

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

ВЫВЕТРИВАНИЕ
И ЕГО РОЛЬ
В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

1969



ACADEMY OF SCIENCE OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

volume 73

J. P. KAZANSKY

WEATHERING
AND ITS ROLE
IN SEDIMENTATION

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW • 1969

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

выпуск 73

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

ВЫВЕТРИВАНИЕ
И ЕГО РОЛЬ
В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА • 1969

Выветривание и его роль в осадконакоплении. Казанский Ю. П., 1969 г.

Наибольшее количество материала в зону осадконакопления поступает при разрушении кор выветривания гидрослюдисто-каолинитового и монтмориллонит-каолинит-охристого типа. В профилях каждой из них наблюдается своя зональность в распределении реликтовых минералов. При переносе в континентальных и морских условиях соотношения между терригенными породообразующими минералами изменяются слабо. Более существенные искажения первичных ассоциаций испытывают обломочные минералы с повышенным удельным весом. Изменения наблюдаются в соотношениях и составе глинистых минералов. Выносимые из продуктов выветривания растворы и коллоиды частично задерживаются в зоне континентального осадконакопления (глинозем, окислы железа, в меньшей степени кремнезем), но основная масса их накапливается в прибрежной части морских бассейнов (кремнезем, гидроокислы железа, глинозем). При вторичных преобразованиях осадков и осадочных пород наиболее стойкими оказываются те минералы, которые устойчивы и в зоне выветривания.

В осадочных толщах продукты выветривания представлены погребенными почвами, внутриформационными корами выветривания и переотложенным материалом. Последний преобладает в кварцевых и олигомиктовых песчаных породах, каолинитовых глинах, опоках, бокситах, в значительной части железистых пород платформенных областей. Ставится вопрос о присутствии переотложенного выветрелого материала в красноцветных, флишевых и сланцевых формациях. Намечены три этапа в истории развития процессов выветривания: 1) раннедокембрийский; 2) докембрийский — раннепалеозойский и 3) палеозойский — мезо-кайнозойский. Таблиц 47. Библи. 265 назв. Иллюстраций 9.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

В. П. КАЗАРИНОВ

CHIEF-EDITOR

V. P. KASARINOV

ВВЕДЕНИЕ

Под выветриванием обычно понимается комплекс физико-химических и биохимических процессов, происходящих на поверхности или вблизи поверхности Земли в условиях контакта горных пород с атмосферой и водой, приводящих к разрушению минералов и горных пород. Разделение выветривания на физический и химический типы в значительной степени условно, так как все процессы разрушения идут одновременно, дополняя друг друга.

Для большинства осадочных пород процессы выветривания являются первой и обязательной стадией формирования осадка. Часто в этих условиях в общих чертах подготавливается будущий облик породы. Он будет определяться интенсивностью выветривания, которая в свою очередь зависит от характера рельефа (морфотектоники), климата, интенсивности воздействия организмов и мертвого органического вещества, состава исходной породы. В некоторых случаях на выветривание влияет наземный вулканизм.

Роль рельефа и климата в процессах выветривания широко отражена в литературе. Известно, что в обстановке расчлененного рельефа наблюдается быстрая смена ландшафтов и соответственно типов элювиальных процессов. В областях с выравненным рельефом явления выветривания зависят от уровня грунтовых вод. Некоторая дифференциация типов выветривания наблюдается в условиях микрорельефа (Парфенова, Ярилова, 1962).

Климат является одним из важнейших факторов выветривания. В конечном итоге он совместно с рельефом определяет направленность и интенсивность выветривания, регулирует распределение ассоциаций организмов. При оценке роли климата необходимо достаточно дифференцированное его подразделение. Как показал А. Г. Черняховский (1965), в условиях типичного аридного климата продукты выветривания имеют незначительную мощность и представлены материалом, испытывавшим только механическое разрушение. Только в условиях горных пустынь

отмечается очень слабое физико-химическое разрушение отдельных минералов. В полупустынях формируются маломощные слабо карбонатные дресвяно-щебенчатые покровы. Для нивального климата характерны крупноглыбовые образования со щебенчатым суглинистым материалом (Глазовская, 1950; Черняховский, 1965). В семиаридных степных условиях преобладают процессы физико-химического выветривания, скорость которых зависит от величины среднегодовых температур района. Наиболее интенсивные изменения происходят в тропической зоне.

Для влажных климатов процессы физико-химического изменения своеобразны и нередко интенсивны. В этих условиях различают три основные климатические группы: умеренно холодная, умеренно теплая и тропическая (Ганссен, 1962). Интенсивность выветривания возрастает от умеренно холодного к тропическому климату.

Органическое вещество влияет на изменение пород различно. В самых верхних слоях разрушаемого субстрата большая роль принадлежит живому органическому веществу. Оно может влиять механическим способом и путем химических реакций (корни растений, микроорганизмы и органические кислоты). Роль органических кислот увеличивается в более глубоких горизонтах профиля выветривания.

Значение состава исходной породы при выветривании, естественно, велико. Однако на первых стадиях изменения, при почвообразовании, состав аморфных и глинистых продуктов во многом определяется биоклиматическими и физико-химическими условиями, существовавшими на поверхности тех или иных участков суши. В условиях продолжительной переработки исходной породы, которая имеет место в корях выветривания, роль первичного материала растет. Это, вероятно, объясняется известной изоляцией разрушаемого субстрата от поверхностных условий, наблюдаемой в мощных элювиальных покровых (Гинзбург, 1963).

В последние годы выяснилась роль вулканизма в процессах выветривания (Мурадзумо, 1960; Калугин и др., 1964). Выветривание в вулканически активных областях определяется сочетанием двух процессов: эндогенного и экзогенного. Эндогенные процессы обуславливают поступление рыхлого пирокластического материала, в который попадают пары и растворы, несущие сильные кислоты. В периоды дождей воды промывают рыхлые продукты, растворяют кислоты, которые выщелачивают пепловый материал, вынося из него не только легко растворимые соединения, но и железо, алюминий.

Наиболее характерными процессами, ведущими к перерождению исходного вещества при выветривании, являются следующие: 1) гидратация; 2) катионный обмен; 3) гидролиз; 4) окис-

ление. При гидратации к минералу присоединяется вода. Как самостоятельный процесс гидратация наблюдается при переходе окислов и солей в гидроокислы или в соединения с бóльшим содержанием воды. Более сложные изменения, включающие, кроме гидратации, катионный обмен и другие процессы, происходят при преобразовании таких минералов, как силикаты.

Катионный обмен в широком смысле этого слова представляет собой ионные обменные реакции внутри минерала или между минералом и каким-либо реагентом, причем существенной перестройки структуры при этом не происходит. Обменные реакции захватывают слабо связанные катионы и анионы, такие, как водород, щелочи, кальций, магний, железо, алюминий и др. Процессы катионного обмена обычны у глинистых минералов.

Особенности обмена путем замещения М-ионов глинистых частиц Н-ионами из раствора применительно к процессам выветривания описаны У. Д. Келлером (1963). В этом случае ионы диффундируют через поверхность глинистой частицы. Скорость процесса возрастает при увеличении в воде количества органических кислот, углекислоты и других компонентов, приводящем к возрастанию концентрации ионов водорода. Продуктами ионного обмена являются карбонаты. Ионы CO_3^{2-} и HCO_3^- образуют с катионами кальция, магния и железа соли, слабо растворимая часть которых задерживается в зоне выветривания.

Взаимодействие ионов воды с компонентами разрушаемых частиц называется гидролизом. У. Д. Келлер (1963) подчеркивает, что при гидролизе: 1) Н-ионы воды связываются с ОН-ионами минералов и удаляются в виде воды из вещества; 2) вытесняют путем замещения металл; 3) вытесняемые элементы осаждаются в виде слабо растворимых соединений. Большое значение при гидролизе имеет вода как растворитель. Неоднократное промывание продуктов выветривания дождевыми водами способствует ускорению реакций и удалению продуктов разрушения. Кроме того, вода является растворителем кислорода, углекислого газа, органических и неорганических соединений. Гидролиз сопровождается выносом кремнезема. При удалении кремнезема (десилификации) значительная роль принадлежит бикарбонатным растворам щелочей и щелочных земель (Гинзбург, 1957). Процесс разрушения силикатов при десилификации — это преобразование поверхности силиката в результате обогащения гидратом окиси алюминия и полуторными окислами (Jackson, 1965). Присутствие в этих условиях свободного кремнезема между зернами силиката может способствовать возникновению глинистых минералов путем синтеза окислов.

Процесс окисления вещества происходит путем потери им электронов. Наиболее ярко этот процесс проявляется у минералов, содержащих железо, марганец и другие элементы перемен-

ной валентности. При окислении обычно происходит или разложение минерала, или он переходит в иную модификацию.

Перечисленные процессы выветривания проявляются по всему профилю выветривания, однако выделяются зоны, где те или иные типы преобразований господствуют. Одним из первых, кто обратил на это внимание был И. И. Гинзбург, который в свое время предложил схему зональности процессов выветривания (табл. 1).

Таблица 1

Зональность продуктов выветривания
(по И. И. Гинзбургу, 1963, с некоторыми изменениями)

По преобладающим процессам	По преобладающему минералообразованию	По морфологии и физическому состоянию продуктов выветривания
Зона интенсивного окисления и конечного гидролиза	Зона полуторных окислов (охр, железняков, гибсита), иногда галлуазита и каолинита	Зона увлажнения, конечного разложения, плотного, рыхлого или глинистого элювия
Зона конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления	Зона каолинита (в кислых породах), монтмориллонита (в основных породах и породах, содержащих Mg и Fe минералы) и частично гибсита (в базальтах, амфиболитах, хлоритовых сланцах)	Зона интенсивного просачивания, промежуточного разложения и конечных продуктов, зона глинистого элювия
Зона конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания, начало окисления (в богатых железом силикатах), начало гидролиза	Зона гидрослюд и гидрохлоритов (иногда карбонатов и опалов), появление каолинита и монтмориллонита	Зона просачивания и начального разложения мелкозернистого песчано-алевритго-глинистого элювия
Зона гидратации силикатов и начального выщелачивания, преобладание физического выветривания	Появление гидрослюд, хлоритов, гидрохлоритов, вермикулитов, иногда магнезитов	Зона застойной воды и исстечений, дезинтеграции, сложенная обломочным элювием (щебнем, дресвой, брекчиями, хрящом, сапролитом)

В настоящей работе сделана попытка рассмотреть продукты выветривания различных типов горных пород, проследить поведение выветрелого материала в зонах осадконакопления и породообразования, показать характерные ассоциации, сложенные этими продуктами в разрезах осадочных толщ различных структурно-тектонических зон, в общих чертах наметить тенденции в изменении характера выветривания в истории Земли.

При подготовке работы к печати ее просмотрели и сделали ценные замечания Ю. Н. Занин, В. П. Казаринов, Г. Н. Перозио и В. Н. Сакс. В оформлении рукописи деятельное участие приняли И. Т. Сапожников и Н. А. Лучкова. Автор приносит всем им глубокую благодарность.

Глава I

ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Продукты выветривания, не испытавшие переотложения, как правило, в элювиальных профилях располагаются зонально, отличаясь степенью разрыхления и составом продуктов разложения. Приведенная схема (см. табл. 1) классификации зон выветривания И. И. Гинзбурга может быть использована как универсальная при описании выветрелых продуктов. В связи с тем, что различные исследователи по-разному оценивают и именуют процессы разложения горных пород, наиболее удобна средняя графа этой схемы, в которой разделение зон производится по преобладающему минералообразованию (главным образом в глинистых минералах).

И. И. Гинзбург (1957) один из первых рассмотрел в общих чертах продукты выветривания осадочных, изверженных и метаморфических пород отдельно, показав ряд принципиальных различий при их изменении. Позднее эти идеи развивал В. В. Добровольский (1964). В. П. Петров (1967) дал обзор особенностей формирования разновозрастных продуктов выветривания изверженных, метаморфических и некоторых осадочных пород. Все эти обобщения свидетельствуют о необходимости дифференцированного подхода при характеристике продуктов выветривания разных групп горных пород. Наиболее часто встречаются следующие группы пород: 1) изверженные ультраосновные породы; 2) основные изверженные и метаморфические породы и порфириты; 3) осадочные карбонатно-сульфатно-соляные (галогенные) породы и карбонатиты; 4) кислые, средние и щелочные изверженные породы, 5) кристаллические сланцы и гнейсы; 6) терригенно-глинистые породы.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Породы этого состава в верхней части литосферы встречаются редко. Они сложены в основном неустойчивыми в субэпиральных условиях минералами: оливином, пироксенами, амфиболами. Продукты разрушения ультраосновных пород изучены наиболее подробно. Основы представлений о продуктах выветривания пород этого типа заложены И. И. Гинзбургом и его учениками (Гинзбург и др., 1946), рассмотревшими профили выветривания на серпентинитах и пироксенитах Урала. В зоне выветривания серпентинитов были выделены два типа профилей: нонтронитовый и силифицированный; такое разделение было подтверждено последующими исследованиями (Никитин, 1962, и др).

Для нонтронитового профиля характерно постепенное замещение мало измененного серпентинита выщелоченным серпентинитом, затем нонтронитизированной серпентинит-глинистой породой и, наконец, охрами. К. К. Никитин (1962) в случае широкого развития горизонта охр предлагает выделять охристый тип продуктов выветривания серпентинитов. В нонтронитовом профиле (табл. 2) наблюдается постепенное преобразование породообразующих и второстепенных минералов (оливина, пироксенов, минералов группы серпентинита и др.) в карбонатные, глинистые и затем охристые компоненты.

Минеральный состав продуктов выветривания
(по К. К. Никитину, 1962,

Наименование зон		Мощность, м
общее	частное	
Зона окисления и конечного гидролиза	Зона охр	0—26, в среднем 2—5
Зона гидролиза, конечного выщелачивания и начального окисления	Зона нонтронитизированных серпентинитов	2—15
Зона выщелачивания и конечной гидратации силикатов	Зона выщелоченных серпентинитов	2—30
Зона гидратации силикатов и дезинтеграции	Зона дезинтегрированных, почти неразложившихся карбонатизированных серпентинитов	—

Силифицированный профиль, в отличие от нонтронитового, развивается на возвышенных участках рельефа и характеризуется отсутствием зоны нонтронитизированных серпентинитов, а также окремнением в верхней части разреза (Гинзбург и др., 1946). В остальном распределение реликтовых и новообразованных минералов сохраняется то же, что и в предыдущем типе.

При выветривании пироксенитов образуется несколько зон (рис. 1). В нижней из них существенного изменения минерального состава не происходит. Во второй зоне за счет разрушения пироксенов, частично амфиболов и плагиоклазов увеличивается количество гидроокислов железа, хлоритов, кремнистых минералов, появляются галлуазит и нонтронит. В верхней части этой зоны первичные минералы сохраняются в отдельных зонах, начинают разрушаться хлориты. В верхней зоне преобладают охры, содержащие гидроокислы железа, пеннин, клинохлор, галлуазит, халцедон и кварц.

Продукты разложения кимберлитов описал И. С. Рожков (1964). В коре выветривания якутских кимберлитов он выделяет три зоны: 1) дезинтеграции; 2) гидрослюд; 3) монтмориллонита. Кимберлиты — это ультраосновные породы с повышенной щелочностью. Минеральный состав их следующий: серпентинизированный оливин, флогопит, хромдиоксид, ильменит, пирроп, перовскит и алмазы. В зоне дезинтеграции кимберлиты переходят в достаточно плотные голубые или зеленовато-черные ще-

Таблица 2

серпентинитов в нонтронитовом профиле
с сокращениями)

Минеральный состав зон		
Породообразующие минералы	Второстепенные минералы	
	новообразованные	реликтовые
Гидрогётит, гидрогематит, галлуазит, ферригаллуазит, обохренный нонтронит	Гидрохлорит, кварц, халцедон, опал, псиломелан, карбонаты, лейкоксен	Тальк, хлорит, хромшпинелиды, магнетит
Нонтронит, антигорит, гидрохлорит	Галлуазит, керолит, опал, халцедон, кварц, карбонаты, псиломелан, гидрогётит, гидрогематит, лейкоксен	Бастит, хризотил, серпифит, амфиболы, хлорит, хромшпинелиды, магнетит, тальк
Антигорит, бастит, хризотил, серпифит, опал, гидрохлорит, карбонаты, магнетит, тальк	Халцедон, кварц, нонтронит, гидрогётит, гидрогематит, керолит, псиломелан, гидрохлорит	Хлорит, тальк, амфиболы, пироксены, карбонаты, хромшпинелиды, магнетит
Антигорит, карбонаты	Бастит, хризотил, опал, серпифит, халцедон	Хлорит, тальк, пироксены, оливин, карбонаты, хромшпинелиды, магнетит

Породы	Монториллонит	Ильменит	Лейкоксен	Ромбоид	Пироксен	Актинолит	Тремолит	Леннинит	Клинхогидрот	Плагиоклаз	Магнезит	Серпентин	Минералы SiO ₂	Монтмориллонит	Галлузит	Карбонаты	Налыши	Сульфиды	Оксиды железа
Охристые																			
Сильно разложившиеся	Не сохранившие текстуру исходной породы																		
	Сохранившие текстуру исходной породы																		
Слабо разложившиеся (выщелоченные)																			
Неизмененные																			

Рис. 1. Схема распределения минералов в продуктах выветривания пироксенитов (по И. И. Гинзбургу и др., 1946)

бенчато-глыбовые породы, в которых усиливается серпентинизация оливина и появляется карбонат. Для зоны глинистых продуктов выветривания, имеющих зеленый цвет (гидрослюдистая зона), главнейшими новообразованиями являются гидрослюда, серпентин, серпофит, вермикулит, монтмориллонит, кальцит и доломит.

Среди реликтовых минералов установлены в той или иной мере измененный хлоритизированный флогопит, пироп, хромдиоксид, ильменит, магнетит. Оливин полностью серпентинизирован, причем серпентин нередко ассоциируется с карбонатами. Хромдиоксид, встречающийся только во фракциях менее 0,5 мм, с поверхности и по трещинам замещается карбонатом.

Изменение ильменита выражается в его замещении с поверхности лейкоксеном, гидроокислами железа, реже рутилом. Магнетит переходит в гидроокислы железа. В пиропе развиваются трещинки.

В следующей, монтмориллонитовой зоне, представленной глинистой и глинисто-охристой породами, широко развиты гидроокислы железа, монтмориллонит, керолит, сениолит, серпентин, арагонит, кальцит и халцедон; магнетит и флогопит исчезают.

Пироп разбит трещинами, по которым развиваются гидроокислы железа и карбонаты. Здесь же сохраняется некоторое количество хромдиоксида и лейкоксенизированного ильменита. Характерно присутствие небольшого количества зерен шпинели, эпидота, микроклина и кварца.

ОСНОВНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ПОРФИРИТЫ

Продукты выветривания пород типа габбро изучались И. И. Гинзбургом и др. (1946), К. К. Никитиным (1962) и др. По их данным, профиль выветрелых продуктов разделяется на четыре зоны (снизу вверх): 1) начального выщелачивания силикатов и дезинтеграции; 2) гидрослюдисто-гидрохлоритовую или гидрослюдисто-вермикулитовую; 3) гидрохлорит-монтмориллонитовую или вермикулит-каолинитовую; 4) монтмориллонит-гидрогётитовую. В нижней зоне первичные минералы разложены слабо; местами отмечается осветление, а по трещинам отлагаются гидроокислы железа. К. К. Никитин (1962) указывает на сосюритизацию плагиоклазов и замещение пироксена хлоритом и уралитизированной роговой обманкой. В следующей зоне увеличивается содержание глинистых минералов — гидрослюды, хлорита, местами нонтронита, монтмориллонита и каолинита. Реликтовые минералы (пироксены, плагиоклазы и др.) сохраняются в виде редких зерен. На отдельных участках распространены карбонаты.

