В особую разновидность десквамации выделяют «солнечный загар» или «лак пустыни». В сухих и жарких горах и пустынях по типу «гаммада» на освещаемых поверхностях утесов, скал, глыб, валунов образуется очень тонкая, блестящая на солнце, темно-бурого, почти черного цвета, корочка, похожая на слой лака. По словам академика В.А. Обручева, «в пустынях, где лак развит особенно сильно, получается чрезвычайно своеобразный

вид: все утесы, а также обломки и валуны имеют черный цвет, и в пасмурную погоду получается картина очень мрачная, удручающая. Но при появлении солнца она оживает: лак, подобно зеркалам, отражает солнечные лучи, и везде сверкают на склонах, утесах и валунах мелкие слепящие синеватые огоньки. С утолщением лаковая корка отслаивается, подхватывается ветром, с силой швыряется о скалы, рассыпается в прах и уносится прочь».

Механический распад монолитных пород под *воздействием огня* связан с термическим расширением при лесных пожарах и во многом схож с десквамацией.

Дробление при увлажнении и высыхании. Чередование увлажнения и высушивания, набухания и усадки приводит к изменению объема любых, даже твердых магматических пород, что вызывает физическое их раскалывание. Проникая по микротрещинам остывания, по плоскостям спаянности, термическим расколам, вода переходит в кристаллические, капиллярные, пленочные формы. Возникающее при этом огромное расклинивающее давление раскалывает породу.

Морозное выветривание. При замерзании вода в трещинах увеличивается в объеме на 9 %, что ведет к дальнейшему дроблению породы.

Соляное выветривание. В аридном (от лат. aridus – сухой) климате выветривание происходит за счет роста кристаллов солей в трещинах. Так, ангидрит, присоединяя воду ночной росы и переходя в гипс, увеличивается в своем объеме на 30–60 % и, расширяя трещины, разламывает плотные породы.

Механическая абразия. Обломки породы могут истираться как при скольжении друг по другу, так и при их соударении друг с другом. Отчетливее всего это наблюдается в зоне прибоя. В горах оторвавшиеся от скал камни могут много раз сталкиваться между собой и коренной породой по мере своего падения, скатывания, сноса текучей водой рек, сдувания ветром. Лавины, ледники, сели при своем движении захватывают обломки и глыбы пород, которые, двигаясь совместно, трутся между собой и о ложе потока. При этом они крошатся и истираются.

Все перечисленные способы физического дробления, кроме последнего, имеют свой предел диспергирования до размеров 0,1–0,01 мм (алевритовая фракция). Все дело в том, что по мере уменьшения обломков основных минералов они становятся все более устойчивыми к перепадам температур, а за счет потери массы легко переносят столкновения друг с другом и удары с твердыми препятствиями в потоках ветра и воды.

Химическое выветривание – это процесс растворения, распада, разложения, химического изменения первичных горных пород и минералов и образование новых вторичных минералов.

Важнейшими агентами химического выветривания являются вода, углекислый газ и кислород. Атмосферная влага, растворяя углекислый газ атмосферы, подкисляется и в результате увеличивает свою геохимическую

агрессивность в десятки раз. В свою очередь, повышение температуры на каждые 10 °С ускоряет этот процесс в 2–3 раза. Вот почему химическое выветривание более интенсивно в тропиках по сравнению с Заполярьем. Везде, где бы ни проходило выветривание, кинетика химического разложения возрастает параллельно механической измельченности горных пород. Чем тоньше размол, чем выше дисперсность породы, тем больше поверхность раздела между породой и водными растворами (или площадь их соприкосновения), тем шире поле деятельности химического выветривания, а значит, тем масштабней и напряженней оно протекает.

Перечислим основные реакции химического выветривания.

Растворение – просачиваясь и контактируя с механически раздробленной породой, дождевая вода, насыщенная атмосферным CO₂ и потому слегка подкисленная до pH, близком к 5–6 единицам, будет растворять и обогащаться теми или иными растворимыми веществами. Но на первых стадиях выветривания инфильтрационная вода будет извлекать в первую очередь наиболее подвижные, максимально растворимые ионы натрия, калия, магния и кальция. Понятно, что преобладание этих катионов нейтрализует, затем и подщелачивает водные растворы молодых почв на ранних стадиях выветривания. По этой же причине реакция среды первичных почв длительное время будет поддерживаться на слабощелочном уровне, исходя из следующей реакции: $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{K}, \text{Na}) + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}(\text{OH})_2 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Однако, со временем, по мере вымывания щелочных оснований и обеднения ими почв и коры выветривания, щелочная реакция их растворов сменяется сначала на нейтральную, а затем, на более поздних стадиях развития, – на кислую. Очевидно, что эта смена произойдет значительно быстрее на бедных основаниями кислых породах, чем на богатых основных породах. Особенно надолго затягивается щелочная стадия выветривания на карбонатных породах, таких как известняк, доломит, мергель. В результате выветривания за счет растворения и выщелачивания граниты теряют до 30–35 % своей первоначальной массы, базальты около 75–80 %, а известняки и того больше – до 99 %.

Гидратация – это химический процесс присоединения молекул воды к минералам. Например, оксиды железа могут поглощать воду и превращаться в гидроксиды: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O} = 2\text{Fe}(\text{OH})_3$. Гидратация происходит и с более сложными минералами – силикатами и алюмосиликатами. За счет поглощения воды минералы, как правило, увеличиваются в своих размерах, разрыхляются, становятся более проницаемыми для растворов, что облегчает процессы растворения, гидролиза, окисления и так далее. Именно с гидратацией связывают падение твердости минералов, их помутнение, потерю блеска. Последовательность всех этих процессов Ф.Ю. Левинсон-Лессинг назвал пелитизацией (от гр. pelos – глина).

Гидролиз – это реакция замены катионов щелочных и щелочно-земельных элементов кристаллической решетки минералов на ионы водо-

рода диссоциированной воды. Ион водорода (гидроксоний H_3O^+) внедряется в минерал, где вытесняет и замещает калий, натрий, магний и кальций. В ходе этого в кристаллической решетке изменяется баланс заряда и соотношение катионов и анионов в пользу последних. В результате минерал оказывается неустойчивым, сильно восприимчивым и уязвимым к выветриванию и рано или поздно распадается на свои составляющие оксиды и гидроксиды. Во влажном климате основания калия, натрия, магния и кальция при хорошем дренаже всегда вымываются. Их судьбу разделяют и легко растворимые анионы хлора, серы, карбонаты и гидрокарбонаты. Что касается кремнезема и земельных оснований алюминия, железа, титана, марганца и других, то их поведение контролируется многими дополнительными факторами. В одних случаях оксиды этих элементов после распада первичных минералов выпадают в осадок из растворов, в других – легко мигрируют из зоны выветривания.

Карбонатизация – это реакция между анионами карбонатов или бикарбонатов и щелочными и щелочно-земельными катионами первичных минералов: $\text{CaAl}_2\text{SiO}_8$ (анортит) + $\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (глина). В результате карбонатизации образуются бикарбонаты и карбонаты кальция, магния, калия, и натрия, которые могут накапливаться и подщелачивать зону выветривания. Однако синтез все новых карбонатов ограничен общими запасами щелочных и щелочно-земельных оснований в исходных породах. По мере их полного выхода из силикатов и перехода в карбонаты, карбонатизация угасает. Следовательно, карбонатизация – это всего лишь один из этапов общего процесса химического выветривания.

Декарбонатизация. Все образовавшиеся карбонаты относительно хорошо растворимы и по мере их генерации усиленно вымываются нисходящими токами воды. В первую очередь выщелачиваются легко растворимые карбонаты натрия, калия и магния. По мере их удаления, выщелачиваются менее растворимые карбонаты кальция. В итоге окаarbonатенная зона выветривания лишается карбонатов, то есть декарбонатизируется. Параллельно с этим отмытые и обедненные щелочным началом верхние выщелоченные горизонты почв начинают постепенно подкисляться.

Окисление. Железо, марганец, медь, сера, кобальт, хром, ванадий и многие другие переменновалентные элементы в магматических породах находятся обычно в восстановленной форме. При выветривании подавляющая часть закисных форм этих элементов переходит в окисные формы с увеличением объема и первичной окраски минералов из серой в желтую, оранжевую, красную.

Восстановление – это противоположный окислению процесс. Обычно он осуществляется в анаэробной обстановке (то есть при дефиците кислорода) в условиях перенасыщения (затопления) пород застойными водами. Как правило, восстановление всегда осложняется и ускоряется микроорганизмами, которые энергично отнимают нужный для их жизни кисло-

род от оксидов металлов и металлоидов. По мере перехода железа и марганца в закисные формы порода сменяет грязно-желтые тона на грязно-сизую окраску, что служит характерным показателем восстановительного процесса.

Десиликация – это процесс мобилизации (растворения и пептизации) и выноса инфильтрационными водами кремнезема из зоны выветривания. Особенно высока миграция кремния в щелочной среде на первых этапах выветривания. Десиликация коры выветривания является уникальным процессом и тяготеет ко всем типам климата. Но особенно сильны потери кремнезема в условиях тропического климата, под контролем которого образуются мощные и богатые железом и алюминием латериты и залежи каолининовых глин.