Вышележащая зона сложена в основном глинистыми продуктами. К. К. Никитин (1962) различает две ассоциации глинистых минералов. В случае преобладания в породе хлоритизированных пироксенов и амфиболов среди продуктов выветривания будут распространены гидрохлориты. Если эти минералы были заменены биотитом, то развиваются вермикулиты. По трещинам образуются халцедон и карбонаты. Реликтовые минералы в этой зоне представлены роговой обманкой, актинолитом, эпидотом, цоизитом, апатитом, сфеном, биотитом, магнетитом. Реже встречаются пироксены и основные плагиоклазы.

Верхняя зона профиля сопоставляется с зоной охр ультраосновных пород (Гинзбург и др., 1946; Никитин, 1962). Преобладающими новообразованиями в ней являются гидроокислы железа, монтмориллонит, каолинит, хлорит, галлуазит, реже нонтронит, вермикулит. В этой зоне исчезают такие минералы, как пироксены, амфиболы, плагиоклазы, карбонаты, и в то же время сохраняются эпидот, цоизит, биотит, сфен, кварц, халцедон, ильменит, рутил, реже магнетит.

Е. Г. Куковский (1963а) в коре выветривания основных изверженных пород юга Украинского кристаллического массива наблюдал две зоны: в нижней зоне гидрослюды и монтмориллонит развиваются по амфиболам и хлоритам, содержащимся в первичной породе в количестве 20—30%, а также по плагиоклазам. Гидрослюда замещает полевые шпаты по трещинам и по периферии зерен. Монтмориллонит ассоциируется с гидрослюдой, гидрохлоритом и карбонатом. Монтмориллонит и гидрохлорит характерны для разностей, обогащенных амфиболами.

В нижней зоне может быть распространен и каолинит, если первичная порода обогащена кислыми плагиоклазами. В верхней части разреза наблюдается замещение монтмориллонита каолинитом.

Верхняя зона коры выветривания сложена гидрослюдой и каолинитом; монтмориллонит здесь отсутствует. Гидрослюда, присутствующая в большом количестве в нижней части зоны, выше замещается каолинитом, который в свою очередь переходит в гидроокислы алюминия.

По составу продукты выветривания амфиболов напоминают продукты разрушения габбро. И. И. Гинзбург и др. (1946), составившие схему изменения состава габбро-амфиболитов при выветривании, отмечают меньшую устойчивость ромбических пироксенов по сравнению с моноклинными, а также стойкость в верхней зоне альбита и серицита.

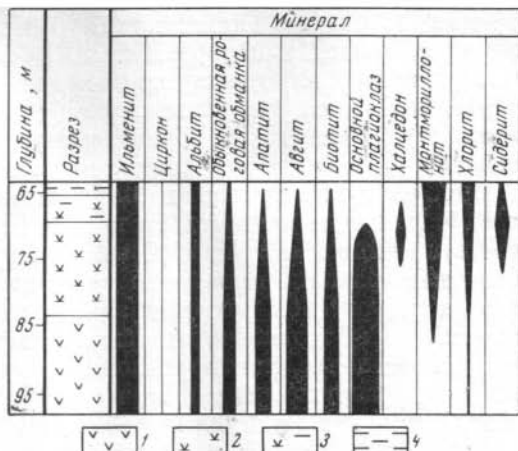
В коре выветривания амфиболитов Украинского массива, состоящих из роговой обманки, среднего плагиоклаза и хлорита, а также небольшого количества биотита, кальцита, энидота и рудного минерала, по составу новообразованных глинистых минералов различаются две зоны: монтмориллонитовая и каолиновая (Куковский, 1963а).

Для нижней, монтмориллонитовой, зоны характерно замещение роговой обманки светлоокрашенным, низкодвупреломляющим хлоритом. Процесс замещения идет по трещинам и по краям зерен. Количество амфиболов сокращается вверх по разрезу. Е. Г. Куковский приводит интересные данные, показывающие переход хлорита в монтмориллонит. В ряде образцов доказано преобразование амфиболитов в нонтронит и гидрослуду; плагиоклазы замещаются кальцитом и каолинитом. Верхняя зона сложена пестроцветным каолинитом. В нижней ее части еще сохраняются гнезда монтмориллонита, нонтронита и гидрослуд, которые выше по разрезу переходят в каолинит и гётит, а в самой верхней части появляется примесь гидрагиллита.

Гипабиссальные и эффузивные разности габброидов являются наиболее распространенными среди изверженных пород, и, естественно, продукты их выветривания играют большую роль в осадочных отложениях. Многие исследователи, описывающие продукты разрушения долеритов, диабазов, базальтов и других пород, обычно отмечают следующую зональность разреза. Свежие породы испытывают дезинтеграцию, при которой по трещинам избирательно наблюдается замещение сливина, пироксенов, полевых шпатов и стекла карбонатами, хлоритом, гидроокислами железа, частично халцедоном, гидрослюдой, монтмориллонитом и каолинитом (Бобров, 1958; Морозов и др., 1961; Левченко, Бобров, 1963; Weinert, 1961). В вышележащей зоне породообразующие минералы преобразуются в агрегат хлорита и минералов группы монтмориллонита, однако в нижней части

2. Схема устойчивости минералов в коре выветривания долерита (район г. Томска)

1 — неизменный долерит; 2 — трепетный долерит; 3 — монтмориллонитизированный долерит; 4 — монтмориллонитовая глина



зоны сохраняются структуры изверженной породы, в то время как верхняя часть характеризуется полной переработкой первичного субстрата.

Следующая зона сложена глинисто-охристыми продуктами, среди которых преобладают каолинит, галлуазит, окислы и гидроокислы железа. Первичные структуры и минералы в этой зоне не сохраняются. В ряде случаев среди глинисто-охристого материала встречаются гидроокислы алюминия (Трубина, 1958; Бобров, 1958, и др.). В зонах современного тропического климата минералы основных эффузивов выщелачиваются и замещаются глинистыми минералами и гиббситом (Abbott, 1958).

Схема устойчивости породообразующих и акцессорных минералов при выветривании основных эффузивов может быть проиллюстрирована на примере долерита Томского района (рис. 2). На этой схеме показано разрушение основных плагиоклазов, биотита, авгита, апатита и, по-видимому, обыкновенной роговой обманки в нижней части монтмориллонит-хлоритовой зоны.

Авгит, биотит и роговая обманка замещаются хлоритом, монтмориллонитом и железистым карбонатом. Апатит растворяется, а основные плагиоклазы переходят в альбит и глинистое вещество. В верхней части зоны породообразующие минералы долерита разрушены полностью. Здесь также наблюдается замещение рудных минералов (ильменита) лейкоксеном, а кислых плагиоклазов — глинистым материалом. Подобные изменения установлены Н. А. Лизалеком (Казанский, 1958) в доюрских продуктах выветривания диабазовых порфиритов и их туфов на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности. В нижней зоне разреза наблюдается замещение породообразующих ми-

нералов (основных плагиоклазов, моноклинных пироксенов) хлоритом, эпидотом и карбонатами. В более высоких горизонтах выветривания, там, где в большом количестве появляются глинистые минералы (хлориты, монтмориллонит, гидрослюда, реже каолинит), наблюдается полное замещение плагиоклазов и пироксенов, а также исчезновение эпидота и кальцита.

При разрушении лав и пирокластических пород, особенно пород с большим количеством пор, в первую очередь разрушается вулканическое стекло (Соколов, Караева, 1966). Более глубокое выветривание приводит к разрушению основных плагиоклазов и пироксенов, которые замещаются монтмориллонитом и хлоритом или только монтмориллонитом (Gallgari Dell'Angola, 1965). Замещение монтмориллонитом особенно характерно для продуктов разрушения туфов и туффитов (Белянкин, Петров, 1954; Будников и др., 1960; Мачабели, 1965).

ОСАДОЧНЫЕ КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНО-СОЛЯНЫЕ (ГАЛОГЕННЫЕ) ПОРОДЫ И КАРБОНАТИТЫ

При выветривании пород этого типа господствуют процессы растворения. Разрушение происходит при разложении силикатного нерастворимого остатка. По характеру его изменения можно судить об интенсивности самого процесса. Н. В. Фролова (1955) наблюдала продукты выветривания окремненных доломитов на границе среднего и верхнего кембрия Лено-Киренгского междуречья. Продукты разрушения представлены в данном случае песчаниковидной рыхлой доломитовой породой с прослоями кремния, переходящей в верхней части в кварц-карбонатный песок. Существенных изменений среди минералов нерастворимого остатка Н. В. Фролова не отмечала, что может свидетельствовать о первых стадиях выветривания этих пород.

Более глубокое выветривание окременненных водородослевых известняков и доломитов нижнекембрийского возраста на Ангаро-Ленском междуречье описали Н. А. Логачев и др. (1964). Разрез продуктов выветривания, согласно их описаниям, следующий: 1) крупноглыбовый элювий коренных пород, переходящий выше в дресву; 2) дресва с маршаллитизированной карбонатно-глинистой мукой; 3) переотложенная щебенка, состоящая из угловатых кусков кремней и окремненных карбонатных пород. Образование доломитовой муки препятствует возникновению карста на доломитах (Пичугин, 1966). Изменения глинистых компонентов в известняках наблюдали Х. Муррей и др. (Murray, Leininger, 1956), установившие преобразование гидрослюда и хлорита в монтмориллонит.

Того же типа продукты выветривания наблюдаются при разрушении кальцитовых карбонатитов, тогда как для карбонатных

пород анкеритового и сидеритового состава продукты разложения сложены иными компонентами. Е. А. Зверева и В. Ф. Гуреев (1963) рассмотрели продукты разрушения анкеритовых карбонатитов. Нижние горизонты выветрелого материала представлены продуктами дезинтеграции — угловатыми обломками, в которых обохриванию подвергаются сульфиды и анкерит. Более мощной является вышележащая зона охр, сложенная окислами и гидроокислами железа, марганца, некоторого количества глинистого материала, а также реликтовыми минералами. Наиболее стойкими среди реликтовых минералов являются кварц, апатит, перовскит, менее устойчивыми — роговая обманка, неустойчивыми — пирит и магнетит.

В результате выветривания глинистых карбонатных пород или мергелей, в которых возрастает роль нерастворимого остатка, в профиле выветривания отчетливо выделяется несколько зон, различающихся степенью изменения этого остатка. Г. С. Харин (1963) установил палеозойскую кору выветривания на девонских глинистых известняках и мергелях; он различает в ней следующие зоны (снизу вверх): 1) пестроцветного элювия; 2) отбеленных и слабо окремненных глинистых пород; 3) кремнистых и сильно окремненных пород.

В нижней зоне наблюдается перераспределение и накопление гидроокислов железа, изменение полевых шпатов, которые преобразуются в гидрослюды, сокращение количества магнетита и ильменита, а также исчезновение большей части апатита. Среди вторичных продуктов увеличивается количество титанистых минералов (анатаза, рутила и др.). В следующей зоне, характеризующейся главным образом гидрослюдисто-каолининовым составом глинистой фракции, исчезают полевые шпаты, корунд, ставролит, барит. В зоне кремнистых и сильно окремненных пород преобладающими глинистыми минералами являются каолинит, реже монтмориллонит. Среди реликтовых минералов здесь господствуют кварц, циркон, турмалин, рутил, анатаз, лейкоксен, ильменит. В редких зернах обнаруживается эпидот, магнетит, сфен, роговые обманки, мусковит и полевые шпаты.

При сопоставлении этого разреза с профилем каолинового выветривания видно, что в первом сохранились, судя по составу глинистых минералов, гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолининовая зоны. Участками выветривание шло, вероятно, по пути преобразования реликтовых минералов в монтмориллонит.

Глинизация (гидрослюдизация) мергелистых пород кембрия в условиях выветривания описана также Е. П. Бессолициным (1963) для Иркутской области.

При выветривании сульфатных пород ангидрит (безводный сульфат кальция) преобразуется в полугидрат, а затем в бигидрат кальция (гипс), который в дальнейшем растворяется. Переход

безводной разности сульфата кальция в водную сопровождается увеличением объема новообразованного гипса, частичным растворением сульфата кальция, образованием карста и загипсованием вмещающих пород, а также кальцитизацией в гипсовых корах выветривания (Щербина, 1964), которые, таким образом, переходят в карбонатные.

Выветривание соляных (галогенных) пород осуществляется путем растворения соляных, сульфатных и карбонатных минералов просачивающимися атмосферными водами. Способность к растворению этих соединений в зоне выветривания (табл. 3) рассмотрена Б. Б. Полюновым, а затем уточнена А. Е. Ходьковым (1963).

Таблица 3

Растворимость минералов в соляных породах
(по А. Е. Ходькову, 1963)

Ряд	Характеристика ряда	Вещественный состав
1	Весьма энергично растворяющиеся	NaCl, MgCl ₂ , KCl, Na ₂ SO ₄ , MgSO ₄ , K ₂ SO ₄
2	Энергично растворяющиеся	CaSO ₄
3	Легко растворяющиеся	CaCO ₃ , MgCO ₃ , FeCO ₃

В. Н. Щербина (1964) различает два типа растворения: 1) простое, с выносом всех солей, и 2) стадийное. При простом растворении, характерном для соляных пород несложного состава, при выносе растворенных веществ образуются пустоты, в которых накапливается нерастворимый остаток, а также существуют растворы. Образование пустот приводит к проседанию пласта и формированию карста. При стадийном растворении В. Н. Щербина намечает три типа процессов: 1) гидратация несложных солей (тенардита, кизерита и др.); 2) гидратация сложных безводных солей, которая идет путем их разложения и образования кристаллогидратов с различной растворимостью; 3) гидратация сложных солей, происходящая путем разложения, образования новых солей и растворов. В случае стадийного замещения солей формирование карста на первых стадиях выветривания начнет тормозиться.

А. Е. Ходьков (1963) и В. Н. Щербина (1964) подчеркивают, что при выветривании сульфатных и галогенных толщ по мере выщелачивания растворимых компонентов идет изменение характера выветривания от галогенного к карбонатному или карбонатно-терригенному типам.

КИСЛЫЕ, СРЕДНИЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Для большинства этих пород характерна следующая зональность продуктов выветривания: 1) дресвяный горизонт; 2) горизонт гидрослюдистых глин; 3) горизонт гидрослюдисто-каолининовых глин; 4) горизонт каолининовых глин. В эту схему укладываются профили продуктов, разрушения гранитов, гранодиоритов, диоритов, щелочных гранитов, кварцевых порфиров, липаритов и кислых туфов.

При выветривании интрузивных разностей этих пород в зоне дезинтеграции отмечается слабое изменение порообразующих минералов, которое выражается в хлоритизации роговых обманок и биотитов, появлении гидроокислов железа, слабой пелитизации зерен полевых шпатов (Никитин, 1956; Бучинская, 1964, и др.). В зоне образования гидрослюдистых минералов, которые интенсивно развиваются по серицитизированным полевым шпатам (Никитина, 1963), разрушается биотит, переходящий в хлорит, гидробиотит, гидроокислы железа и титана. Наблюдается уменьшение количества обыкновенной роговой обманки, полевых шпатов (средних плагиоклазов). Кроме того, частично разрушаются и растворяются такие сравнительно устойчивые минералы, как гранаты, калиевые полевые шпаты и др.

Зона гидрослюдисто-каолининовых глин характеризуется тем, что в ней наблюдается почти полная переработка большинства порообразующих минералов. Анализ профилей продуктов выветривания гранитов, гранодиоритов и диоритов (Никитин, 1956; Казанский, 1963; Бучинская, 1964, и др.) свидетельствует о том, что в этой зоне разрушаются кислые плагиоклазы, ортоклаз, микроклин, исчезают апатит, реликты амфиболов, вторичными продуктами замещаются мусковит, сфен, растворяются минералы группы эпидота. В зоне неполной каолинизации, выделенной Н. И. Бучинской (1964) в коре выветривания коростенских гранитов и, вероятно, отвечающей гидрослюдисто-каолининовой зоне, исчезают карбонаты и сокращается количество хлоритов.

Верхняя, каолининовая, зона сложена наиболее устойчивыми минералами. Дисперсная часть породы состоит из каолинита, гидроокислов железа и марганца. Реликтовые минералы представлены кварцем, цирконом, турмалином, лейкоксенизированным ильменитом. В единичных зернах встречаются гидрослюда, хлорит (Бучинская, 1964), иногда актинолит (Никитин, 1956), но эти минералы сохраняются, как правило, в крупных зернах.

Разрушение частично захватывает и наиболее стойкие минералы. В продуктах каолининовой зоны гранодиорита Нарымского района (Западно-Сибирская низменность), например, наблюдалось разъедание глинистым веществом кварца, аморфитизация циркона и обесцвечивание зерен турмалина.

Продукты изменения щелочных пород изучались Г. В. Писемским (1959). В табл. 4 приведены характерные минералогические ассоциации на различных стадиях изменения нефелинового сиенита (мариуполита). Интервал слабо глинистых продуктов выветривания, представленный сыпучими или сцементированными мариуполитами, содержит гидрослюдистые и цеолитовые продукты разрушения, которые замещают нефелин, частично биотит, эгирин и альбит. Глинистая зона и зона структурных глин, судя по составу продуктов разрушения, отвечают различным горизонтам гидрослюдисто-каолинитовой зоны. По степени устойчивости в ней различаются две группы минералов: 1) биотит и цеолиты (томпсонит?), которые сохраняются только в нижней части зоны; 2) альбит и эгирин, встречающиеся в ее верхней половине. Здесь же устойчивы микроклин и циркон.

Таблица 4

Строение коры выветривания мариуполитов Приазовья
(по Г. В. Писемскому, 1959, с упрощениями)

Зона	Состав выветрелых пород	Минералы		
		первичные	промежуточные	конечные
Глинистая	Глинистый, сыпучий мариуполит	Циркон, реликты альбита и эгирина	Гидрослюды	Каолинит, галлуазит
Структурных глин	Отбеленный глинистый мариуполит	Циркон, альбит, эгирин, биотит	Гидрослюды	Каолинит, галлуазит, цеолиты
Слабо глинистых продуктов выветривания	Сыпучий и сцементированный, слабо глинистый мариуполит	Циркон, альбит, эгирин, биотит	Гидрослюды	—
Дезинтеграции	Мариуполит шаровидной отделимостью	Циркон, альбит, эгирин, биотит, нефелин	Мало гидрослюд и галлуазита	—

Кроме каолинитового типа выветривания, для ийолитов, нефелиновых сиенитов, сиенит-порфиров и других щелочных пород установлены глинистые продукты, среди которых преобладают минералы монтмориллонитового типа (Писемский и др., 1962).

Для гипабиссальных и эффузивных разностей кислых и щелочных изверженных пород характерны различные типы продуктов разрушения. Профиль каолинитового типа выветривания И. И. Гинзбург и Г. В. Писемский (1962) наблюдали в кварцевом альбитофоре, состоящем из фенокристов кварца и полевых шпатов, скрепленных альбит-кварцевой основной массой. Кроме того, в породе присутствуют эпидот, цоизит, пумпеллит, биотит, карбонат, магнетит, пирит и титансодержащие минералы. В разрезе различает-

ся несколько зон: дезинтеграции, серицит-слюдистая, гидрослюдисто-каолинитовая и каолинитовая.