Ресиликация – это процесс обогащения коры выветривания, чаще всего переотложенной, кремнеземом за счет его привноса из зоны десиликации. Кремнезем (SiO_2) не обладает столь высокой растворимостью, как соединения натрия, калия или хлора, и поэтому не может сплошным транзитом пройти по гидрографической сети континента и без потерь достигнуть мирового океана. Преобладающая его доля, как и карбонаты кальция, задерживается на суше и концентрируется в подчиненных пониженных формах рельефа, на склонах, в нижних частях профиля почв в виде халцедона, яшмы, оникса, опала и других минералов. Зачастую в основании профиля возникают сплошные прослойки и панцири кремния.

Процессы окисления – восстановления, карбонитизации – декарбонитизации, ресиликации – десиликации могут неоднократно сменять друг друга. Восстановительные явления ведут к подщелачиванию и тем в большей степени, чем ярче выражен анаэробный режим почвы. Окисление, напротив, сопровождается подкислением и декарбонатизацией. Иначе говоря, чем сложнее история ландшафта и его почв, тем больше было этапов их развития и количества противоположных циклов.

Биологическое (биогенное) выветривание

В настоящее время считается неоспоримым фактом, что в разрушении горных пород и синтезе вторичных минералов принимают активное участие растения, животные и микроорганизмы, которые контролируют и корректируют направленность, кинетику и этапность выветривания. Все то, что могут делать с горной породой физическое и химическое выветривание, в состоянии и еще эффективнее способно сделать биогенное выветривание. Следовательно, педогенез, исторически возникший позже выветривания, является его прямым наследником и продолжателем. При этом почвообразование, будучи преемником, унаследовало и использует не только готовые продукты выветривания, но и его механизм. Отсюда логично вытекает, что, возникнув среди произвола геологических стихий, почвообразование полностью впитало и без остатка поглотило в себя всё выветривание. А если исчезло абиогенное выветривание, то исчезли и его

коры. Им на смену пришли почвообразование и почвы. Это дало повод академику Б.Б. Полюнову утверждать, что сегодня стерильное выветривание на нашей планете вообще невозможно. Это конечно преувеличение, так как разрушение пород при морозном выветривании и образовании трещин разгрузки может происходить и без участия организмов и продуктов их жизнедеятельности.

Однако, по мнению геологов, самостоятельное выделение биологического выветривания не оправдано, так как роль биологического фактора в формировании коры выветривания осуществляется посредством все тех же химических и физических воздействий и не является чем-то новым, качественно отличным. Согласно доводам геохимиков, с появлением органической жизни на планете, выветривание всего лишь усложнилось и ускорилося. Изменения эти касаются не качества, а только количества. Воспользовавшись услугами биофактора, выветривание, несомненно, выиграло в темпах деструкции минералов. Но вот по механизму, очередности и степени их разрушения нет ничего нового. Как в архейской безжизненной среде, так и в сегодняшней биосфере, конечные продукты выветривания одни и те же. Породив живое вещество, природа «изобрела» всего только могучий «катализатор» все тех же геохимических процессов, которые всегда, в полном составе и с одинаковым успехом функционируют вот уже без малого 4,5–5,5 миллиардов лет, начиная со дня образования литосферы. Жизнь не в силах добавить ничего нового и в выветривание. Так, те или иные виды бактерий, подчиняясь сложившимся условиям, могут участвовать как в окислении, так и в восстановлении; хотя эти обе реакции могут идти и без их участия, правда, значительно медленнее. Таким образом, прямая активность организмов рассматривается многими геологами всего лишь как стимулятор и без того спонтанно протекающих природных геохимических реакций.

Однако сегодня имеется и противоположный взгляд на роль живых организмов в выветривании. Согласно этой точке зрения, со дня завоевания жизнью суши континентов, абсолютно стерильное абиотическое выветривание полностью сменилось биологическим выветриванием. По мнению В.В. Вернадского, состав и свойства главных агентов выветривания – атмосферы и гидросферы, а также климата, коренным образом трансформированы деятельностью «живого вещества» планеты. И, поэтому, помня о том, что кислород атмосферы является функцией фотосинтеза, всякое прямое геохимическое окисление минералов при полном отсутствии организмов следует относить к биогенному процессу. Следовательно, даже в том случае, когда выветривание протекает в безжизненных пространствах без всяких следов живых и мертвых организмов, оно, в известной мере, биогенное. Хотя и косвенно, но контролируется «живым веществом». Тем более это справедливо в отношении почв, где выветривание и почвообразование совмещены между собой как в пространстве, так и во времени. Но

вопрос в том – насколько велико это совпадение, совмещение и полнота слияния выветривания и почвообразования? Надо полагать, что имеются области «чистого» выветривания и «незамутненного выветриванием, прозрачного» почвообразования. Иначе говоря, несмотря на значительное единство и общность механизма того и другого, есть явления, которые строго приурочены только к выветриванию (например, десквамация), и только к почвообразованию (гумификация, агрегирование). В свою очередь, если для выветривания главным является деструкция и элювиирование (разрушение и вынос), то для почв – синтез и биоаккумуляция (созидание и накопление). Следовательно, если в коре выветривания господствует энтропия, то в почвах силы хаоса отодвигаются на второй план, а их место занимает самоорганизация от простого к сложному.

Кратко рассмотрим участие организмов в выветривании.

Простое дробление дресвы (скелета почвы) происходит как при прохождении ее через кишечный тракт у червей и птиц, как при непосредственном механическом воздействии при строительстве жилищ, рытье нор барсуками, мышами, насекомыми, так и в результате давления растущего корня.

Перенос, перемещение и перемешивание нижней маловыветренной минеральной массы на поверхности почвы кротами, слепышами, термитами и так далее. В ходе этого они попадают в более агрессивную среду выветривания. Это способствует росту общего объема почвенного тела.

Простое химическое воздействие, как, например, обогащение растворов углекислотой при дыхании и кислородом при фотосинтезе.

Сложное (или комплексное) химическое воздействие при синтезе и выделении метаболитов, хелатов, сложных органических кислот, ферментов, при образовании гумуса, которые все вместе и по отдельности являются сильными реагентами, заметно ускоряющие выветривание минералов.

Создание условий для длительного сохранения активной влаги, что сказывается на интенсивности выветривания. Происходит это за счет мульчирования и большей влагоемкости слоя растительного опада (потрогайте «ковер» сплетенных хвоинок у себя под ногами в лесу – он всегда влажный и готов жадно впитать новую порцию влаги), гумуса, в результате снегозадержания, затенения поверхности почвы кронами деревьев и трав.

Влияние на температуру почвы путем ее затенения, создание микроклимата, иного режима влаги за счет экзотермических реакций ферментации, минерализации мортмассы опада и т. д.

Влияние на реакцию среды. С одной стороны это обусловлено дыханием растений, которые поглощают углекислый газ днем и выделяют его ночью, что ведет к цикличности суточного колебания реакции среды почвы. С другой стороны – растения старательно сортируют химические эле-

менты и избирательно (согласуясь со своими потребностями) поглощают только их биофильных представителей, пренебрегая всеми остальными. В результате в растворах зоны выветривания содержание одних элементов уменьшается, других – увеличивается, что также сказывается на реакции среды. Это выборочное изъятие из растворов органогенных элементов во многом схоже с механизмом действия на почву физиологически кислых или щелочных удобрений. Кроме того, извлечение растениями оснований непосредственно из кристаллической решетки минералов достигается путем их замены на ионы водорода, что сопровождается подкислением ризосферного слоя.

Для того чтобы понять, как выветриваются минералы необходимо знать их строение, свойства и состав, которые совместно определяют их поведение в почвах.

5. СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ИХ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Различные минералы выветриваются по-разному и с различной скоростью. Однако очень трудно отыскать те характеристики минералов, от которых зависит механизм и кинетика их выветривания. К настоящему времени наиболее изучен химический состав минералов. Однако полной корреляции между их составом и скоростью выветривания не наблюдается. Известны многие минералы одного и того же состава, но выветривающиеся с разной скоростью. Например, кварц обладает большей устойчивостью, чем кристобалит, который имеет тот же состав, рутил прочнее анатаза и брункита, кальцит – арагонита. В данном случае перечисленные минералы различаются *по своей плотности*: кварц плотнее кристобалита, рутил – анатаза и брункита, кальцит – арагонита. Следовательно, чем плотнее минерал в своем полиморфном ряду, тем он труднее выветривается.

Наряду с плотностью, а значит и структурной организацией, на темпы выветривания оказывают влияние и многие другие свойства минералов. Среди них наибольшее значение имеют:

1) форма кристаллов.