Зона дезинтеграции характеризуется дроблением породы и окислением сульфидов железа. В серицитово-гидрослюдистой зоне сохраняются кварц, альбит, серицит, появляются гидрослюда, лейкоксен, окислы железа и марганца. Выше встречается каолинит, количество которого увеличивается вверх по разрезу. Реликтовые минералы в гидрослюдисто-каолинитовой зоне представлены кварцем, альбитом, пеннином и лейкоксом. На участках, богатых гидрослюдой, сохраняется пумпеллит. Зона каолинита по составу глинистых минералов представляет собой верхнюю часть гидрослюдисто-каолинитовой зоны. В ней сохраняется только реликтовый кварц. Аналогичные зоны выветривания описаны на кварцевых порфирах Ангреноского района (Абдуллаходжаев и др., 1963).

При выветривании кайнотипных кислых эффузивов стекло разрушается на первых стадиях изменения. К. Харада (Harada, 1964) в гиалолитартах Японии среди продуктов изменения стекла установил хлорит и гидрослуду. Дальнейшее выветривание пород этого типа развивается тем же путем, что и палеотипных разностей.

Среди туфов кислого состава в первую очередь разрушаются разности алевропсаммитовой и алевритовой размерностей (Сахно, Устиновский, 1962). В первую стадию в них наблюдается помутнение стекла, которое затем переходит в глинисто-серицитовый агрегат. В более высоких горизонтах устанавливаются гидрослюдистая и каолинитовая зоны. В верхних частях продуктов выветривания тонкозернистых туфов местами отмечается окремнение.

Для андезитов и андезитовых порфиритов намечается два профиля выветривания, которые различаются продуктами разложения. Продукты первого из них близки по строению и составу к продуктам изменения базальтов и диабазов. Выветривание такого типа описано Л. М. Миропольским (Гинзбург, 1957) на Урале, где в продуктах разрушения среднего порфирита отмечено развитие нонтронита и охр. И. И. Гинзбург и Г. В. Писемский (1962) в плагиоклазовых порфиритах зеленокаменной толщи Урала различают четыре зоны: 1) дезинтеграции; 2) гидрохлорит-гидрослюдистую; 3) гидрослюдисто-монтмориллонитовую; 4) каолинит-монтмориллонитовую.

В первой из них порфириты отличаются сильной трещиноватостью и выделением по трещинам гидроокислов железа, хлоритов, реже гидрослюды и монтмориллонита. Хлорит и гидроокислы железа развиваются по темноцветным минералам. Для гидрохлорит-гидрослюдистой зоны характерна глинизация исходной породы, замещение биотита гидробиотитом, а альбитизированного плагиоклаза — гидрослюдой и монтмориллонитом. В зоне гидрослюдисто-монтмориллонитовой глины первичная структура порфирита почти полностью исчезает. В породе встречается небольшое

количество реликтовых минералов — альбита, эпидота и хлорита. Наконец в верхней зоне, которая встречается не везде, распространены пестроцветные глины с монтмориллонитом, каолинитом, галлуазитом и гидроокислами железа. Путем пересчета химического анализа доказывается присутствие в глине альбита, анортита, лейкоксена, серицита, хлорита, лейкоксена и кварца. В то же время авторы отмечают, что содержание анортита завышено, так как часть СаО должна быть отнесена к эпидоту; кроме того, анортитовая молекула входит в состав плагиоклазов.

В литературе описаны случаи разрушения порфиров среднего состава непосредственно в каолинитовое вещество без промежуточной монтмориллонитовой стадии. Очевидно в этом случае происходит интенсивный процесс выветривания и формирование плаща элювиальных продуктов небольшой мощности, как это отмечено при характеристике основных порфиров.

КВАРЦОСодЕРЖАЩИЕ, СЛЮДЯНЫЕ, ХЛОРИТОВЫЕ СЛАНЦЫ И ГНЕЙСЫ

Породы этого типа при выветривании чаще всего переходят в гидрослюдисто-каолинитовые продукты (Петров, 1948; Гинзбург, 1957; Лисицина, 1966, и др.). На первой стадии разрушения они дезинтегрируются, образуя дресвяный слой, часто обогащенный чешуйками гидратизированной слюды. Г. И. Иванов (1964) в основании разреза выветрелых лептитов и чарнокитов наблюдал начальные стадии изменения пироксенов, биотитов, амфиболов и плагиоклазов андезин-олигоклазового состава. Пироксены (гиперстены) преобразуются в хлорит и гидроокислы железа. Биотит и амфиболы также хлоритизируются, частично замещаются гидрослюдой. Основной плагиоклаз переходит в агрегат, состоящий из гидрослюды, эпидота и кремнистого вещества. В гидрослюдистой зоне происходит полное разрушение таких неустойчивых минералов, как основные и средние плагиоклазы, пироксены, обыкновенная роговая обманка и биотит, которые изменяются в глинистое вещество гидрослюдисто-хлоритового состава. Здесь же растворяется апатит и резко сокращается количество магнетита, который замещается гидроокислами железа.

В зоне, сложенной гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, большинство реликтовых минералов преобразуется в глинистые минералы (Гинзбург и др., 1962; Казанский, 1963). Для нижней части этой зоны характерно разрушение кислых плагиоклазов, мусковита, эпидота (рис. 3). Калиевые полевые шпаты, алмадин, силлиманит, дистен и ставролит исчезают в верхней половине гидрослюдисто-каолинитовой зоны. Верхняя зона сложена каолинитом, иногда гидроокислами железа и гиббситом. Среди реликтовых минералов сохраняются ильменит, рутил, анатаз, циркон

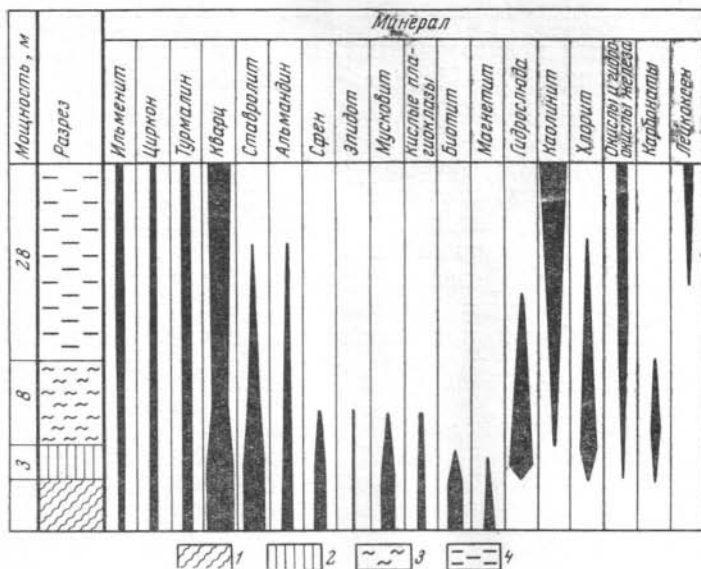


Рис. 3. Схема распределения минералов в продуктах выветривания слюдяного сланца (р. Енисей, район с. Казачинского)

1 — неизмененный сланец; 2 — дресва сланца; 3 — гидрослюдисто-каолинитовая глина; 4 — пестроцветная каолинитовая глина

и турмалин; в виде отдельных зерен можно встретить дистен, ставролит, гидрослюда, полевые шпаты. Их сохранение зависит от размеров первоначальных зерен, а также от наличия в каолинитовой глине участков менее измененных пород.

Продукты выветривания альбит-хлоритовых сланцев описаны А. П. Афанасьевым (1959), который устанавливает три зоны: 1) дезинтегрированных сланцев; 2) глин; 3) окремненных продуктов.

Для нижней части разреза характерно изменение хлорита в гидрохлорит, а альбита — в гидрослюда. Выше эти глинистые минералы замещаются каолинитом и гидроокислами железа. Окремнение, по мнению А. П. Афанасьева, имеет наложенный характер.

ТЕРРИГЕННО-ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Продукты выветривания осадочных олигомиктовых пород (песчаники, алевролиты и др.) мало отличаются по составу от свежей, неизменной породы. Примером может служить доюрская кора выветривания нижнеордовикских полевошпат-кварцевых песчаников, достаточно широко распространенная в западной ча-

сти Иркутского амфитеатра. Первичная порода представляет собой светло-серый мелкозернистый, слабо сцементированный песчаник, содержащий 80—85% кварца, 14—20% полевых шпатов (преимущественно микроклина) и небольшую примесь слюд. Неизмененный песчаник крайне постепенно переходит в каолинизированный песчаник, который вверх по разрезу постепенно обогащается кварцем и каолинитом. Поскольку первичная порода в цементе содержит гидрослюду и каолинит, гидрослюдистая зона в основании коры выветривания не выделяется, и весь разрез по составу глинистых минералов укладывается в гидрослюдисто-каолинитовую зону. Выдержан также и состав минералов тяжелой фракции. Наблюдается лишь незначительное увеличение количества более устойчивых минералов — рутила и циркона и такое же незначительное сокращение содержания ильменита и турмалина. Последний представлен двумя разновидностями — шерлом ($Ng = 1,664$; $Np' = 1,642$) и дравитом ($Ng = 1,656$; $Np' = 1,632$), показывающими примерно одинаковую сопротивляемость выветриванию. Для легкой фракции характерно постепенное сокращение количества полевых шпатов и возрастание кварца. Среди полевых шпатов прежде всего разрушаются кислые плагиоклазы, затем микроклин, которые замещаются каолинитом.

В полимиктовых породах (песчаники, алевролиты, туфогенные образования) благодаря гетерогенности состава и значительной роли неустойчивых компонентов следы выветривания проявляются наиболее отчетливо. В разрезе выветрелых продуктов можно наблюдать все зоны — от дезинтегрированных пород до глинистых образований. В зоне дезинтеграции, постепенно переходящей в гидрослюдистую или в зону гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, наблюдаются первые стадии изменения как терригенной, так и глинистой составляющих. Выветривание захватывает прежде всего неустойчивые компоненты: обломки эффузивных пород, основные и средние плагиоклазы, апатит, обыкновенную роговую обманку, гроссуляр, углистое вещество, сульфиды железа, а в глинистой фракции — монтмориллонит. В зоне гидрослюдисто-каолинизованных глин сокращается количество кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, сфена, эпидота, частично ильменита. В верхней половине этого горизонта сохраняются кварц, циркон, турмалин, рутил и другие устойчивые минералы. Монтмориллонит в этой зоне неустойчив и замещается каолинитом.

Характер выветривания туфогенных пород можно проиллюстрировать на примере алевролитов мальцевской свиты Кузбасса (Бетехтина, Казанский, 1959). Неизмененный туфогенный алевролит представлен зеленовато-серой породой, состоящей из кварца, плагиоклаза, обломков хлоритизированного стекла и основной массы эффузивов. Цемент породы состоит из хлорита, монтмориллонита, кальцита, цеолитов типа гейландита и анальцима. Продукты выветривания отличаются общим осветлением породы,

увеличением количества глинистого вещества и кальцита. Содержание хлорита сокращается, а цеолиты, апатит, амфиболы, обломки эффузивов и стекла уничтожаются почти полностью.

Особенности выветривания глинистых пород зависят от их состава и степени цементации. Глины испытывают трансформацию состава, в них уничтожаются такие слабо устойчивые компоненты, как углистое вещество, некоторые минералы песчано-алевритовой фракции, гидрослюда и др. С. Г. Вишняков (1963) проследил изменение алевритовой части глины на разных стадиях выветривания. Он наблюдал отчетливую зональность в распределении реликтовых минералов. Сопоставляя эти данные с результатами определения минералов в глинистой фракции, можно сделать вывод о том, что в зоне пестроцветных (в основном гидрослюдистых) глин неустойчивы биотит и кальцит, а на границе пестроцветных и гидрослюдисто-каолинистых глин исчезают гранат, полевые шпаты и мусковит. Выше по разрезу разрушается ставролит. Наиболее стойки в зоне гидрослюдисто-каолинистых глин рудные минералы (по-видимому, ильменит), дистен, турмалин, кварц, циркон и рутил.

В аргиллитах и особенно в глинистых сланцах благодаря существенной цементации в нижней части зоны выветривания обособляется горизонт осветленных пород, названных сапролитами (Казаринов, 1958). Для него характерно осветление субстрата за счет разрушения органического вещества. В этой зоне окисляются сульфиды железа, сидерит и другие железистые карбонаты. Биотит гидратизируется и частично хлоритизируется. Обособляющаяся зона гидрослюдистых глин характеризуется резким уменьшением прочности пород за счет развития гидрослюдистых минералов. Они формируются путем гидратизации маловодных разновидностей гидрослюд, изменения слюд, разрушения основных и средних плагиоклазов. Здесь же растворяется апатит, хлоритизируются моноклинные пироксены, роговые обманки, разрушается часть зерен эпидота, сфена и других минералов.

В вышележащей зоне гидрослюдисто-каолинистых глин разрушается большинство породообразующих и аксессуарных минералов. Происходит формирование большого количества каолинита, который образуется при разрушении гидрослюд, полевых шпатов, мусковита и ряда более редко встречающихся минералов (эпидот, сфен, андалузит, гранаты и др.). Следы растворения наблюдаются в кварце, цирконе, турмалине. Зона каолинистых глин в профиле выветривания сохраняется редко, в то же время продукты этого этапа обычно несут следы переотложения как в делювиальных, так и в аллювиальных условиях. Глины этой части разреза состоят в основном из каолинита или галлуазита. Гидрослюды сохраняются главным образом в крупных фракциях; из других минералов здесь распространены кварц, циркон, турмалин, рутил и анатаз.

Если процессы выветривания развиваются на осадочной толще сложного состава, то распределение реликтовых и новообразованных минералов существенно усложняется (Казанский, 1963). В случае переслаивания песчаников, алевролитовых и глинистых сланцев выветривание будет происходить интенсивно. Если в сланцах наблюдаются продукты выветривания гидрослюдистого состава, то песчаники содержат гидрослюдисто-каолинитовую ассоциацию глинистых минералов. Состав реликтовых компонентов также показывает неравномерное их изменение в различных слоях. Так, в элювиальных продуктах сланцев, содержащих преимущественно гидрослюды, сохраняются зерна авгита, обыкновенной роговой обманки, сфена, которые отсутствуют в слоях каолинизированных песчаников и алевролитов.

Краткий обзор строения и состава продуктов выветривания наиболее распространенных типов горных пород позволяет по составу преобладающих новообразований определить два основных типа профилей выветривания. Первый из них развивается при разрушении кислых, частично средних и щелочных изверженных и метаморфических пород, а также большинства терригенно-глинистых отложений и называется гидрослюдисто-каолинитовым. Он подразделяется на четыре зоны: 1) дезинтеграции; 2) гидрослюдистую; 3) гидрослюдисто-каолинитовую; 4) каолинитовую. Продукты выветривания второго типа распространены на ультраосновных, основных, частично средних изверженных, метаморфических и пирокластических породах. Они известны также среди остаточных продуктов карбонатно-сульфатно-соляных пород. Профиль продуктов выветривания этого типа обычно подразделяется на зоны: 1) дезинтеграции; 2) выщелоченных пород; 3) сильно разложенных пород (усиленной глинизации); 4) охристых глин. Кроме различия в составе минеральных новообразований, элювиальные продукты этих профилей характеризуются неодинаковой сохранностью в них реликтовых минералов.

Глава II

УСТОЙЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОВ В ЗОНЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучение стабильности различных минералов в продуктах выветривания имеет большое значение для определения влияния процессов выветривания на осадконакопление, так как в осадках и осадочных породах исследователь имеет дело с минералогическими ассоциациями, переотложенными из кор выветривания и почв.

Устойчивость минералов рассматривается в многочисленных работах. Одними из первых, кто обратил внимание на различную степень стойкости реликтовых минералов в коре выветривания, были Ж. Туле, А. Холмс (Holmes, 1921), Г. Мильнер (Krumbein, Pettijohn, 1938), П. Босвелл (Boswell, 1933), С. Гольдич (Goldich, 1938), Ф. Смитсон (Smithson, 1941), В. П. Батурин (1942) и В. Аллен (Allen, 1948). С. Гольдич изучил распределение реликтовых минералов в корах выветривания гнейсов, амфиболитов и диабазов. Сравнивая по составу свежие и измененные породы, он установил следующий порядок стойкости минералов по группам: 1) темноцветные минералы — оливин, авгит, амфиболы, биотит; 2) алюмосиликаты — основные, средние и кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты; 3) наиболее устойчивый кварц. Таким образом, С. Гольдич установил ряды устойчивости темноцветных минералов и полевых шпатов, отвечающих реакционному ряду Боуэна — Заварицкого.

В дальнейшем исследователи сконцентрировали свое внимание на определении устойчивости минералов тяжелых фракций. Таковы схемы Ф. Смитсона, Л. Драйдена и К. Драйдена, Ф. Синдовского (табл. 5). Имеются схемы других авторов, которые отличаются от уже рассмотренных иным количеством минералов и различиями в оценке их стойкости (табл. 6).

Сопоставление схем устойчивости реликтовых минералов при выветривании
(по С. Гольдичу, Ф. Смитсону и др.)

По С. Гольдичу (Goldich, 1938)	По Ф. Смитсону (Smithson, 1941)	По Л. Драйдену и К. Драйдену (L. Dryden, K. Dryden, 1946)	По Ф. Синдовскому (Sindowski, 1949)
Циркон, кварц	Устойчивые — турмалин, рутил, циркон	Циркон, турмалин, монацит, дистен	Устойчивые — турмалин, циркон, рутил
Ортоклаз, микроклин, биотит, ильменит, магнетит	Менее устойчивые — монацит	Амфиболы, ставролит, гранат	Слабо выветривающиеся — дистен, ставролит, сидлиманит, дюмортьерит, корунд
Амфиболы, эпидот, плагиоклазы, сфен, апатит, авгит, оливин	Неустойчивые — дистен, ставролит, гранат Очень неустойчивые — пироксены, амфиболы, апатит		Трудно выветривающиеся — андалузит Менее трудно выветривающиеся — сфен, брукит, анатаз. Легко выветривающиеся — эпидот, цонзит. Неустойчивые — гранат, амфиболы, авгит. Очень неустойчивые — апатит, оливин, глаукоцит

Таблица 6

Сопоставление схем устойчивости реликтовых минералов при выветривании
(по данным разных авторов)

По Х. Визенедеру (Wieseneder, 1953)	По М. Хоппе (Hoppe, 1952—1953)	По К. Гравенору (Gravenor, 1954)
Рутил, циркон, турмалин, ставролит, дистен, андалузит, эпидот, гранат, роговая обманка, апатит, авгит	Циркон, монацит, анатаз, рутил, турмалин, флюорит, гранат, сфен Апатит, эпидот, биотит, хлорит	Устойчивые — биотит, рутил, дистен, ставролит, турмалин, сидлиманит, циркон, гранат Средней устойчивости — эпидот, сфен, пироксен, амфиболы Неустойчивые — апатит

А. А. Кухаренко, длительное время изучавший минералы россыпей, предложил несколько схем устойчивости минералов к химическому выветриванию (Рухин, 1953; Кухаренко, 1961). В последней из них он приводит большой список минералов, различно реагирующих на процессы химического выветривания (табл. 7). Устойчивость минералов в табл. 7 возрастает слева направо и в каждом столбце сверху вниз. Кроме компонентов, приведенных в таблице, для некоторых пороодообразующих минералов А. А. Кухаренко дает такую последовательность разрушения в условиях химического выветривания: содалит, нозеан, гаюин и нефелин,

Относительная устойчивость некоторых порообразующих и акцессорных минералов в процессах химического выветривания
(по А. А. Кухаренко, 1961)

Неустойчивые	Умеренно устойчивые	Устойчивые	Весьма устойчивые
Пирротин	Вольфрамит	Альмандин	Хромшпинелиды
Сфалерит	Шеелит	Магнетит	Гематит
Халькопирит	Апатит	Титаномагнетит	Лимонит
Арсенопирит	Андрадит	Колумбит	Топаз
Киноварь	Гроссуляр	Танталит	Турмалин
Пирит	Ортит	Сфен	Брукит
Оливин	Диопсид	Силлиманит	Анаказ
Эгирин	Актинолит	Дистен	Лейкоксен
Ромбические пироксены	Цоизит	Барит	Рутил
Щелочные амфиболы	Эпидот	Торианит	Шпинель
Меланит	Хлоритонд	Перовскит	Платина
Авгит	Ставролит	Ильменит	Осмистый иридий
Биотит		Ксенотим	Золото
Роговая обманка		Монацит	Циркон
		Кассигерит	Корунд
		Андалузит	Алмаз

оливин, ромбические пироксены, биотит, актинолит, основные плагиоклазы, ортоклаз, хлориты, кислые плагиоклазы, мусковит, кварц.