Массивные и округло-кубические кристаллы выветриваются труднее и медленнее, чем плоские пластинчатые, у которых поверхность контакта с внешней средой, а, следовательно, и площадь ее воздействия, больше. А чем больше поверхность минералов, тем активнее выветривание. Связь между атомами заметно ослаблена на поверхности граней, еще сильнее на ребрах и вершинах, на которых выветривание будет более успешно;

2) размеры кристаллов.

Крупные кристаллы тяжелее выветриваются по сравнению с мелкими. Дело в том, что выветривание начинается с поверхности зерен и продвигается к их центру. А мелкие кристаллы имеют большую площадь поверхности, чем крупные при одной и той же их массе;

3) *морфологические особенности кристаллов.*

Хорошо оформленные (идеальные, совершенные) кристаллы, в которых отсутствуют структурные дефекты, относительно неподатливы выветриванию. С появлением в кристаллах изъянов, связанных с заменой атомов одних элементов другими, прочность минерала резко снижается. И чем больше таких «ущербных» отклонений, тем быстрее разрушается минерал;

4) *доступность агентам выветривания.*

Порода, сложенная одним минералом и имеющая пористое сложение выветривается быстрее, чем плотная порода. Обусловлено это тем, что просачивающаяся вода омывает в первом случае все частицы, а во втором – контактирует только с ограниченной поверхностью. Поэтому, например, пористые известняки выветриваются интенсивнее массивных. Вода может омывать не только поверхность плотных минералов, но и проникать по трещинам спаянности, что приводит к ускорению как химического, так и механического выветривания;

5) *химический состав.*

Ряд выветривания тесно коррелирует с величиной отношения кремния к другим катионам. Чем больше в минерале катионов, которые могут при выветривании замещаться водородом, тем сильнее подвержен он распаду.

Наряду со свойствами минералов на скорость выветривания оказывают влияние:

1) *удаление продуктов выветривания.*

При выветривании, как при любой химической реакции, образующие продукты должны удаляться. В противном случае, при достижении равновесия между минералами и продуктами их разрушения, выветривание замедлится и остановится. Следовательно, выветривание требует постоянного поступления и обновления геохимически активной ненасыщенной воды. Поэтому текучие обновляющие воды выветривают гораздо эффективнее, чем застойные, так как первые уносят продукты выветривания;

2) *общая схема очередности выветривания минералов.*

Обобщение многочисленных данных по восприимчивости минералов изверженных пород к выветриванию показало, что их очередность полностью повторяет ряд минералов по мере их кристаллизации из расплава магмы. Иначе говоря, первичные минералы в ходе выветривания разрушаются в той же последовательности, в какой происходило их выделение из расплава магмы (рис. 1). Это и понятно. Чем сильнее различия между средой кристаллизации минералов и условиями земной поверхности, тем успешнее выветриваются такие минералы. Поэтому наиболее легко разрушаются те силикаты, которые возникли первыми при наибольшем давлении и температуре магмы. Напротив, чем меньше давление и температура кристаллизации, тем устойчивее к выветриванию минералы, возникшие в такой обстановке. По этой причине ряд восприимчивости минералов к выветриванию начинается с силикатов с изолированными кремнекислородными

тетраэдрами, количественно доминирующий представитель которых – оливин. Более устойчивы минералы, имеющие цепочечную и ленточную структуру – это пироксены и амфиболы. Довольно легко происходит преобразование железомagneзиальных слюд. Устойчивость полевых шпатов зависит от их состава. Кальциевые плагиоклазы выветриваются так же легко, как пироксены, а вот натриевые и калиевые полевые шпаты выветриваются труднее. Наиболее устойчив кварц, структура которого состоит исключительно из одних кремнекислородных тетраэдров. Следовательно, состав остаточных продуктов выветривания в заметной мере обусловлен минералогическим составом исходных горных пород и биоклиматическим потенциалом данного ландшафта.

Очередность выветривания породообразующих минералов в условиях почвообразования в общем плане представлена в следующем виде: оливины – пироксены – амфиболы – биотит – полевые шпаты – мусковит – кварц. Первоначально образующиеся минералы используют для своего построения больше оснований, чем позднее появившиеся минералы. Отсюда следует, что породы основного состава (базальт, габбро), сложенные минералами из начала этого ряда, т.е. возникшие первыми, выветриваются значительно быстрее кислых пород (гранит, риолит), состоящих из минералов конца этого ряда. Понятно, что в одних и тех же климатических условиях конечные продукты выветривания этих пород могут заметно отличаться.

6. ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Каждой географической широте и условиям ландшафта характерна устойчивая ассоциация (парагенез) первичных и вторичных минералов в почве и коре. Состав и соотношение минералов подчиняются законам гипергенеза и постепенно меняются по мере достижения конечной стадии выветривания. Насколько один климат отличается от другого, настолько будут различаться между собой и конечные продукты выветривания. Например, нивальный климат способен только на морозное выветривание, аридный – на термическое и механическое выветривание. В умеренных широтах добавляется химическое и биохимическое выветривание. Замечено, что с возрастанием влажности и температуры интенсивность и глубина выветривания увеличиваются. Отсюда понятно, что каждый тип климата, обладающий индивидуальным потенциалом агрессии, имеет свои строго конкретные конечные продукты выветривания. Последние можно расположить в ряд по степени нарастания их выветрелости. Все продукты выветривания в соответствии с их мобильностью делятся на остаточные и подвижные. Перечислим главные из них.

Остаточные продукты выветривания (то есть те, которые слагают элювий). Все они подразделяются **по размеру** на:

1) обломки свежих пород. Это блоки, плиты, каменные ядра, осколки и так далее. Возникли в результате снятия нагрузки при выходе на поверхность литосферы и при физическом выветривании;

2) гравий – те же обломки первичных пород, но меньших размеров;

3) дресва (сапролит) – в заметной степени измененный химическим выветриванием гравий;

4) песок – чаще всего кварцевый, образовавшийся при дезинтеграции первичных зерен по плоскостям спаянности;

5) пыль (алеврит, силт, лессовая фракция) – порода, измельченная в результате морозного и физического выветривания;

6) глина – возникает путем химического выветривания с последующим синтезом (или метасоматозом перестройкой первичных минералов);

7) нерастворимый остаток – возникает на месте выветривания известняков, большая часть которых растворяется и выносится. Оставшаяся малая доля (обычно состоит из глин, оксидов железа, кремнезема) образует красноцветные почвы терра-росса.

По своему происхождению остаточные продукты делятся на:

1) первичные (унаследованные) и

2) вторичные (вновь созданные) минералы.

К первым относятся все сохранившиеся (оставшиеся в элювии) от исходной породы первичные минералы. В первую очередь сюда входят устойчивые к выветриванию акцессорные минералы. Это циркон, рутил, турмалин, гранат, анатаз, ставролит, кварц и другие. Среди полевых шпатов наиболее стойки к выветриванию альбит и микроклин. Вообще говоря, чем больше оснований содержит минерал, тем он более восприимчив к выветриванию. В свою очередь, чем крупнее кристаллы, чем выше их совершенство, чем плотнее их упаковка, чем меньше в них изоморфных замещений, тем они успешнее противостоят выветриванию. Именно эти минералы и их безупречные формы кристаллов слагают первичный остаточный продукт выветривания. *Акцессорные минералы выделялись из остывающей магмы первыми. Ничто не мешало их кристаллизации, а потому они прекрасно оформлены. Чаще всего они прозрачны и окрашены в яркие и сочные цвета. Их грани сверкают, как у драгоценных камней. Однако размеры этих кристаллов ничтожны. Но у всякого, кто увидит их под микроскопом, захватывает дух от восхищения их красотой.*

В ходе выветривания из продуктов разложения первичных минералов образуются новые или вторичные остаточные минералы. Многие из них, четко приуроченные к элювиальным горизонтам почв, являются преимущественно вторичными остаточными продуктами. Все они, как правило, тонкодисперсные и тяготеют к илистой или коллоидной фракциям, которые слагаются аллофанами, каолинитами, галлуазитом, гетитом, гиббситом, бемитом, анатазом, диаспором, мелкими оолитами опала, яшмы, халцедона. В транзитных и аккумулятивных позициях рельефа почвы обога-

щаются еще и натечным опалом и халцедоном, лимонитом, гематитом, иллитом, монтмориллонитом, вермикулитом, нантронитом, хлоритом и другими аналогичными минералами. Таким образом, минералы изверженных пород под натиском агентов выветривания исчезают и замещаются вновь созданными минералами оксидов и глинистыми алюмосиликатами. В результате образования остаточной коры выветривания происходят значительные потери континентальной литосферы и перенос ее материала, в конечном счете, в Мировой океан. Так, по данным Б.Г. Розанова, десятиметровая элювиальная кора в Бирме образовалась из 930-метровой толщи известняков. Для этого потребовалось около 2 млн лет при средней скорости выветривания и денудации 0,5 мм в год [10].