А. П. Сигов (1960) разделил минералы на две группы: устойчивые (М) и неустойчивые (Q). К устойчивым он отнес ильменит, лейкоксен, хромит, циркон, рутил, дистен, ставролит, турмалин, касситерит, силлиманит, анатаз, брукит, корунд, ксенотим, колумбит, монацит, топаз, шпинель, андалузит, алмаз, золото, платину, осмистый иридий, а к неустойчивым — гранаты, пироксены, амфиболы, эпидот, магнетит, апатит, сфен, серпентин, оливин, титаномагнетит и клиноцоизит. Образование тех или иных ассоциаций он связывает с тектоникой, климатом и трансгрессией моря (табл. 8).

Сопоставляя данные различных авторов, можно обратить внимание на одинаковую оценку устойчивости ряда минералов: рутила, циркона, турмалина, монацита, оливина, апатита и др. В то же время для таких минералов, как гранат, эпидот, амфиболы, стойкость процессов химического выветривания определялась различно. Вторая особенность этих схем заключается в том, что при составлении рядов устойчивости мало было обращено внимания на состав пород, в которых находились реликтовые минералы, и на характер химических процессов, происходивших при выветривании пород различного состава.

Иное направление в изучении стабильности минералов в коре выветривания развивалось И. И. Гинзбургом, В. П. Петровым и другими исследователями. Они изучали выветрелые породы комплексно, с учетом состава реликтовых и новообразованных минералов. Таким образом были изучены продукты выветривания основных и ультраосновных пород (Гинзбург и др., 1946), гранитов, сланцев и осадочных пород Урала (Петров, 1948), осадочных пород Донбасса (Самодуров, 1952), диоритов Южного Урала (Никитин, 1956). Это направление является наиболее перспективным, так как сопоставление распределения глинистых и реликтовых минералов дает истинное представление о стойкости различных компонентов профилей выветривания.

Т а б л и ц а 8

Условия образования различных ассоциаций минералов
(по А. П. Сигову, 1960)

Климат	Тектоника				
	Относительный покой	Незначительное поднятие	Погружение		Значительное поднятие
			без трансгрессии моря	с трансгрессией моря	
Умеренный или холодный	$Q + M$	$Q + M$	$Q + M$	$Q + M$	$Q + M$
Теплый или влажный	M	M , иногда $Q + M$	M	$Q + M$	$Q + M$

Одним из способов определения устойчивости минералов является эксперимент. Экспериментальные исследования позволяют определить отношение того или иного минерала к различным реагентам (кислоты, комплексные соединения и др.), физическим процессам (диффузия, ультразвук) или организмам, а также установить продукты разложения. По этому вопросу имеется обширная отечественная и зарубежная литература. Можно отметить исследования О. Тамма (Келлер, 1963), оценивающие роль гидролиза, Д. Мюри и В. Чена (Morey, Chen, 1955), И. Н. Антипова-Каратаева и Г. М. Кадера (1956), данные Е. Винтерса (Winters, 1940), Е. Грехема (Graham, 1941), И. И. Гинзбурга и др. (1962), определяющие влияние кислот на отдельные минералы. Роль окисления рассматривается в работах И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), У. Д. Келлера (1963). Пока еще мало работ, посвященных разрушению минералов материнских пород под влиянием организмов и органического вещества.

Следующий способ оценки стойкости минералов основан на расчетах их кристаллохимических особенностей. А. Е. Ферсман (1937) первый обратил внимание на эту возможность. П. Рейхе (Reiche, 1945) предложил формулу потенциального индекса вы-

ветривания. У. Д. Келлер (1963) составил расчеты величин энергий связей для отдельных групп силикатов. Полученные данные свидетельствуют о том, что порядок термодинамической устойчивости возрастает от островных к каркасовым силикатам. В то же время У. Д. Келлер подчеркивает, что такая последовательность устойчивости может изменяться за счет специфических растворов или агентов выветривания, которые могут интенсивно взаимодействовать с отдельными элементами силиката.

И. И. Гинзбург рассчитал величины энергетического баланса исходных минералов, реагентов, вновь образованных минералов и компонентов, оказавшихся в растворе. Он указал, что «...стойкость минералов против выветривания определяется величиной энергии решетки исходного минерала и распределением энергии связей в отдельных частях решетки. Энергия решетки минерала показывает степень стойкости при воздействии на него тех или иных реагентов среды. Чем численно меньше величина энергии решетки исходных минералов, тем для построения решеток одних и тех же новых минералов (слюды, каолинита, гиббсита) требуется меньше затраты дополнительной энергии по сравнению с образованием тех же минералов из решеток исходных минералов с численно большей величиной энергии. Кроме приведенных величин, следует принимать во внимание еще дополнительную величину — «энергию активации». Без продолжения активационного барьера процесс разложения силикатов не может начаться» (Гинзбург, 1963, стр. 99). Однако в заключение И. И. Гинзбург подчеркивает, что проведенные расчеты сделаны на стандартные величины и минералы при стандартных условиях выветривания, которые в природе почти не встречаются. Следовательно, в таком виде эти расчеты не применимы.

В своей работе Е. Г. Куковский (1964) обращает внимание на особенность кристаллической структуры силикатов; основой их строения являются катионы. Кремнекислородные радикалы приспособляются к каркасу, состоящему из катионов и кислородных октаэдров. На стойкость минерала влияют также дефекты его структуры и степень дисперсности.

Следовательно, энергетические расчеты пока дают только приблизительные представления о сопротивляемости отдельных минералов в условиях выветривания. Эти выводы можно применить при определении устойчивости с большими поправками.

Приведенный выше обзор вопроса об устойчивости минералов со всей очевидностью свидетельствует о том, что стойкость минералов зависит от характера геохимических процессов, состава органических и неорганических реагентов, воздействующих на минералы, а также от свойств самих минералов. Устойчивость одних и тех же минералов, несомненно, может быть различной в разных минералогических типах продуктов выветривания. В первом приближении стойкость отдельных минералов следует,

вероятно, определять раздельно для профилей монтмориллонит-каолинит-охристого и гидрослюдисто-каолинитового типов. В этих условиях целесообразно устанавливать устойчивость минералов определенной размерности. Для реликтовых минералов таковой будет объединенная фракция 0,01—0,25 мм, чаще всего изучаемая иммерсионным методом в осадочных породах. Глинистые минералы по общепринятой методике определяются во фракциях менее 0,001 или 0,002 мм.

Различная оценка стабильности ряда минералов объясняется не только отсутствием дифференциации обстановок выветривания, но и тем, что заключение нередко дается для группы минералов, а не для отдельных ее представителей. Это особенно наглядно видно для гранатов, устойчивость которых, как было показано выше, разные исследователи определяли по-разному. Рассмотрение же стабильности отдельных минералов этой группы показывает, что, например, в продуктах гидрослюдисто-каолинитового профиля гроссуляр разрушается в первые стадии выветривания, а алмадин следует отнести к минералам средней устойчивости.

Наконец стабильность отдельного минерала нередко может зависеть от специфических особенностей строения каждого конкретного зерна. Еще Х. Штейнерт (Steinert, 1954) показал, что сопротивляемость выветриванию меньше в зернах, имеющих трещины и включения.

Следовательно, одним из основных методов определения стабильности минералов пока остается статистический учет распределения их в профиле выветривания. Экспериментальные данные по разрушению отдельных минералов органическими и неорганическими реагентами при современном уровне моделирования процессов выветривания могут быть использованы главным образом для выяснения направленности реакций преобразования и для определения состава продуктов разрушения.

УСТОЙЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОВ В ПРОФИЛЕ ГИДРОСЛУДИСТО-КАОЛИНИТОВОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Гидрослюдисто-каолинитовые продукты выветривания встречаются наиболее часто. По составу новообразований они подразделяются в разрезе на четыре зоны, рассмотренные в предыдущей главе. Ниже дана характеристика устойчивости наиболее распространенных минералов применительно к этому профилю.

Глинистые минералы

Из глинистых минералов в продуктах выветривания прослежено поведение глауконита, железистых и магнезиальных хлоритов, гидрослюды, монтмориллонита и каолинита.

Глауконит и железистые хлориты относятся к наименее стойким минералам в продуктах гидрослюдисто-каолинитового типа выветривания. Глауконит разрушается в гидрослюдистой зоне, причем различают две стадии разрушения этого минерала (Рентгартен, 1950; Wugman, 1960). Первоначально глауконит теряет часть щелочей и железа; зерно буреет. Во вторую стадию происходит разрушение решетки минерала. Освободившиеся окислы путем синтеза могут образовать другие глинистые минералы (гидрослюды, нонтронит и др.). Значительная часть гидроокислов часто мигрирует за пределы псевдоморфозы.

Разрушение железистых хлоритов во многом напоминает изменение глауконита. В первую стадию в них наблюдается переход значительного количества двухвалентного железа в трехвалентное. Л. Н. Станкевич (1957) предполагает существование феррисиликатов — разновидностей железистых хлоритов, в которых железо имеет только третью валентность. При дальнейшем выветривании железистые хлориты разлагаются до окислов железа, кремния и алюминия, за счет которых возникают окислы и гидроокислы железа, глинистые минералы типа железисто-магнезиальных хлоритов и гидрослюды.

Выветривание железисто-магнезиальных хлоритов происходит путем быстрого разрушения железистого компонента и соответствующего обогащения остатка магнезиальной составляющей (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Хлориты типа пеннина и клинохлора могут встречаться в продуктах выветривания в качестве как реликтовых, так и новообразованных компонентов. Они устойчивы в гидрослюдистой зоне и изменяются лишь в гидрослюдисто-каолинитовом горизонте. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) считают, что при выветривании хлориты проходят несколько стадий: 1) джефферизитовую; 2) гидрохлоритовую и 3) каолинит-галлуазитовую. Для джефферизитов свойственно повышение количества окиси железа и низкотемпературной воды. Гидрохлориты характеризуют следующую стадию выветривания. По сравнению с хлоритами и джефферизитами в них сокращается количество магнезия, полностью окисляется железо, алюминий преобладает в шестерной координации. При дальнейшем изменении происходит, вероятно, разрушение кристаллической решетки хлорита и возникновение путем синтеза минералов группы каолинита.

Экспериментальные исследования И. И. Гинзбурга и Р. М. Яшиной (1963) по разложению клинохлора серной и некоторыми органическими кислотами показали большую сопротивляемость этого минерала действующим реагентам. Относительные соотношения кремнезема и глинозема приведены в табл. 9.

При разбавлении различные кислоты ведут себя по-разному. Для лимонной и, возможно, винной кислоты характерно увеличение относительного выноса глинозема. Серная, яблочная, масля-

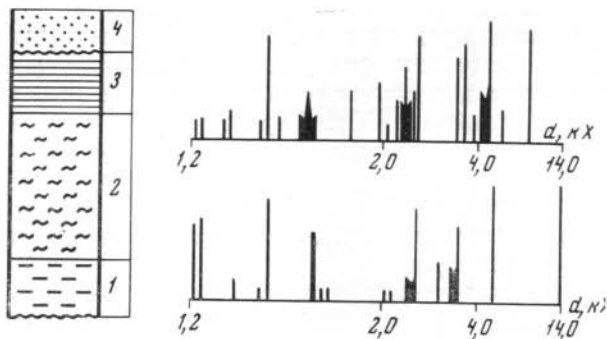


Рис. 4. Схематическая дифракционная картина монтмориллонита и продуктов его выветривания (район г. Томска)

1 — пестроцветный алевролит с монтмориллонитовым цементом ($Cr_7h - br$); 2 — каолинито-гидрослюдистая глина; 3 — каолинитовая глина; 4 — олигомиктовые пески с гидрослюдой и каолинитом ($Cr_7ap - al$)

ная и янтарная кислоты при слабых концентрациях показывают увеличение в растворе относительного количества кремнезема.

Монтмориллонит неустойчив в профиле гидрослюдисто-каолинитового выветривания. Он разрушается в кислой и нейтральной обстановках. Это, в частности, наблюдалось в продуктах выветривания диабазов, где в результате наложенных элювиальных процессов монтмориллонит превращался в гидрослюду. Тот же процесс происходил и при разрушении алевролитов с монтмориллонитовым цементом. В последнем случае монтмориллонит был преобразован в гидрослюдисто-каолинитовый агрегат (рис. 4).

Таблица 9

Весовые соотношения в растворе окислов, извлеченных кислотами из хлорита

(по И. И. Гинзбургу и Р. М. Яшиной, 1963, с сокращениями)

Кислота	$SiO_2 : Al_2O_3$			
	0,05N	0,01N	0,005N	0,001N
Серная	1,209	1,204	1,195	3,273
Лимонная	1,018	0,843	0,700	0,562
Яблочная	1,767	1,441	1,433	3,20
Винная	1,942	1,720	1,882	—
Масляная	1,952	2,077	2,750	4,00
Янтарная	1,174	2,100	2,571	—

Однако известны случаи, когда монтмориллонит может сохраняться при изменении среды выветривания. Так, например, встречаются скопления этого минерала в каолинит-гидрослюдистой зоне на стенках пор. Он покрыт слоем новообразованного, хорошо окристаллизованного каолинита. Такие ассоциации глинистых минералов наблюдаются в продуктах выветривания глинистых сланцев в районе Томска.

Для гидрослюды возможны два способа образования. Один из них достаточно часто наблюдается в продуктах выветривания и воспроизводился экспериментально (Земятченский, 1933; Петров, 1948; Антипов-Каратаев, Кадер, 1956, и др.). В этом случае в слюдистом минерале (мусковите) происходит замещение щелочей гидрооксонием. «Условно можно считать, что замещение гидрооксонием щелочей в размере до 20—25% дают гидромусковитовые слюды. Количество гидроокислов в гидромусковитах слюдяное (т. е. около 2). С 25 до 50—60% мы имеем гидрослюды...» (Гинзбург, Рукавишникова, 1951, стр. 503).

Второй путь проявления гидрослюды в выветрелом материале — синтез из продуктов разрушения силикатов — полевых шпатов, глинистых минералов и др. (табл. 10).

Т а б л и ц а 10

Особенности образования основных типов глинистых минералов
(по У. Д. Келлеру, 1963)

Геохимические условия	Минералы		
	Группа гидрослюды	Группа каолинита	Группа монтмориллонита
Поведение Н ⁺	Нет избытка Н ⁺	Избыток Н ⁺	Нет избытка Н ⁺
Поведение Са, Mg, Fe, Na, K	Сохраняются, особенно K и Са	Все выносятся	Сохраняются Са, Mg, Fe
Окисление Fe	—	До Fe ₂ O ₃ , (вынос железа)	Сохраняется Fe ²⁺
Отношение алюминия к кремнию	Высокое	Высокое (вынос кремнезема)	Высокое (сохранение кремнезема)
Отношение осадков к испарению	Умеренные осадки и испарение	Осадки превосходят испарение	Испарение преобладает над осадками

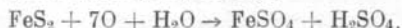
Гидрослюда устойчива только в нижних горизонтах профиля выветривания. При интенсивном выносе щелочей и кремнезема кристаллическая решетка минерала разрушается, и за счет освобожденных окислов алюминия и кремния возникают минералы группы каолинита.

Минералы каолинитового типа обычно являются конечными продуктами преобразования силикатов в гидрослюдисто-каолинитовом профиле. Возникновение каолинита, галлуазита и дру-

гих минералов этого типа требует особых геохимических условий (см. табл. 10). Синтез минералов обычно происходит на месте разложения силикатов (Аллен, 1959). В этом случае образуются многократно описанные в литературе псевдоморфозы по полевым шпатам, слюдам и другим минералам. В то же время среди продуктов выветривания нередко можно наблюдать гнезда и жилки, представленные хорошо окристаллизованным каолинитом, возникшим за счет компонента, отложившегося из вод, промывающих выветрелый материал. Тогда скопления минералов группы каолинита могут возникать в нижних горизонтах профиля выветривания.

Сульфиды железа

Пирит и марказит относятся к минералам, неустойчивым в среде выветривания. Они разрушаются на самых первых стадиях выветривания. Разрушение этих минералов можно представить в следующем виде (Петров, 1967):



Приведенный расчет дает основание В. П. Петрову считать, что из 1 т пирита или марказита получается 900 кг серной кислоты. При повышенных количествах сульфидов в выветривающихся породах могут возникать большие количества H_2SO_4 , которая в этом случае станет важным фактором при выветривании различных минералов.

Органическое вещество

При выветривании осадочных пород органическое вещество окисляется и удаляется из изменяющегося субстрата в первые этапы выветривания (Самодуров, 1952). В гидрослюдисто-каолинитовой зоне органическое вещество сохраняется в небольшом количестве, причем часть его может быть продуктом жизнедеятельности микроорганизмов, участвовавших в выветривании.

Вулканическое стекло

Пепловые частицы и основная масса эффузивов, сложенная вулканическим стеклом, относятся к наиболее нестойким компонентам в обстановке гидрослюдисто-каолинитового выветривания. Разрушение пирокластических и кайнотипных эффузивных пород начинается с изменения стекла (Vendle, 1957, и др.). В условиях умеренного климата стекло мутнеет, а затем обычно замещается гидрослюдой и хлоритом, тогда как в обстановке тропического и субтропического выветривания оно преобразуется в минералы ряда каолинита и гиббсит. В гидрослюдистой зоне стекло разрушается полностью.

Карбонаты

Карбонаты неустойчивы в обстановке гидрослюдисто-каолинитового типа. Кальцит и доломит растворяются, а железистые и марганцовистые карбонаты окисляются. При окислении сидерита образуются гидроокислы железа (табл. 11).

При выветривании родохрозита конечными продуктами являются пиролюзит и гидроокислы железа.

Т а б л и ц а 11

Химический состав сидерита (в %) и продуктов выветривания
(по Matsuo, 1959)

Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
Гётит (продукты выветривания)	0,78	+	83,36	0,67	+	0,38
Сидерит	2,32	+	1,30	56,77	0,08	1,10

Т а б л и ц а 11 (окончание)

Минерал	MnO	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
Гётит (продукты выветривания)	+	+	12,16	2,30	99,65
Сидерит	0,63	37,95	0,20	—	100,35

Примечание. Знак (+) указывает на присутствие окисла в количестве менее 0,01%.

Нефелин

Выветривание нефелина в щелочных пегматитах Ильменского хребта описали А. И. Симонов и М. Н. Жеру (1963), которые отметили, что при разрушении в условиях современного выветривания пегматит превращается в глинистую породу с щебенкой полевых шпатов, желваками нефелина, канкринита, вишневита и содалита (табл.12).