Подвижные продукты выветривания. Известно, что абсолютно нерастворимых в воде веществ нет. Поэтому деление на остаточные и подвижные продукты выветривания весьма условно. И все же, в элювии чаще всего встречаются инертные, почти нерастворимые и потому остаточные минералы выветривания. А в транзитных и аккумулятивных почвах – подвижные, как правило, вторичные минералы и их взаимные сочетания. С известной долей условности подвижные продукты можно поделить на четыре группы:

1) легкорастворимые. Это хлориты, сульфаты и карбонаты щелочей и магнезия. Их растворимость превышает 100 г на литр воды;

2) растворимые. Это сульфат кальция или гипс, растворимость которого близка к 2 г на литр;

3) малорастворимый карбонат кальция – мел. Его растворимость не превышает десяти мг на литр;

4) труднорастворимые. Это самая большая группа, в которую входят все остальные минералы независимо от их происхождения.

Все эти соединения, будучи растворенными, в разных пропорциях находятся в почвенной, грунтовой, ключевой воде, которая передвигается вместе с ними по уклону местности и устремляется в реки, моря и океаны. Однако часть воды не попадает в постоянную гидросеть. Она расходуется на десукцию (от лат. *desudo* – высасываю; потребление влаги корнями растений), транспирацию и физическое испарение. По мере достижения насыщенности растворов по пути их движения мигрирующие вещества осаждаются в обратном порядке их растворимости. Вначале выпадают гидроксиды алюминия и железа, дальше вниз по склону – кремнезем, еще ниже – осаждаются известь, затем гипс, доломит и, наконец, в замкнутых низменностях и бессточных понижениях осаждаются легкорастворимые соли. Таким путем происходит гидрогенная дифференциация подвижных продуктов с образованием транзитных и аккумулятивных массивов почв (рис. 29).

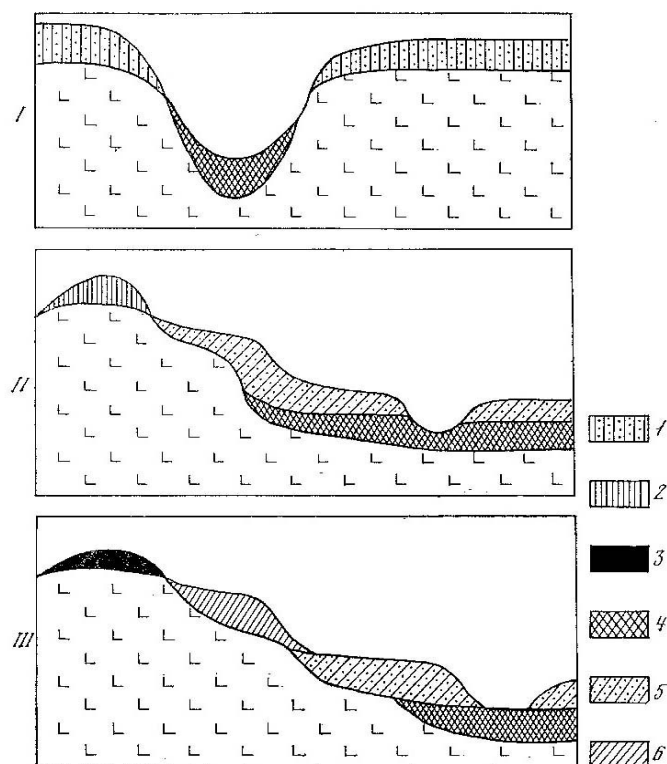


Рис. 29. Пространственная дифференциация подвижных продуктов выветривания минералов по Б. Б. Польшову : I – аридные, II – семигумидные и III – гумидные ландшафты; 1 – обызвесткованный ортоэлювий, 2 – сиаллитный ортоэлювий, 3 – аллитный ортоэлювий, 4 – хлоридно-сульфатный нанос, 5 – карбонатный нанос и 6 – сиаллитный нанос

Очевидно, что во влажном климате с высоким испарением накопление мигрирующих веществ в транзитных и аккумулятивных ландшафтах протекает значительно интенсивнее, чем в сухом климате. Этому механизму обязаны мощные скопления железных и марганцевых руд. Приток растворов кремнезема зачастую вызывает ресиликацию гиббсита и бемита и их превращение в каолинит, а затем в монтмориллонит. Избыток приходящего по склону кремния может повлечь образование кремневой коры (силкретов). Одновременно происходит обызвестковывание, доломитизация, загипсовывание, засоление осадочных пород и почв. Во всех перечисленных случаях обычно формируются плотные, непроницаемые горизонты типа кирас, ортштейнов, латеритов, панцирей, плотных глин (фраджипены), твердых окремнений (каличе), известковых и гипсовых (хардпены) прослоек (рис. 30).