Схема преобразования нефелина в галлуазит протекает, по мнению авторов, по следующей формуле:



В древних продуктах выветривания нефелин является одним из самых неустойчивых минералов. Как установил Г. В. Писемский (1959), в коре выветривания щелочных и нефелинсодержащих пород этот минерал почти полностью разрушается уже

Минеральный состав продуктов выветривания нефелина
(по А. Н. Симонову, М. Н. Жеру, 1963)

Минерал	Химическая формула	Содержание, %
Галлуазит	$Al_4 [Si_4O_{10}] (OH)_8 aq$	96,98
Лимонит	$2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$	2,06
Карбонаты		1,20
С у м м а		100,24

в зоне дезинтеграции, причем на первых стадиях разрушения наблюдается осветление в краевых частях зерен нефелина, а затем образуется гидрослюда с $Ng = 1,80 \pm 0,002$; $Np = 1,559 \pm 0,002$ и $Ng - Np = 0,021$. Конечными продуктами являются каолинит, галлуазит и цеолит (томсонит?).

Экспериментальные исследования И. И. Гинзбурга, Р. С. Яшиной, А. А. Матвеевой и др. (Гинзбург, Яшина, 1963), при которых нефелин, как один из неустойчивых минералов, подвергался действию серной и некоторых органических кислот, показали, что наиболее интенсивно разлагают этот минерал серная, лимонная, яблочная и винная кислоты, причем только при значительном разбавлении (до 0,001 N) действие кислот выравнивается (табл. 13).

В то же время разбавление влияет на соотношения выносимых окислов (табл. 14).

Т а б л и ц а 13

Сумма всех окислов (в мг), перешедших в раствор из 1 г исходной навески в зависимости от нормальности растворов кислот
(по И. И. Гинзбургу и Р. М. Яшиной, 1963)

Кислота	0,05N	0,01N	0,005N	0,001N
Серная	203,17	41,53	19,57	4,24
Лимонная	304,45	56,62	25,51	2,78
Яблочная	273,43	52,46	27,80	4,71
Винная	281,0	68,28	32,60	6,26
Масляная	64,95	10,17	5,06	1,22
Янтарная	73,27	23,80	12,01	3,56

**Весовые соотношения в растворе окислов, извлеченных кислотами
из нефелина**

(по И. И. Гинзбургу и др., 1963, с сокращениями)

Кислота	SiO ₂ : Al ₂ O ₃				SiO ₂ : (Na ₂ O + K ₂ O + CaO)			
	0,05N	0,01N	0,005N	0,001N	0,05N	0,01N	0,005N	0,001N
Серная	1,286	1,34	2,06	9,89	1,70	1,10	0,74	0,28
Лимонная	1,226	1,24	1,37	1,68	1,46	1,47	1,38	0,37
Яблочная	1,228	1,23	1,126	1,29	1,84	1,26	1,33	0,27
Винная	1,226	1,05	1,17	2,016	1,75	1,63	1,33	0,88
Масляная	5,03	5,60	4,86	13,37	1,32	5,64	3,54	15,3
Янтарная	4,04	1,02	5,00	—	1,20	1,03	0,53	—

Для использованных кислот при разбавлении увеличивается относительно глинозема вынос кремнезема, а щелочей и кальция — относительно кремнезема. Оценивая направленность процесса, И. И. Гинзбург и Р. М. Яшина (1963) считают, что при обработке слабыми кислотами и слабыми концентрациями выщелачивание (извлечение оснований из полости решетки каркаса) идет быстрее гидролиза (разрушение кремне-глиноземистых тетраэдров, составляющих каркас).

Пироксены

Устойчивость пироксенов различна для разных представителей этой группы. В зоне гидрослюдистых глин разрушаются ромбические пироксены, авгит и диопсид. Ромбические пироксены в этих условиях преобразуются в хлорит, серпентин и тальк, а затем разлагаются на окислы кремния, железа и магнетит. Они являются наименее устойчивыми представителями пироксенов (Батурин, 1947).

Диопсид и авгит в условиях выветривания замещаются гидроокислами железа и хлоритами. Обычно эти минералы исчезают в гидрослюдистой зоне. Однако в некоторых разрезах авгит обнаружен в нижних частях гидрослюдисто-каолининовой зоны (Казанский, 1963). Его сохранность можно объяснить особыми условиями консервации в породе, препятствующими проникновению грунтовых растворов. Сопоставляя стойкость выветриванию этих минералов, В. П. Батурин (1947) считает авгит менее устойчивым, чем диопсид.

Сопrotивляемость выветривания эгирина прослежена в продуктах разрушения щелочных пород (Писемский, 1959). Сначала эги-

рин распадается на чешуйки зеленого или буроватого цвета, которые затем замещаются гидрохлоритом, а далее — ферригаллуазитом. Оптические свойства гидрохлорита: $N_{g'} = 1,558 \pm 0,002$; $N_{p'} = 1,554 \pm 0,002$ и $N_g - N_p = 0,004 - 0,005$, а ферригаллуазита — $N_m = 1,542$. Судя по материалам Г. В. Писемского, эгирин обладает средней стойкостью в продуктах выветривания щелочных пород. Отдельные зерна этого минерала можно встретить в верхней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны.

Амфиболы

Устойчивость амфиболов в продуктах гидрослюдисто-каолинитового состава невелика. Большинство из них уничтожается в гидрослюдистой зоне. Нестойкими оказываются щелочные амфиболы, которые преобразуются в хлорит-гидрослюдистый агрегат. Наиболее распространенная обыкновенная роговая обманка, встречающаяся в заметном количестве в гранитах, гнейсах, некоторых сланцах, а также в небольшом количестве известная в ряде осадочных пород, более устойчива, чем пироксены. В гидрослюдистой зоне она замещается хлоритом (Куковский, 1958; Казанский, 1963, и др.).

Лучистые амфиболы следует считать наиболее устойчивыми. Актинолит подвергается в обстановке выветривания осветлению, а затем замещению гидрослюдой, гидрохлоритом и гидроокислами железа (Зверева, Гуреев, 1963). Он может сохраняться в нижней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны (Никитин, 1956). Устойчивость тремолита известна еще недостаточно; есть все основания полагать, что он более стоек, чем актинолит. В частности, в продуктах переотложения выветрелого материала он часто ассоциируется с андалузитом, дистеном и ставролитом. Здесь он обычно представлен волокнистой разностью.

Полевые шпаты

Стойкость полевых шпатов при выветривании различна. По этому признаку намечаются три группы полевых шпатов: 1) основные и средние плагиоклазы; 2) кислые плагиоклазы и ортоклаз; 3) микроклин. Продукты преобразования полевых шпатов — гидрослюда, каолинит, галлуазит, гидроокислы алюминия и кремния.

Наименее устойчивы при выветривании средние и основные плагиоклазы, в небольшом количестве встречающиеся вместе с кислыми разностями в осадочных породах и в изверженных породах групп диорита и гранита. Они разрушаются уже в гидрослюдистой зоне. Минералы этого типа преобразуются в гидрослюду и каолинит. Экспериментальные исследования Е. Г. Куковского (1964) показали, что при электролизе лабрадора происходит дисперсия на пластинчатые частицы, которые затем преобразуются в шарики и волокна, состоящие из аморфной фазы и гидросиликата натрия.

Он считает, что «...наличие большой площади раздела дисперсной фазы, состоящей из мелких обломков полевого шпата и дисперсионной среды с постоянно изменяющейся концентрацией водородных ионов в сторону их увеличения и большого количества дефектных тетраэдров в структуре частиц способствует привлечению в поверхностные зоны кристаллов водородных ионов, после того, как в воду перешли крупные катионы для установления равновесия системы. Освободившиеся от связей с крупными катионами вершины дефектных тетраэдров переводятся протонами в ОН-анионы, в результате чего возникают основные элементы структуры, предшествующие сложному силикату. Образование глинистого минерала происходит на поверхности раздела дисперсной фазы и дисперсионной среды из силикатных и алюминий-гидроксильных элементов структуры полевого шпата» (Куковский, 1964, стр. 32, 33).

Кислые плагиоклазы сохраняются в нижних частях гидрослюдисто-каолинитовой зоны. В более высоких горизонтах разреза они преобразуются в глинистые минералы. Это прослежено в продуктах выветривания средних и кислых изверженных и метаморфических пород, а также в терригенно-глинистых породах.

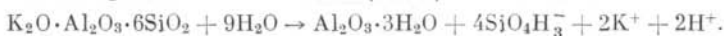
Механизм разрушения кислых плагиоклазов рассмотрен У. Д. Келлером (1963) на примере альбита. У. Д. Келлер считает, что в результате ослабления связей между алюмокремнекислородными тетраэдрами через катионы-металлы и замещение ионов металла Н-ионами кристалл альбита распадается на следующие составляющие: 1) катионы в растворе; 2) катионы, адсорбированные гелями; 3) катионы в положении цеолитного обмена; 4) гели и смеси гидратизированных глинозема и кремнезема; 5) коллоидные обломки первичных силикатов, из которых металлические катионы более или менее вынесены; 6) силикатные и алюмосиликатные скопления в промежуточной стадии образования структуры. Дальнейшая судьба этих компонентов может быть различна. Катионы металлов и часть гелей будут выноситься из кристалла. Гели в обстановке гидрослюдисто-каолинитового выветривания могут преобразовываться в глинистые минералы. В этом процессе, вероятно, примут участие коллоидальные обломки первичного силиката, лишенные части катионов, а также силикатные и алюмосиликатные скопления с промежуточным характером структуры. При дальнейшем ходе выветривания они будут поставлять коллоиды и растворы для формирования глинистых компонентов.

К. В. Корренс (1964) приводит данные Биджера по искусственному выветриванию альбита. Опыты проводились с серной, соляной и угольной кислотами, причем скорость фильтрации изменялась от 50 до 200 мл в день. Эксперименты показали, что на альбит сильнее действует серная кислота, чем соляная, а она в свою очередь сильнее, чем угольная; Al_2O_3 сохраняется в остаточном слое тем больше, чем меньше скорость фильтрации. На скорость разложения и вынос отдельных элементов влияет также присутствие

в растворе солей. Например, в растворах хлористого лития кремнезем при разложении альбита растворяется быстрее, чем в чистой воде. Хлористые соли натрия и цезия задерживают разрушение полевых шпатов. Кислые плагиоклазы по сравнению с основными и средними разностями более стойки к воздействию микроорганизмов (Парфенова, Ярилова, 1962), а также органических кислот.

К определению устойчивых калиевых полевых шпатов следует подходить дифференцированно. В. Аллен (Allen, 1948) отметил, что ортоклаз быстрее разрушается, чем микроклин, так как он обычно содержит изоморфную примесь анортита. Распределение ортоклаза в продуктах выветривания кислых изверженных и некоторых осадочных пород дает основание считать, что он обладает примерно одинаковой степенью устойчивости с кислыми плагиоклазами. Микроклин является самым стойким среди полевых шпатов. Замещение его глинистыми минералами (главным образом каолинитом) происходит в верхних горизонтах гидрослюдисто-каолинитовой зоны.

Формулу разложения полевого шпата (калиевого) при переходе в каолинит предложил Р. Волла (1964):

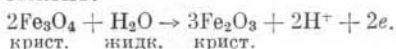


Приводимые Р. Волла поля устойчивости в зависимости от величины рН и концентрации кремневой кислоты позволяют оценить возможные варианты, при которых полевой шпат замещается каолинитом. Такое преобразование наиболее вероятно при низких значениях рН, так как в этом случае оно меньше зависит от концентрации кремневой кислоты. Экспериментальные исследования по выветриванию калиевого полевого шпата показали, что при фильтрации кислых растворов (серная кислота) через порошок минерала он разрушается на ионы (Корренс, 1964). В остатке наблюдалось аморфное вещество с отношением кремнезема к глинозему, равное 5,56.

Окислы и гидроокислы железа

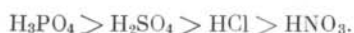
В эту группу объединяются магнетит, гематит и гидроокислы железа, устойчивость которых в обстановке каолинового выветривания различна. Наименее стоек магнетит, который сохраняется только в гидрослюдистой зоне. В более высоких горизонтах разреза, где преобладают кислые условия, он растворяется или замещается гематитом и гидроокислами железа. Наблюдения над продуктами выветривания магнетита в различных железорудных месторождениях свидетельствуют о том, что ряд изменений включает полумартит, мартит, гематит и бурые железняки.

Р. Гаррелс (1962) приводит следующую реакцию преобразования магнетита в гематит:



При участии органических и неорганических кислот магнетит может изменяться в гидроокислы железа, минуя гематитовую стадию (Юрк, 1956).

Экспериментальные исследования Ю. М. Епатьяко и К. А. Воробьевой (1964) показали интенсивность воздействия различных неорганических кислот на магнетит:



Органические кислоты разрушают этот минерал еще более энергично.

Гематит является одним из наиболее устойчивых минералов в продуктах каолинового выветривания, что подтверждается и расчетными данными (Гаррелс, 1962, и др.) Среди продуктов выветривания он может быть как реликтовым, так и вновь образованным минералом, возникшим за счет преобразования магнетита, некоторых железосодержащих силикатов и сульфидов. Правда, во втором случае он часто бывает представлен гидрогематитом. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) отмечают гематит и гидрогематит в порошковых охрах, сыпучих мартит-полумартитовых, охристо-глинистых красноземистых, красичных, латеритных, кварц-гематит-гидрогематитовых, марганцево-железистых рудах и кремнистых железняках.

Гидроокислы железа — это минералы, возникшие главным образом при разрушении железосодержащих сульфидов, силикатов, карбонатов, магнетита и гематита. В щелочных и нейтральных условиях они нестойки и переходят в раствор. Немалую роль при этом играют органические кислоты. Новообразованные гидроокислы железа обычно приурочены к гидрослюдисто-каолинитовой и каолинитовой зонам продуктов выветривания. При существовании сухих эпох гидроокислы железа могут в верхних горизонтах трансформироваться в гидрогематит.

Апатит

Стойкость апатита при выветривании невысокая. Он сравнительно быстро, уже в зоне гидрослюдистых глин, растворяется. Особенно неустойчивы зерна с трещинами и включениями, растворяющиеся прежде других. Однако в продуктах выветривания метаморфических и некоторых осадочных пород отдельные зерна апатита встречались в нижней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны.

Растворимость апатита изучалась Д. Л. Аскинази (1949), который действовал на гидроксилapatит разными растворителями (табл. 15).

Для почвенных фосфатов Д. Л. Аскинази приводит условия растворимости при различных рН. Максимум этого процесса наблюдается при $pH < 4-4,5$ и минимум — при $pH = 4,5-7,5$.

Т а б л и ц а 15

Извлечение P_2O_5 из гидроксилapatита различными растворителями
(по Д. Л. Аскинази, 1949)

Условия опыта	Растворитель, мг/л			
	H_2O	K_2CO_3	$KHCO_3$	$NaOH$
Без $CaCO_3$	0,6	0,9	0,8	0,4
С $CaCO_3$	—	0,5	—	—

Е. В. Рожкова и др. (1962) считают, что гуминовая кислота является одним из лучших растворителей апатита. Присутствие углекислоты тормозит растворение фосфатов.

Слюды

Устойчивость слюд в каолининовой коре выветривания различна. Наименее стоек биотит, который разрушается в гидрослюдистой зоне гранитов, щелочных изверженных и осадочных пород. В первую стадию биотит подвергается дезинтеграции и гидратации (Писемский, 1959; Зверева, Гуреев, 1963, и др.). Одновременно из минерала выносятся железо и магний, и минерал осветляется (Бобровник, 1954). Этот процесс сопровождается уменьшением показателей преломления и силы двойного лучепреломления (табл. 16).

Т а б л и ц а 16

Оптические свойства продуктов изменения биотита из щелочных пород Приазовья
(по Г. В. Писемскому, 1959)

Продукты изменения	N_g	N_p	$N_g - N_p$
Светлая слюда	1,570	—	0,010—0,016
Осветленный биотит . . .	1,581—1,585	1,560±0,002	0,023—0,025

Е. Г. Куковский (1963б) описал гидробиотит в коре выветривания гранита, который состоит из гидратизированных (14 Å) и негидратизированных (10 Å) пакетов. В следующую стадию изменения биотита, захватывающую прежде всего мелкие чешуйки,

происходит аморфитизация и образование каолинита, путем синтеза освободившихся окислов.

В особых условиях, в коре выветривания ийолитов и нефелиновых сиенитов, промежуточными продуктами между гидробиотитом и каолинитом являются гидрохлорит и вермикулит (Зверева, Гуреев, 1963).

Близкие результаты получены при экспериментальном изучении процессов выветривания биотита (Антипов-Каратаев, Кадер, 1958). При диализе этого минерала в воде найдены гидробиотит и гидромагнетит, а при электродиализе в тетратном буфере получены гидробиотит и опал. Разрушение прежде всего захватывает мелкие чешуйки. Роль микроорганизмов (грибов) при разрушении биотита отмечает Е. И. Парфенова (1956).

Конечными продуктами выветривания биотита в каолинитовом профиле выветривания являются гидрослюда, каолинит, гидроокислы железа и окислы титана.

Светлые слюды имеют неодинаковую стойкость при выветривании. Легче всего разрушаются слюды, содержащие натрий и литий (Литвин, 1962; Cook, Rich, 1962). Наиболее устойчив мусковит. Он подвергается разрушению в верхней части разреза каолинито-гидрослюдистой зоны продуктов выветривания гранитов, гнейсов и осадочных пород. Изменение начинается путем сорбции воды (Гинзбург, 1963); затем происходит вынос калия (Замятченский, 1939; Петров, 1948, и др.) и замещение его оксонием. Гидратизация чешуек мусковита наблюдалась экспериментальным путем (Антипов-Каратаев, Кадер, 1958). При выносе калия уменьшаются показатели преломления и сила двойного лучепреломления. В верхней зоне выветривания слюды преобразуются в каолинит.

Минералы группы эпидота

Эпидот, цоизит и другие представители этой группы обладают средней стойкостью в гидрослюдисто-каолинитовых продуктах выветривания. Они подвергаются растворению в нижней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны, что наблюдалось как в изверженных, так и в метаморфических породах. Аналогичная степень сохранности отмечается в породах осадочного происхождения. В. Аллен (Allen, 1948) отметил замещение эпидота глинистыми минералами.

Внутри группы степень устойчивости изучена еще недостаточно. В отдельных профилях выветривания порфиритов отмечалась более значительная стойкость железистых разновидностей по сравнению с кальциевыми представителями группы. С. Гольдич (Goldich, 1938) приводит сведения об устойчивости ортита в продуктах выветривания гнейсов. Этот минерал разрушается в начальные стадии выветривания.

Гранаты

Об устойчивости гранатов имеются разноречивые мнения (Батурин, 1947; Smithson, 1941; Sindowski, 1949; Wieseneder, 1953; Норре, 1952—1953, и др.), что объясняется попыткой оценить сопротивляемость выветриванию сразу всей группы этих минералов. Более правильно к этому вопросу подошли В. Аллен (Allen, 1948) и А. А. Кухаренко (1961), которые дифференцированно определили стойкость отдельных представителей этой группы. А. А. Кухаренко отнес андрадит и гроссуляр к умеренно устойчивым, а альмандин — к устойчивым минералам.

Это разделение минералов группы гранатов применимо к каолиновому профилю коры выветривания. Устойчивость гроссуляра с $N = 1,730—1,740$ прослежена в коре выветривания девонских аргиллитов бассейна р. Каса, где этот минерал разрушается уже в нижней, гидрослюдистой, зоне. Более устойчив альмандин, который сохраняется в верхней части гидрослюдисто-каолининовой зоны, показывая большую стойкость, чем сфен, эпидот и амфиболы. В коре выветривания гнейсов в районе с. Казачинского (Казанский, 1963) альмандин замещается гидрослюдами. При выветривании гранатов немаловажное значение имеет морфология зерен: как показала Х. Штайнер (Steinert, 1954), при прочих равных условиях легче разрушаются гранаты с включениями.

Титансодержащие минералы

В группу титансодержащих минералов входят сфен, ильменит, лейкоксен, анатаз, брукит и рутил. Степень их сохранности в продуктах гидрослюдисто-каолининового выветривания различна.

Сфен является минералом средней устойчивости. Он распространен в профиле выветривания не выше средней части гидрослюдисто-каолининовой зоны. Здесь он замещается лейкоксомом, анатазом и брукитом (?).

Характер изменения ильменита изучали многие исследователи. С. Бейли (Baily a. o., 1956) и А. Н. Жердева (1961) считают, что в первую стадию в зерне ильменита характерно появление пятнистых изотропных участков аморфного железо-титанового окисла. Можно наблюдать, как изотропное вещество образует полосы и пятна, приуроченные, по мнению А. Н. Жердевой, к участкам, параллельным базопинаконду ильменита. Рентгеновское изучение этой разности устанавливает кроме ильменита небольшую примесь рутила.

Вторая стадия характеризуется полным переходом зерна ильменита в изотропное вещество и лейкоксенизацией минерала. Рентгенометрические определения зерен этого типа показали преобладание рутила с «несовершенной» структурой, а иногда анатаза. Линии реликтового ильменита обнаруживаются редко.

Г. В. Нестеренко и В. М. Циби́льчик (1966) обратили внимание на ильменит с микроскопическими включениями гематита и магнетита. Эти зерна разрушаются раньше других. Конечными продуктами изменения ильменита являются лейкоксен, рутил и анатаз.

Наблюдения над изменением ильменита в продуктах выветривания гидрослюдисто-каолининового типа свидетельствует о сохранности большей части этого минерала в каолининовой зоне. В верхней части профиля выветривания устойчивы также лейкоксен, анатаз, рутил и, вероятно, брукит. Наиболее стоек в этих условиях, как отмечали В. П. Бату́рин (1942) и другие, рутил. В осадочных породах встречаются его две разновидности — красная и желто-оранжевая. Однако различия в устойчивости этих модификаций рутила не отмечаются.

Относительная устойчивость различных представителей титаносодержащих минералов показана в табл. 17.

Т а б л и ц а 17

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции в образцах сиенита и его продуктов выветривания из Арканзаса
(по Д. А. Гартману, 1964)

Минерал	Сиенит		Глина		Боксит	
	обр. А-3		обр. А-2		обр. А-1	
	1	2	1	2	1	2
Ильменит	13,1	0,71	21,06	0,02	6,13	0,01
Лейкоксен	—	—	56,03	0,03	61,85	0,06
Ильменит-лейкоксен . .	—	—	10,43	0,01	20,79	0,02
Анатаз	—	—	3,60	Следы	3,29	Следы
Анатаз-лейкоксен . . .	—	—	0,05	»	—	—
Рутил	—	—	0,07	»	0,22	Следы
Магнетит	12,1	0,66	—	—	—	—
Силикаты	74,7	4,06	8,72	Следы	7,59	0,01
Неопределенные	—	—	—	—	0,15	Следы
С у м м а	99,9	5,43	99,96	0,06	100,02	0,10

П р и м е ч а н и е. 1 — содержание минерала в тяжелой фракции; 2 — содержание минерала в породе.

Метаморфические минералы

В профиле гидрослюдисто-каолининового выветривания стойкость метаморфических минералов различна. В гидрослюдисто-каолининовой зоне разрушается андалузит, который менее устой-

чив по сравнению с силлиманитом, дистеном и ставролитом (Батурин, 1942; Sindowski, 1949; Wieseneder, 1953). Он растворяется и замещается глинистыми минералами. Силлиманит менее подвержен выветриванию. Он встречается в верхней части разреза гидрослюдисто-каолинитовой зоны. Возможно, волокнистые разновидности силлиманита более стойки, чем призматические.

Ставролит и дистен являются наиболее устойчивыми минералами рассматриваемой группы. При выветривании ставролит осветляется, по-видимому, за счет выноса железа. При этом уменьшаются показатели преломления минерала. Так, в верхнемеловых продуктах размыва коры выветривания в восточной части Западно-Сибирской низменности установлены ставролиты с осветленными и корродированными краями с такими оптическими свойствами: $N_g = 1,742 - 1,751$; $N_m = 1,736 - 1,742$; $N_p = 1,733 - 1,739$. В неровностях поверхности отдельных зерен отмечены примазки каолинита, образующегося, вероятно, при разрушении ставролита.

Дистен следует признать, по-видимому, самым стойким в группе метаморфических минералов. В. П. Петров (1948) описывает реликтовый дистен в элювии сланцев Урала в той части разреза, где в глинистой фракции каолинит преобладает над гидрослюдой. Изменения дистена при выветривании проявляются в растворении и образовании на поверхности зерен пленок и примазок желтого каолинита.

Опал, халцедон, кварц

Кремнистые минералы в кислых и нейтральных обстановках растворяются с различной скоростью (Краускопф, 1963; Пиккеринг, 1964; Lieg a.o., 1960 и др.). Для каждого из представителей этой группы скорость растворения практически не зависит от величины рН. Аморфные формы кремнезема наиболее растворимы. Халцедон подвержен растворению меньше, чем опал; однако растворимость халцедона значительно больше, чем кварца (Pelto, 1956). В присутствии различных растворителей эти минералы могут вести себя по-разному (табл. 18).

Не меньшее значение при растворении кремнистых минералов приобретают размеры зерен. Отмечено, что мелкие зерна более подвержены этому процессу, чем крупные обломки. Как установили М. Джексон и Дж. Шерман (Jackson, Sherman, 1953), растворимость кварца пропорциональна степени его дисперсности. Среди равных по размерам зерен в первую очередь разрушаются трещиноватые и обломки с включениями.

Н. А. Лисицина (1957) проследила поведение кварца в продуктах выветривания различных пород Казахстана. В зоне гидрослюдистых глин зерна кварца несут следы растворения, помутнения поверхности, разъедания глинистыми и железистыми минералами.

Растворимость (в мг/л) минералов кремнезема
(по И. И. Гинзбургу и И. А. Рукавишниковой, 1951,
с сокращениями)

Растворитель	Продолжи- тельность опыта, дни	Кварц	Халцедон	Опал
Ca (HCO ₃) ₂	30	12	14	14
	49	16	26	8
	257	8	24	12
Mg (HCO ₃) ₂	30	14	26	22
	63	32	36	36
NaCl	269	44	58	66
	36	20	16	18
	257	20	18	26
NaOH	23	204	340	352
	267	302	876	1548
Na ₂ CO ₃	223	32	48	78
Гуминовая кислота	70	10	22	—
	341	36	62	24

Для горизонта гидрослюдисто-каолинитовых глин характерны зерна кварца с глубокими заливами, выполненными глинистым веществом и гидроокислами железа. В зоне каолинитовых глин количество кварца заметно убывает. Он представлен в основном дезинтегрированными зернами. Подобная картина поведения кварца в продуктах выветривания осадочных, изверженных и метаморфических пород характерна и для других районов (Казанский, 1963).

Турмалины

Все исследователи рассматривают турмалины как одни из самых устойчивых минералов. Их высокая сопротивляемость выветриванию в кислой среде прослежена в продуктах разрушения различных типов изверженных, метаморфических и осадочных пород.

О характере изменения турмалинов известно пока очень мало. В верхней части разреза коры выветривания каменноугольных алевролитов Назаровской впадины наблюдалось осветление зерен турмалинов и понижение показателей преломления (Казанский, 1958). В. Н. Макаров и Д. Н. Кондратьева (1965) установили, что при каолинизации и бокситизации сланцев Яковлевского железорудного месторождения КМА турмалины типа шерла также обесцвечиваются, и в них снижаются показатели преломления (табл. 19). Предполагают, что они переходят в дравиты.

Изменения оптических свойств турмалина при выветривании
(по В. Н. Макарову и Д. Н. Кондратьевой, 1965)

Порода	Плеохроизм		No	Ne	No — Ne
	по No	по Ne			
Неизменная (сланец)	Ярко-синий	Бледно-зеленый до бесцветного	1,688	1,654	0,031—0,036
Бокситизированная	Бледно-бурый	Бесцветный	1,648	1,624	0,024—0,026

Эти же авторы отмечают замещение турмалинов карбонатом и хлоритом в железных рудах. В. Н. Сиротин (1966) описал в докембрийских выветрелых сланцах КМА зерна шерла, которые в верхних горизонтах продуктов выветривания разбиты трещинами, имеют изъеденные поверхности и буреют. Отдельные зерна разъединяются на блоки, которые обладают различной интенсивностью плеохроизма и разной величиной силы двойного лучепреломления. Побурение объясняется выносом железа и частичным переходом шерла в дравит.

Экспериментальные исследования показали способность этилендиаминтетрауксусной кислоты (ЭДТА) извлекать из турмалинов небольшое количество бора (Келлер, 1963).

Графит

Устойчивость графита изучена недостаточно. К. К. Никитин (1962) описал реликтовый графит в рыхлых продуктах выветривания графитисто-хлорит-кварцевых сланцев, состоящих из кварца, гидрослюда и каолинита. Вероятно, этот минерал устойчив в каолинитовой зоне профиля выветривания.

Корунд, касситерит, монацит

Перечисленные минералы редки в горных породах. Их высокую стойкость при выветривании отмечают А. А. Кухаренко (1961), А. П. Сигов (1960) и др. Такая оценка стабильности подтверждается ассоциациями устойчивых минералов осадочных толщ, в которых встречаются корунд, касситерит и монацит. Примерами могут служить прибрежно-морские и аллювиальные россыпи редких и рассеянных минералов, известные в современных и четвертичных отложениях тропической зоны. Подобные ассоциации также встречаются в толщах олигомиктовых песков верхнего мела восточной части Западно-Сибирской низменности.

Циркон

Циркон является одним из наиболее устойчивых минералов в гидрослюдисто-каолинитовой коре выветривания. Его изменения наблюдаются крайне редко. Д. Каролл (Carroll, 1953) отмечает коррозию зерна циркона в латеритных продуктах коры выветривания, причем растворение, по ее мнению, вызвано воздействием кальциево- и натриево-бикарбонатных вод. Иной случай изменения циркона известен в доурской коре выветривания Назаровской впадины (Казанский, 1958). В верхней части разреза элювия, представленного каолинитовой глиной, отмечаются цирконы с пониженными показателями преломления и силы двойного лучепреломления. Такое изменение циркона, по-видимому, объясняется тем, что выветриванию в данном случае подвергается осадочная порода (нижнекарбонный алевролит), в которой циркон уже испытал воздействие гипергенных агентов.

Г. В. Писемский (1959), описавший циркон в коре выветривания щелочных пород, также считает его наиболее устойчивым минералом. Однако он отмечает, что в первую очередь могут разрушаться те зерна циркона, которые содержат включения альбита, эгирина и других менее устойчивых минералов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗЕ

Реликтовые минералы в профиле выветривания различных пород показывают достаточно выдержанную картину распределения (табл. 20).

Т а б л и ц а 20

Схема устойчивости минералов в профиле гидрослюдисто-каолинитового выветривания

Зона выветривания по преобладающим минералам — новообразованиям	Группы по устойчивости	Ассоциации реликтовых минералов
Каолинитовая	IV	Рутил, анатаз, касситерит, монацит, турмалин, лейкоксен, графит, кварц, ильменит, корунд (?), дистен (?)
Гидрослюдисто-каолинитовая	III	Дистен, ставролит, силлиманит, алмадин, микроклин, андалузит и минералы IV группы
	II	Мусковит, сфен, эпидот, цоизит, пеннин, клинохлор, тремолит, актинолит, ортоклаз, кислые плагиоклазы, эгирин, апатит (?), биотит (?) и минералы IV—III групп
Гидрослюдистая и дезинтеграции	I	Обыкновенная роговая обманка, апатит, гроссуляр, средние и основные плагиоклазы, биотит, магнетит, авгит, диопсид, нефелин, железистые хлориты, глаукоцит, вулканическое стекло, монтмориллонит, органическое вещество, сульфиды железа и минералы IV—II групп

Однако следует иметь в виду, что в профилях выветривания могут быть весьма существенные отклонения в распределении реликтовых минералов, главным образом за счет более высокого распространения вверх по профилю менее устойчивых компонентов. Это объясняется прежде всего сохранением реликтовых, менее измененных участков материнской породы и более крупными размерами кристаллов неустойчивых минералов.

УСТОЙЧИВОСТЬ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОДУКТАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ МОНТМОРИЛЛОНИТ (НОНТРОНИТ)-КАОЛИНИТ-ОХРИСТОГО ТИПА

В главе I было показано, что выветривание, приводящее к образованию продуктов монтмориллонит-каолинит-охристого типа, развивается главным образом на ультраосновных, основных, реже средних изверженных и метаморфических породах, а также на остаточных продуктах карбонатно-сульфатно-соляных пород. Обычно в разрезе выделяются четыре зоны (см. гл. I). В породах, дающих подобные продукты, чаще, чем в породах, трансформирующихся в гидрослюдисто-каолининовые образования, распространены такие группы минералов, как оливин, пироксены, амфиболы, основные плагиоклазы и др.

Вулканическое стекло

Аморфное силикатное вещество распространено в основном среди кайнотипных эффузивов и в туфах. При выветривании оно разлагается одним из первых. Среди продуктов изменения известны хлорит, джефферизит, монтмориллонит, халцедон и кварц.

Оливин и серпентин

Оливин, имеющий структуру островного облика, легко подвергается разложению при выветривании. Обычно изменение этого минерала происходит раньше, чем порода попадает в зону гипергенеза. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников (1951) предложили следующую схему преобразования оливина в серпентин:



Случаи замещения оливина глинистым веществом (железистым монтмориллонитом) наблюдались в современных почвах (Sherman, Uehara, 1956). В ходе такого изменения продукты выветривания обогащаются окислами кремния, железа и алюминия. Количество MgO резко сокращается (табл. 21).

Продукты изменения серпентина многообразны (Гинзбург, 1947; Никитин, 1962; Лебедев, 1965): нонтронит, монтмориллонит,

Состав (в %) оливина и продуктов его изменения
(по G. Sherman a. Uehara, 1956)

Окислы	Свежий оливин	Слюдоподобный минерал	Пластинчатый минерал
SiO ₂	39,9	39,7	49,2
TiO ₂	0,5	1,1	1,1
Al ₂ O ₃	3,9	6,8	9,7
Fe ₂ O ₃ общ.	9,2	20,0	25,4
CaO	1,0	0,8	1,5
MgO	46,6	29,8	4,1
MnO	0,2	0,3	0,2

гидроокислы железа и кремния. И. И. Гинзбург и Ю. С. Лебедев, рассматривая ряды продуктов изменения серпентина, объясняют их состав различными физико-химическими условиями среды преобразования или вариациями климата.

Пироксены и амфиболы

Эти минералы с цепочечной структурой преобразуются в минералы группы монтмориллонита. Однако степень их устойчивости в профиле выветривания неодинакова. Вероятно, справедлив ряд стабильности, в котором наименее стойки ромбические пироксены, затем моноклиальные пироксены, обыкновенная роговая обманка и лучистые амфиболы.

Для ромбических пироксенов Ю. С. Лебедев (1965) предлагает три ряда продуктов разложения: 1) сапонит, нонтронит, гидроокислы железа; 2) серпофит, нонтронит, гидроокислы железа; 3) сапонит, нонтронит, глиноземистый монтмориллонит и гидроокислы железа. Моноклиальные пироксены преобразуются в хлорит, гидрохлорит и галлуазит или в железистые монтмориллониты (бейделлиты), галлуазит и гидроокислы железа. Сопутствующими продуктами могут быть минералы кремнезема и кальцит (Гинзбург, 1947).

Продуктами изменения амфибола (обыкновенной роговой обманки) в различных условиях выветривания могут быть нонтронит, монтмориллонит, гидрохлорит, галлуазит и гидроокислы железа. Ю. С. Лебедев (1965) считает, что хлорит развивается по амфиболу в щелочных условиях, нонтронит — в слабощелочных, а в кислых минерал разлагается на отдельные окислы. Е. Г. Куковский (1964) получил монтмориллонит путем диализа амфибола при рН=5,4.

Актинолит и тремолит являются одними из самых устойчивых амфиболов. Они прослеживаются по всему монтмориллонит-каолинит-охристовому профилю. При разрушении актинолита возникают мелкие чешуйки хлорита лучистого или тонковолокнистого строения.

Слюды

В основных и ультраосновных породах чаще всего встречается биотит (флогопит). Ю. С. Лебедев для ультраосновных пород Украины предлагает два ряда продуктов разложения этого минерала: 1) гидробиотит, вермикулит, гидрохлорит, глиноземистый монтмориллонит и гидроокислы железа; 2) гидробиотит, вермикулит, гидроокислы железа и глиноземистый монтмориллонит. Для следующего этапа характерно преобразование глинистых минералов в каолинит. В метаморфических породах биотит замещается гидробиотитом, гидрослюдой и монтмориллонитом (Гинзбург, Витовская, 1952). Е. Неувит (Neuwirth, 1954) считает, что мелкие выделения биотита переходят сразу в рентгеновски аморфное вещество, тогда как крупные частицы проходят вермикулитовую стадию.

Полевые шпаты

Встречающиеся в ультраосновных и основных породах основные плагиоклазы являются наименее устойчивыми в рассматриваемой группе. В корях выветривания на пироксенитах и амфиболитах Урала прослежена устойчивость полевых шпатов и установлено, что они разрушаются в нижней части зоны глинизации (Никитин, 1962). Здесь допускаются два пути изменения полевых шпатов: 1) гидрослюда → монтмориллонит; 2) гидрослюда → каолинит. Однако экспериментальные исследования Е. Г. Куковского (1964) показали, что при электродиализе лабрадора при высоких значениях рН происходит диспергация зерен на пластинчатые частицы. После того как концентрация водородных ионов понизилась до 4,75, через шесть суток полевой шпат перешел в смесь аморфной фазы и гидросиликата натрия. Исходя из особенностей кристаллохимического строения полевого шпата, Е. Г. Куковский (1964) допускает переработку поверхностного слоя минерала непосредственно в каолинит. Для замещения же полевых шпатов глинистым минералом со слюдистой структурой необходимы особые условия: медленное удаление щелочей и привнос энергии извне.

К. К. Никитин (1962) наблюдал монтмориллонито-каолинито-охристый профиль в дайках плагиоанлитов, прорывающих массивы серпентинитов. В плагиоанлитах описан олигоклаз, который прослеживается по всему профилю выветрелых продуктов, замещающаяся монтмориллонитом в зоне интенсивной глинизации.

Глинистые минералы

Поведение серпентина было рассмотрено выше. Минералы группы монтмориллонита развиваются по пироксенам, амфиболам и полевым шпатам. Условия их образования показаны в табл. 10 и при характеристике продуктов разложения вышеперечисленных минералов. Монтмориллонит устойчив в коре выветривания в определенных условиях, близких к среде его образования. При изменении обстановки он или переходит в другие глинистые минералы или разлагается до окислов. Известна гидрослюда, образовавшаяся в коре выветривания диабазов Томского района (Сибирь) в результате наложения на монтмориллонитовые продукты новой стадии более кислого выветривания. Среди продуктов разрушения монтмориллонита более обычны минералы группы каолинита, описанные многими исследователями.