Рис. 30. Классификация твердых кор (панцирей), сложенных подвижными продуктами выветривания минералов (Оллиер [8])

Перегруппировка атомов при образовании вторичных минералов

Основной объем силикатов, горных пород и всей земной коры сложен на 93 % из кремнекислородных тетраэдров. Химические элементы, обладающие слишком большими или слишком малыми размерами, не могут войти в кристаллическую структуру силикатов и потому отсеиваются. Крупные ионы не способны внедриться в кристаллическую решетку силикатов. Если все же такие большие ионы входят в кристаллическую решетку, она разрушается. Мелкие ионы проходят через эту решетку, как сквозь сито, не в силах вступить в кристаллохимические связи, и не задерживаются в ней. По этой причине, как не востребованные, они скапливаются в остатке, то есть в той массе вторичных минералов, которая не использовалась, которая не вошла в состав глинистых минералов при их образовании. К таким элементам относятся малые ионы – C^{4+} , B^{3+} , Be^{2+} , S^{6+} и др. и большие – S^{2-} , Cl^- , F^- и ряд других подобных им ионов. Основная их часть, так и не найдя минерального «приюта» в алюмосиликатах, вынуждена уходить в атмосферу и гидросферу Земли. Кстати, многие из этих элементов, крайне крупные или чересчур мелкие, и потому не способные внедриться и закрепиться в силикатном каркасе, становятся легкой добычей водной и воздушной стихии и легко мигрируют.

Список использованных источников

1. Геологический словарь. – М. : Госгеолтехиздат, 1952. – Т. 1. – 402 с.
2. Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв / Н.И. Горбунов. – М. : Наука, 1978. – 292 с.
3. Добровольский В.В. География и палеогеография коры выветривания СССР / В.В. Добровольский. – М. : Мысль, 1969. – 476 с.
4. Добровольский В.В. Геология / В.В. Добровольский. – М. : Гуманит. изд. центр ВЛАДОС, 2001. – 320 с.
5. Карпачевский Л.О. Экологическое почвоведение / Л.О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 2005. – 336 с.
6. Ковда В.А. Основы учения о почвах / В.А. Ковда. – М. : Наука., 1973. – Кн. 1 – 433 с.
7. Краткий справочник по геохимии. – М. : Недра, 1977. – 174 с.
8. Оллиер К. Выветривание / К. Оллиер. – М. : Недра, 1987. – 347 с.
9. Польшов Б.Б. Избранные труды / Б.Б. Польшов. – М. : АН СССР, 1956. – 748 с.
10. Почвоведение / под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. – М. : Высшая школа, 1988. – Ч. 1. – 400 с.
11. Ронов А. Б. К геохимической истории внешних оболочек Земли / А.Б. Ронов, А.Л. Мигдисов, А.А. Ярошенский // Очерки современной геохимии и аналитической химии. – М. : Наука., 1972. – С. 88–98.
12. Сауков А.А. Геохимия / А.А. Сауков. – М. : Наука, 1975. – 480 с.
13. Соколова Т.А. Глинистые минералы в почва / Т.А. Соколова, Т.Я. Дронова, И.И. Толпешта. – Тула : Гриф и К, 2005. – 336 с.
14. Тугаринов А.И. Общая геохимия / А.И. Тугаринов. – М. : Атомиздат, 1978. – 288 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
1. Перегруппировка атомов при эндогенном образовании минералов.....	6
2. Минералы и их организация (строение кристаллической решетки).....	9
3. Классификация минералов	15
3.1. Силикаты	17
3.1.1. Первичные силикаты.....	18
3.1.2. Вторичные силикаты.....	31
3.2. Несиликатные минералы	50
4. Виды выветривания	56
5. Свойства минералов и их выветривание	65
6. Продукты выветривания минералов.....	67
Список использованных источников.....	72

Учебное издание

ВЫВЕТРИВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Учебно-методическое пособие для вузов

Составители:

Щеглов Дмитрий Иванович

Дудкин Юрий Иванович

Брехова Любовь Ивановна

Редактор И.Г. Валынкина

Подписано в печать 18.03.08. Формат 60×84/16. Усл. печ. л. 4,3.
Тираж 100 экз. Заказ 144.

Издательско-полиграфический центр
Воронежского государственного университета.
394000, г. Воронеж, пл. им. Ленина, 10. Тел. 208-298, 598-026 (факс)
<http://www.ppc.vsu.ru>; e-mail: pp_center@ppc.vsu.ru

Отпечатано в типографии Издательско-полиграфического центра
Воронежского государственного университета.
394000, г. Воронеж, ул. Пушкинская, 3. Тел. 204-133.