Нонтронит развивается практически по тем же минералам, что и монтмориллонит, но в условиях слабого выноса железа. При изменении условий выветривания на более кислые он разрушается до окислов. Однако известны случаи появления нонтронита среди гидрослюдисто-каолининовых продуктов (Соколова, Казанский, 1965). Возникновение этого хорошо окристаллизованного минерала, залегающего в виде жилок и линз, объясняется наложением процессов щелочного выветривания на продукты гидрослюдисто-каолининового профиля.

Хлориты изменяются уже в нижней зоне хлоритовых сланцев, переходя в джефферизит и нонтронит. Е. Г. Куковский (1963б) подробно изучил образцы из коры выветривания сланцев Украины, в которых этот процесс наблюдается (табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Оптические свойства и параметры решетки продуктов изменения хлорита
(по Е. Г. Куковскому, 1963)

Минерал	<i>N_m</i>	Параметры решетки, ангстрем		
		<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>c</i> ₀ sin β
Хлорит	1,582	5,26	9,24	14,0
Джефферизит	1,567	5,30	9,22	14,5
Гидрохлорит	1,564	—	—	—
Нонтронит	1,561	5,30	9,20	14,5

Он подчеркивает хлоритовый характер кристаллической решетки в первых трех образцах. Во втором и третьем образцах установлены изменения в содержании магния и ОН. Изменяется и дифракционная картина, для которой характерно ослабление

линий (002) и (004), исчезновение (003). Дублеты $hkl - hkl$ и $hol - hol$ сливаются. Последний образец обнаруживает в химическом составе и по рентгенограмме свойства минерала со структурой монтмориллонита. Е. Г. Куковский считает, что в данном случае наблюдается стадийный ряд изменений хлорита: джефферизит — гидрохлорит — нонтронит. В то же время он отмечает, что при возникновении нонтронита часть структурных пакетов полностью разрушается.

А. П. Афанасьев (1963) конечными продуктами изменения хлорита считает каолиниты.

Хлорит (хлорит, имеющий адсорбированную воду и обменные катионы, термически неустойчив)	→ джефферизит	→ гидрохлорит (смешанно-слоиное образование в разной степени выщелоченных хлоритовых пакетов; Mg = 13,52—3,45%. Размер ячейки по оси с 13,9—13,6 нХ)	→ разбухающий минерал (монтмориллонит с размерами ячейки по оси с 12 нХ)	→ каолинит (без строгого периода по оси с, плохо окристаллизован)	→ каолинит (строгий период по оси с, хорошо окристаллизован)
--	---------------	--	---	--	---

Минералы группы каолинита (каолинит, галлуазит) являются продуктами изменения других глинистых минералов, а также появляются в коре выветривания описываемого типа в результате синтеза окислов, приносимых просачивающимися водами. И. И. Гинзбург (1963) считает, что переход монтмориллонита в каолинит в слабокислой среде возможен.

Магнетит

Магнетит сохраняется в верхних частях разреза ультраосновных, основных изверженных пород, а также хлоритовых, хлорит-

Т а б л и ц а 23

Содержание магнетита в продуктах выветривания серпентинита и распределение его по классам крупности
(по К. К. Никитину, 1962)

Порода	Содержание магнетита в породе, %	Классы крупности, %				
		+1,20	-1,19 +0,5	-0,5 +0,2	-0,2 +0,1	-0,02 +0,05
Охра по нонтронизированному серпентиниту	21,00	0,10	0,30	2,80	2,00	15,80
Нонтронизированный серпентинит	3,50	0,20	0,40	0,70	0,10	2,10

тальковых, тальк-карбонатных сланцев. По мере усиления выветривания происходит раздробление зерен магнетита (табл. 23).

Изменение магнетита наблюдается по краям зерен, где происходит замещение гематитом (Никитин, 1962). Однако И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) считают, что преобразование магнетита с трудом идет дальше стадии мартита.

Титаносодержащие минералы

В продуктах выветривания монтмориллонит-каолинит-охристого типа встречаются сфен, ильменит, лейкоксен и рутил. Они сохраняются по всему профилю продуктов выветривания ультраосновных и основных изверженных пород (Никитин, 1962). Вероятно, наименее устойчив из них сфен, который замещается лейкоксеном. Ильменит более стоек. Его переход в окислы титана наблюдался в зоне охр. Рутил самый устойчивый минерал, продукты его изменения неизвестны. Часть зерен рутила может образоваться за счет перекристаллизации лейкоксена. К ним чаще всего относятся кристаллы и микролиты желтого цвета, образующие игольчатые кристаллы и коленчатые двойники.

Хромшпинелиды

Минералы, объединяющиеся под этим названием (хромит, хромшкотит и др.), устойчивы в продуктах выветривания ультраосновных пород, сохраняясь до горизонта охр (Никитин, 1962). И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) отмечают замещение хромшпинелидов по трещинам окислами железа, хлоритом, магнезитом, опалом и халцедоном. Появление трещин связано с окислением железа и изменением объема. Схема выветривания хромшпинелидов аналогична последовательности изменения их при метаморфизме: 1) преобразование FeO в Fe_2O_3 ; 2) вынос Al и Mg ; 3) преобразование кристаллического вещества в коллоидные; 4) образование магнетита и гематита (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Д. П. Сердюченко (1945) обнаружил в продуктах выветривания серпентинитов Кавказа хромовую шпинель, возникшую при нонтронитизации этих пород.

Тальк

Устойчивость талька при выветривании высока. Он сохраняется по всему профилю продуктов разрушения (Гинзбург и др., 1946). Е. Г. Куковский (1963б) проследил строение кристаллической решетки минерала в различных горизонтах выветрелого материала (табл. 24) и доказал высокую устойчивость талька.

И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) установили, что тальк устойчив в обычных условиях выветривания, где он подвергается дезинтеграции. При окремнении продуктов выветривания тальк может замещаться халцедоном. Они же обратили внимание на характер выветривания сростков талька и серпентина.

Т а б л и ц а 24

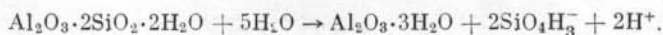
Параметры элементарных ячеек талька (в ангстремах) разных горизонтов коры выветривания (по Е. Г. Куковскому)

Порода, содержащая тальк и ее местонахождение	a_0	b_0	$c_0 \sin \beta$
Неизменные сланцы, Никопольский район	5,25	9,11	18,45
Верхняя часть каолиновой зоны, там же	5,27	9,14	18,53
Неизменный сланец, Чартомлыкская магнитная аномалия	5,28	9,16	18,8
Верхняя зона охр, там же	5,29	9,17	18,7

Схема такого изменения следующая: тальк + антигорит → → тальк + антигорит + непуит → тальк + антигорит + непуит + + гарниерит → тальк + непуит + гарниерит → тальк + гарниерит. При изменении роговых обманок, пироксенов, волластонита, хлорита и скаполита также может возникать тальк.

Гидроокислы алюминия

Алюмогель, гидроокислы алюминия (гиббсит) обычно рассматриваются как конечные продукты изменения при выветривании большинства силикатов. В обстановке значительной влажности и повышенном количестве солнечного тепла гидроокислы алюминия возникают за счет разложения каолинита. В частности, И. И. Гинзбург (1963) допускает разложение каолинита в гиббсит в нейтральных условиях среды, но при влажности более 1000—1500 мм в год и повышенном количестве солнечного тепла. Реакция перехода каолинита в гиббсит приводится Р. Волла (1964):



Он определил поля стабильности такого превращения, которые мало зависят от концентрации кремнекислоты.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗЕ

Различая в профиле монтмориллонит(нонтронит)-каолинит-охристого типа четыре зоны (дезинтеграции, выщелоченных пород, глинизации и охр), схему распределения реликтовых и новообразованных минералов можно представить в следующем виде. В зоне дезинтеграции существенной переработки первичного субстрата не происходит. Обычно здесь отмечается серпентинизация оливина, в небольших количествах появляются нонтронит, монтмориллонит, магнезит, хлорит, доломит и другие минералы. В зоне выщелачивания ультраосновных, основных изверженных, метаморфических и пирокластических пород устанавливается разложение первичных минералов. При разрушении серпентина могут возникать нонтронит, монтмориллонит, серпофит, керолит, водные силикаты никеля, карбонаты, окислы, гидроокислы железа и кремния. В этой зоне начинается разрушение пироксенов и амфиболов. Ромбические пироксены замещаются сапонитом, серпофитом, нонтронитом, монтмориллонитом, галлуазитом, гидроокислами железа (Гинзбург, 1947; Лебедев, 1965, и др.). Продуктами изменения моноклинных пироксенов являются монтмориллонит, галлуазит, хлориты, гидроокислы железа и кремния. Амфиболы могут превратиться в нонтронит, гидрохлорит, монтмориллонит и гидроокислы железа (Лебедев, 1965).

В зоне усиленной глинизации (зона сильно разложенных пород) резко сокращается количество серпентина, пироксенов, обыкновенной роговой обманки. Для этой зоны характерно разложение большей части основных и средних плагиоклазов, которые замещаются монтмориллонитом, галлуазитом и каолинитом. В разрезе этой зоны соотношение между глинистыми минералами изменяется. Если в нижней подзоне, представленной сильно разложенными породами, сохранившими текстуры первичного субстрата, преобладают минералы группы монтмориллонита, то в верхней подзоне, состоящей из сильно разложенного элювия без реликтовых первичных текстур, их часто замещают галлуазит и каолинит. Новообразованные карбонаты характерны главным образом для нижней подзоны.

В зоне охристых пород неустойчивы актинолит, нонтронит и монтмориллонит. Здесь сокращается количество сфена, апатита, эпидота, цоизита, альбита, кварца, хлоритов, галлуазита и каолинита, которые, разрушаясь, образуют скопления гидроокислов алюминия и железа.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО СОСТАВУ РЕЛИКТОВЫХ И НОВООБРАЗОВАННЫХ МИНЕРАЛОВ

Продукты выветривания монтмориллонит-каолинит-охристого и гидрослюдисто-каолинитового состава имеют, как правило, различные исходные компоненты, что обуславливает различный характер минералогических преобразований. Однако при оценке степени изменения исходного субстрата ключом для сопоставления различных исходных пород, по-видимому, будут являться ассоциации одинаковых минералов, присутствующие во всех типах профилей. Такими компонентами могут быть пироксены, амфиболы, полевые шпаты, эпидоты, магнетит, апатит, хлорит (табл. 25).

Т а б л и ц а 25

Сопоставление различных профилей продуктов выветривания по составу реликтовых минералов

Гидрослюдисто-каолинитовый тип		Монтмориллонит-каолинит-охристый тип	
Зона выветривания	Характерные реликтовые минералы	Зона выветривания	Характерные реликтовые минералы
Каолинитовая	Ильменит, циркон, кварц	Охристых пород	Единичные зерна серицита, альбита, эпидота, сфена, апатита, актинолита, реже пироксена, амфиболов. Много хлорита
Гидрослюдисто-каолинитовая	Сфен, эпидот, альбит, калиевые полевые шпаты, тремолит, мусковит, хлорит		
Гидрослюдистая	Обыкновенная роговая обманка, апатит, средние и основные плагиоклазы, пироксены, нефелин, биотит, хлорит	Сильно разложённых пород (усиленной глинизации)	Хлориты, пироксены, эпидот, основные и средние плагиоклазы, амфиболы, магнетит, сфен, апатит
Дресвы (дезинтеграции)	Сульфиды железа, частичное изменение биотита, пироксенов	Выщелоченных пород и дезинтеграции	Все минералы исходной породы, слабое изменение серпентина, пироксенов

Глава III

ПЕРЕНОС И ОТЛОЖЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В зоне осадконакопления поведение продуктов выветривания определяется состоянием вещества и условиями среды. Характер твердых частиц, естественно, зависит от их размеров и динамики среды осадконакопления, тогда как распределение растворенного и коллоидального вещества во многом определяется физико-химическими параметрами при переносе и осаждении.

ПОВЕДЕНИЕ ТВЕРДЫХ ЧАСТИЦ В ЗОНЕ СЕДИМЕНТАЦИИ

В континентальных условиях характер переноса и отложения твердых частиц контролируется динамикой среды осадконакопления, фациальной обстановкой и климатом. На склонах, окаймляющих площади распространения продуктов выветривания, состав делювиальных образований и осадков временных потоков будет контролироваться особенностями элювия (состав, мощность, площадь распространения) и характером захоронения выветрелого материала. Продукты разложения линейного типа, перемещаясь по склону, легко перемешиваются с обломочным материалом (Поспелов, 1945). В случае размыва слабо выветрелого материала такое засорение частицами из вмещающих пород наиболее отчетливо видно среди аксессуарных минералов, отличающихся большим разнообразием, чем легкая песчаноалевритовая и глинистая фракции, бедные минеральными разностями (табл. 26).

Приведенный пример характеризует перемыв слабо измененного элювия линейного типа в условиях делювиальной фации. Засорение инородным материалом в данном случае идет путем возрастания количества минералов тяжелой фракции, главным образом неустойчивых в условиях выветривания. В легкой фракции характерно увеличение количества полевых шпатов.

**Минеральный состав (в %) слабо выветрелых нижнекарбонových
(Обь-Томский водораздел,**

Порода	Минералы тяжелой						
	Ильменит и магнетит	Рутил	Циркон	Турмалин	Ана-аз	Ставро-лит	Дистен
Сланцево-глинистая брекчия (делювий)	33	—	9	+	—	+	+
Слабо измененный глинистый сланец	33	1	21	—	+	—	+

Примечание. Знак (+) указывает на присутствие минерала в количестве

При переотложении продуктов выветривания, занимающих значительные площади и имеющих существенные мощности, вокруг этих районов возникают устойчивые ореолы, четко отражающие состав кор выветривания. В качестве примера можно привести базальный горизонт, распространенный в основании юрских отложений южной части Сибирской платформы. Он залегает на размытой, местами со следами выветривания, поверхности различных горизонтов нижнего палеозоя. Карбонатные и сульфатные породы кембрия местами закарстованы. Базальные слои перемещенных продуктов выветривания сложены олигомиктовым глинисто-алевритовым материалом с включениями опал-халцедоновых кремней. Какие-либо следы слоистых текстур в этих породах отсутствуют. Глинисто-кремнистая брекчия вверх по разрезу сменяется пачкой каолиновых глин, выше переходящей в угленосные породы. Мощность толщи этого типа определяется несколькими метрами, причем наибольшие цифры отмечаются в тех случаях, когда делювиальные продукты выполняют карстовые углубления домезозойского рельефа.

Своеобразен состав глинистых минералов: внизу распространены каолиниты с достаточно совершенной структурой, выше — несовершенные каолиниты и галлуазиты (Дриц, Катаев, 1960). Такое распределение глинистых минералов следует, вероятно, объяснить дальностью переноса каолинового материала (Казанский, Соколова, 1961). Вещество глинисто-кремнистой брекчии заимствовалось вблизи зоны захоронения осадков. По мере заполнения карстовой полости каолиновый материал поступал из более удаленных водосборов.

сланцев и мезозойских делювиальных продуктов их переотложения
с. Нелюбино, скв. 9)

фракции						Минералы легкой фракции		Глинистые минералы
Альмандин	Сфен	Эпидот	Обыкновенная роговая обманка	Тремолит	Хлорит	Кварц	Полевые шпаты	
1	4	41	9	+	—	82	12	Гидрослюда
3	+	+	+	—	9	100	+	Гидрослюда

меньше 1%, знак (—) — на его отсутствие.

В аллювиальных условиях масштабы захоронения выветрелого материала зависят от доли его участия в строении областей размыва. Водоразделы Либерийского щита Африканской платформы покрыты аллювиальными аллитными и сиаллитными продуктами, однако в аллювии рек этого района, врезанном в сложный комплекс изверженных, метаморфических и древних осадочных пород, продукты выветривания быстро разубоживаются полимиктовым материалом (Михайлов, 1966).

Второй пример характеризует зону умеренного климата. Бассейны левых притоков р. Енисей — Большого Дубчеса, Сыма и Большого Каса — располагаются в области развития верхнемеловых терригенных олигомиктовых толщ, которые выше сменяются полимиктовыми ледниковыми флювиогляциальными и другими отложениями. В современном аллювии этих рек распространены осадки, терригенная часть которых, хотя и относится к полимиктовому типу, содержит большее количество кварца, циркона и иных устойчивых минералов по сравнению с более древними четвертичными отложениями.

Для формирования достаточно мощных олигомиктовых осадочных толщ, обогащенных кварцем, каолинитом и другими минералами, заимствованными из продуктов выветривания, необходимы особые условия. Их накопление следует ожидать в случае размыва мощных и занимающих крупные площади толщ продуктов выветривания, захороняющихся в условиях значительных по размерам озерно-аллювиальных равнин (рис. 5).

При переотложении продуктов выветривания в аллювиальных и озерных условиях происходит разделение и смешивание ве-

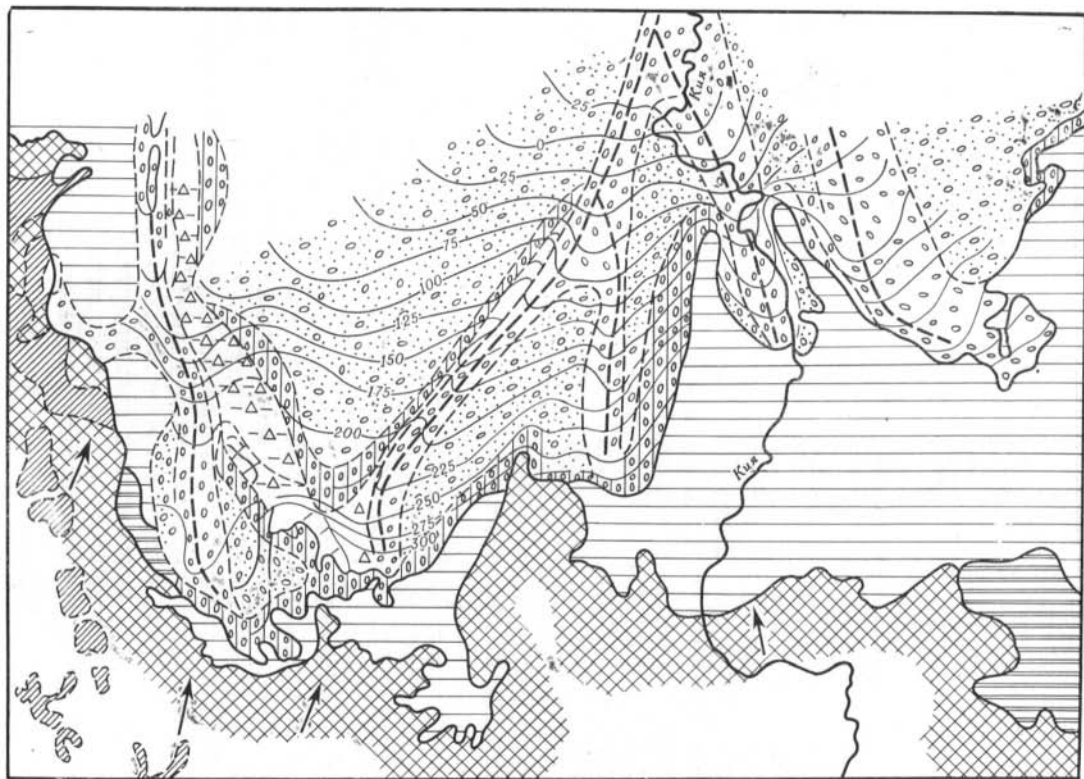
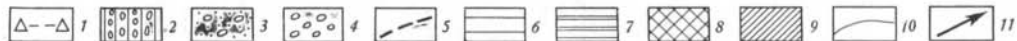


Рис. 5. Схематическая фацально - палеогеографическая карта нижнего горизонта кийской свиты (по Л. А. Ивания и Н. Н. Кулешиовой, 1963, с упрощением)

1 — элювиально-делювиальные глины с примесью песчано-галечникового материала; 2 — делювиально-пролювиальные пески и глины; 3 — аллювиальные пески и галечники; 4 — русловые пески, галечники и глины; 5 — предполагаемые тальвеги речных долин; 6 — области сноса, сложенные нижнемеловыми глинисто-алевритовыми породами; 7 — то же, юрскими угленосными отложениями; 8 — то же, палеозойскими и допалеозойскими породами; 9 — коры выветривания; 10 — изогипсы подошвы горизонта; 11 — главные направления сноса



щества по механическому и минеральному составу. Не останавливаясь здесь на разделении материала по механическим свойствам, что детально рассмотрено в соответствующих работах (Страхов, 1948; Шанцер, 1951, 1966; Лазаренко, 1964, и др.), подробней рассмотрим поведение отдельных минералов в этих условиях.

Как показали наблюдения в долинах рек Миссисипи (Russell, 1937), Оки, Десны и Днепра (Лазаренко, 1964), общее количество минералов тяжелых фракций в осадках возрастает от верховьев к устьям. На примере аллювия р. Волги В. Е. Рясина (1961) установила, что в осадках русловых и пойменных фаций содержание тяжелой фракции 0,1—0,05 мм значительно выше, чем частиц более крупных и мелких размерностей. В отложениях старичных фаций эти отношения сохраняются, но общий выход фракций 0,25—0,1 и 0,1—0,05 мм ниже.

Таблица 27

Распределение некоторых минералов тяжелой фракции в аллювиальных осадках рек Волги и Днепра

Группа	Минерал	Фракция 0,1—0,05 мм р. Волга (по В. Е. Рясинной)			Фракция 0,03—0,05 мм, р. Днепр (по А. А. Лазаренко)				
		Русловый песок	Пойменные тон- кий песок и супесь	Старичный ил	Стержень русла (песок)	Русловая отмель (песок)	Заполненная русловая отмель (алюврит)	Приречная пой- ма (алюврит)	Старина (мелко- песчаный ил)
I	Рутил	1,9	3,4	3,5	4,0	2,7	1,8	1,5	2,8
	Турмалин	1,2	2,3	3,0	1,5	1,2	4,1	2,8	3,2
	Роговая обманка	10,0	14,0	18,0	11,5	15,1	25,4	19,7	19,7
II	Эпидот и цоизит	28,4	28,3	36,8	9,0	5,9	11,0	11,9	8,3
	Апатит	0,7	0,6	1,2	—	0,2	0,4	0,4	0,4
III	Пироксены	2,6	3,2	2,1	0,5	1,0	1,2	1,6	1,6
IV	Циркон	5,0	4,2	3,8	13,5	15,9	2,0	8,9	11,5
	Лейкоксен	5,3	4,0	3,7	2,5	2,0	1,6	2,8	3,6
	Ильменит	21,5	20,0	13,0	30,8	25,0	16,9	21,9	20,2
	Дистен	1,0	1,0	0,7	1,5	1,8	1,4	1,7	1,6
	Ставролит	1,0	0,8	0,5	3,5	2,4	1,6	2,4	2,6
	Силлиманит	0,4	0,3	0,2	1,0	0,8	2,2	1,9	1,2
	Гранат	7,0	4,5	3,2	10,8	10,8	10,9	10,5	13,1
	Сфен	1,5	1,1	0,8	1,0	1,4	1,0	0,6	0,6
	Магнетит	8,1	7,2	5,6	3,0	3,1	3,7	2,4	2,4

Соотношения тяжелых минералов в различных фациальных типах пород видны из табл. 27. Во фракции 0,1—0,05 мм минералы могут быть разделены на четыре группы: 1) с максимумом в старичных осадках; 2) с минимумом в пойменных песках и супесях; 3) с максимумом в этих осадках; 4) с минимумом в осадках стариц. Однако при анализе табл. 27 следует иметь в виду, что изменения в содержании большинства минералов укладываются в пределы точности подсчетов при определении процентных соотношений. Фракция, 0,063—0,05 мм изучалась для большего числа фациальных типов осадков. Порядок изменения содержания отдельных компонентов здесь не сохраняется. Это обстоятельство позволяет считать, что основным фактором, влияющим на распределение тяжелых минералов алевритовой фракции, является размер зерен. Окатанность, удельный вес и другие физические свойства играют более существенную роль в песчаных фракциях. На последнее обстоятельство обратил внимание А. А. Лазаренко (1964). Близкие выводы получены при изучении аллювиально-озерных пестроцветных отложений готерив-баррема Западно-Сибирской низменности (Биккенина, 1967).

Дифференциация по удельному весу минералов тяжелых фракций ярко выражена в зоне действия волнений. В этих условиях образуются прослои (естественные шлихи), состоящие почти целиком из минералов с повышенным удельным весом (ильменит, магнетит, циркон, рутил и др.), однако и в этом случае такие концентрации связаны с определенным типом осадка. Обычно к нему относят тонкозернистые пески и крупнозернистые алевриты (супеси). Такие прослои естественного шлиха широко распространены в современных речных осадках. Они отмечены и среди древних пород — продуктов переотложения кор выветривания (Казанский, 1963).

Распределение минералов легких фракций мало связано с фациями, особенно в алевритовой части (табл. 27). В то же время, как показали наблюдения в бассейнах рек Волги и Днепра, в мелкопесчаных фракциях, по сравнению с алевритовыми, резко возрастает количество кварца и сокращается содержание полевых шпатов (Ряпина, 1961, и др.).

А. А. Лазаренко (1961) проследил изменение минерального состава современных русловых осадков р. Днепра на протяжении 2100 км. Особенности изменения состава минералов по его данным приведены в табл. 28. Он считает, что это изменение происходит под влиянием трех факторов: 1) состава источников питания; 2) механического состава осадков; 3) разрушения минералов при переносе. Первые два фактора, по мнению А. А. Лазаренко, имеют решающее значение. В то же время он показал, что в песчаных осадках на расстоянии 500 км механическое разрушение сокращает количество полевых шпатов на 2—3%, а химическое выветривание затрагивает около 1—2% обломков, причем следы

**Изменение минерального состава современного аллювия
р. Днепра вниз по течению
(по А. А. Лазаренко)**

Изменение	Минералы, содержание которых увеличивается	Минералы, содержание которых уменьшается
Отчетливое	Циркон Рутил Сфен Лейкоксен Силлиманит	Гранат Пироксены моноклинные Микроклин
Менее отчетливое	Ильменит Дистен Андалузит Пирит Карбонаты (тяжелая и легкая фракции) Цоизит (?) Турмалин (?) Кварц Глауконит (легкая фракция)	Пироксены ромбические Амфиболы Хлоритоид Апатит Хлорит Обломки пород (тяжелая фракция) Ортоклаз Плагиоклазы Обломки пород (легкая фракция) Выветрелые зерна (легкая фракция)
Неясное	Выветрелые зерна (тяжелая фракция) Эпидот Щелочные амфиболы Слюды Окислы и гидроокислы железа Магнетит Обломки кремнистых пород (легкая фракция)	

такого изменения наблюдаются главным образом у крупных зерен полевых шпатов.

Экспериментальные работы по истиранию полевых шпатов (микроклин, ортоклаз) показывают убыль до 8% материала (Голосов и др., 1966). Анализ воды, в которой происходило истирание, свидетельствует о частичном переходе вещества в раствор (табл. 29).

Интенсивность перехода отдельных элементов в раствор возрастает в том случае, когда совместно истирались полевой шпат

Таблица 29

**Химический состав полевого шпата и продуктов
его растворения при истирании**
(по С. И. Голосову и др., 1966, с сокращениями)

Оксиды	Полевой шпат, %	Коллоидный и истинный растворы		Суспензия (коллоидный раствор)	
		мг/л	%	мг/л	%
SiO ₂	62,8	90,0	54,3	460,0	65,8
Al ₂ O ₃	18,8	12,0	7,3	77,0	11,0
Fe ₂ O ₃ общ.	0,3	11,0	6,6	21,0	3,0
CaO	1,6	6,0	3,6	17,0	2,4
MgO	0,3	—	—	—	—
Na ₂ O	4,0	17,3	10,4	38,5	5,5
K ₂ O	9,5	25,6	15,4	72,5	10,4
Сумма . .	97,3	161,9	97,6	686,0	93,1

Таблица 30

Химический состав (в %) слюды и продуктов их изменения в воде
(по Г. М. Гусеву и др., 1966)

Оксиды	Биогит		Флогопит		Мусковит	
	исходный	истертый	исходный	истертый	исходный	истертый
SiO ₂	36,54	34,82	38,56	24,82	45,40	40,42
TiO ₂	0,05	0,04	1,08	0,89	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	22,36	21,06	16,77	12,61	35,00	32,60
Fe ₂ O ₃	2,64	4,70	2,00	14,01	2,41	2,83
FeO	14,73	14,15	2,15	12,82	1,08	3,31
CaO	0,05	—	0,35	0,96	0,22	0,40
MgO	10,52	9,48	22,27	12,96	0,24	0,58
MnO	0,27	0,28	0,03	0,20	0,03	0,05
Na ₂ O	Следы	Следы	0,54	0,13	Следы	Следы
K ₂ O	9,15	8,07	9,18	3,98	9,70	8,73
H ₂ O ⁻	0,18	1,60	0,13	7,96	0,30	2,06
П. п. п.	2,72	6,08	4,85	8,82	5,90	8,72
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,02	0,10	0,05	0,05
Сумма	99,26	100,33	97,93	100,26	100,35	99,76

и другие минералы. Так, при соотношении полевого шпата и кальцита 1:1 в раствор переходит около 8% калия и 12% натрия. Опыт в данном случае протекал 90 минут, что соответствует около 10 км пути по расчетной длине. Авторы считают, что при истирании между кальцитом и щелочным полевым шпатом происходит химическое взаимодействие с образованием в растворе карбонатов щелочей.

Эксперименты по истиранию кварца в дистиллированной воде показали его стойкость против полевого шпата в 2,5 раза (Голосов и др., 1966).

Аналогичные эксперименты со слюдами выявили существенные физико-химические изменения (табл. 30), в результате которых слюды гидратируются, теряют калий, изменяют строение кристаллической решетки, а также замещают катионы из раствора. Наблюдались ионные замещения Al^{3+} на Fe^{3+} , Ca^{2+} на Mg^{2+} и на Fe^{2+} . По степени устойчивости при измельчении устанавливается ряд: мусковит — биотит — флогопит.

Для минералов тяжелой фракции предложено несколько вариантов сопротивляемости при переносе (табл. 31). Данные Ф. Фризе значительно отличаются от схемы А. А. Кухаренко. Последняя, вероятно, более близка к действительным отношениям между тяжелыми минералами при переносе. Обращает на себя внимание сходство рядов устойчивости минералов в продуктах выветривания и при переносе. Простые по строению кристаллической решетки минералы оказываются более устойчивыми как при химическом выветривании, так и при транспортировке. Схема Ф. Фризе менее достоверна. Это устанавливается при сопоставлении его данных с материалами распространения минералов в осадках. Оливин, например в схеме Ф. Фризе занимает положение, отвечающее его средней устойчивости при транспортировке, в то время как этот минерал практически в современных и ископаемых осадках не встречается. Монацит, отнесенный в этой схеме к минералам неустойчивым, достаточно широко распространен не только в континентальных, но и в морских отложениях.

В заключение остановимся на вопросе о влиянии климатических условий. Существуют представления об особом составе терригенного материала в зонах гумидного климата (Страхов, 1960). В литературе бытуют термины «гумидные песчаники» и др. Материалы по современному континентальному осадконакоплению, приведенные выше, не показывают существенных изменений обломочного материала в пределах крупных рек — Днепра, Волги, Миссисипи, пересекающих зоны как влажного, так и сухого климатов. Такие же примеры можно привести и для древних осадков. В этом отношении показательны неокомские (готеривбарремские) отложения Западно-Сибирской низменности. В области континентального осадконакопления здесь отчетливо выде-

Относительная устойчивость некоторых минералов тяжелых фракций при переносе

По Ф. Фризе (Pettijohn, 1957), с сокращениями	По А. А. Кухаренко (1961), с сокращениями	
	Минерал	Миграционная способность
Турмалин Ставролит Авгит Магнетит Гранат Ильменит Эпидот Оливин Апатит Дистен Андалузит Диопсид Монацит	Корунд Циркон Турмалин Рутил Лейкоксен Гематит Ильменит Хромшпинелиды	Высокая
	Андалузит Касситерит Дистен Монацит Анастаз Ставролит Альмандин Сфен Апатит Магнетит	Умеренная
	Эпидот Актинолит Диопсид Роговая обманка Гроссуляр-андрадит Гилерстен Авгит Оливин	Малая

ляются две зоны. На юге, до 60—62° с. ш., распространены песчано-алеврито-глинистые пестроцветные породы, севернее переходящие в сероцветные отложения. Изучение состава обломочных минералов свидетельствует о существовании в готерив-барремских отложениях двух терригенно-минералогических комплексов (рис. 6), граница между которыми прослеживается с севера на юг, т. е. не совпадает с климатической зональностью (Биккенина, 1967). Все это говорит о том, что состав обломочных минералов является функцией не климата зоны осадконакопления, а продуктом интенсивности изменения выветриванием материнского субстрата областей размыва, которая в свою очередь зависит от климата и морфотектоники. Климатический фактор, таким обра-

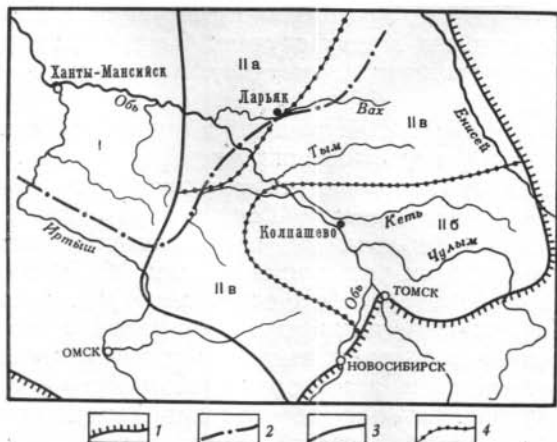


Рис. 6. Терригенно-минералогические провинции и подпровинции готерив-барремских отложений Среднего Приобья (по Ф. Т. Биккениной, 1967)

Провинции (цифры на карте): *I* — апатит-гранат-эпидот-циркон-ильменитовая; *II* — гранат-apatит-циркон-ильменит-эпидотовая. Подпровинции: *IIa* — сфен-apatит-циркон-эпидотовая; *IIб* — апатит-циркон-ильменит-эпидотовая; *IIв* — гранат-циркон-ильменит-эпидотовая. Границы: *a* — распространения готерив-барремских отложений; *б* — между зонами пестроцветных и сероцветных отложений; *в* — между терригенно-минералогическими провинциями; *г* — между терригенно-минералогическими подпровинциями

зом, в зоне седиментации влияет только на характер речной сети, ее масштабы, периодичность разливов, динамику водотоков и т. д.

Глинистые минералы являются существенными компонентами твердого стока рек. Их состав почти полностью контролируется составом выветрелого материала водораздельных пространств. Дж. Гриффин (Griffin, 1962), отмечает, что осадки р. Миссисипи обогащены монтмориллонитом, переотложенным из плейстоценовых лёссов, тогда как осадки р. Апшалачикола, размывающей продукты латеритного выветривания, содержат каолинит. Река Мобил, имеющая на водоразделах тот и другой материал, содержит в илистой фракции каолинит и монтмориллонит. В. Джонс и Р. Грим (Johns, Grim, 1958) установили во фракциях меньше 0,001 мм монтмориллонит из продуктов выветривания в бассейне р. Миссури и деградированную слюду в р. Огайо.

В осадках Днепра, Десны и Оки преобладает гидрослюда, которая сопровождается каолинитом и монтмориллонитом (Лазаренко, 1964), что легко объясняется господством гидрослюды среди ледниково-лессовых пород и продуктов выветривания. Каолинитом обычно обогащены аллювиальные кварцевые и олигомиктовые пески и песчаники кайнозойского, мезозойского и

более древнего возраста, развитые преимущественно на платформах. Области питания в этих случаях были сложены каолинизированными изверженными, метаморфическими и осадочными породами.

Глинистые минералы, изученные в тонких взвесах рек (Амударья, Сырдарья), пересекающих пустынные и полупустынные районы, отличаются преобладанием гидрослюд, слабо деградированной и богатой щелочами (Ратеев, 1964). Однако такой характер изменения гидрослюд определяется главным образом тем, что верховья этих рек и практически все их притоки получают питание за счет размыва слабо выветрелых пород горных районов. Поступление глинистых минералов с водоразделов в среднем и нижнем течении этих рек должно играть меньшую роль, так как притоки здесь практически отсутствуют. В этих условиях дополнительными источниками глинистого материала остаются только боковой размыв самих рек и временные водотоки.

В озерных водоемах состав глинистых минералов почти полностью определяется минеральным составом взвесей речного стока. Особенно наглядно это видно в оз. Байкал, где М. А. Ратеев (1964) выделяет несколько зон: 1) деградированной гидрослюд, заимствованной из различных горизонтов почв таежной зоны; 2) деградированной гидрослюд с монтмориллоном в устье р. Селенги (своеобразное выветривание на пологих склонах или дренируемых низинных участках долины); 3) каолинизированных гидрослюд за счет размыва третичных пород. Состав глинистых минералов озерных водоемов засушливых зон также полностью определяется составом тонких взвесей впадающих в эти озера рек (Сапожников, 1951; Ратеев, 1964, и др.).

Дифференциация глинистых частиц наблюдается уже в пределах речной сети и аллювиальной равнины. А. А. Лазаренко (1964) указывает на обогащение пойменных осадков монтмориллоном, а русловых — каолинитом. Еще более ярко разделенные минералов проявляется в ископаемых осадках — продуктах перетолжения глубоко выветрелых пород. Например, в верхнемеловых и палеогеновых аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях Западной Сибири каолинит преобладает среди русловых и пойменных осадков в зоне, прилегающей к областям питания. В 100—200 км от этих районов каолинит концентрируется в песчаных осадках русловых фаций, а пойменно-озерные глины сложены гидрослюдой с примесью каолинита. Иное распределение глинистых минералов описывает М. А. Ратеев (1964) в бобриковском горизонте Русской платформы. Правда, в этом горизонте, в отличие от мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности, преобладают углистые глины, а песчано-алевролитовые породы встречаются в прослоях. М. А. Ратеев не рассматривает возможностей изменения глинистого вещества в условиях под-

болотного выветривания в глинах, а, возможно, этот процесс привел к обогащению пород каолинитом. Не менее важно проанализировать вероятность эпигенетической (катагенетической) перекристаллизации каолинита в гидрослюдистый минерал в более пористых, песчано-алевритовых породах.

Глинистые минералы могут испытывать изменения при переносе в континентальных условиях. Наиболее подробно этот процесс прослежен в каолините из отложений гумидной зоны (Казанский, Соколова, 1961). На серии подобранных образцов, определяющих дальность континентального переноса частичек каолинита в десятки и сотни километров, было показано, что совершенство кристаллической решетки минерала прямо пропорционально расстояниям его транспортировки. Начальные стадии изменения начинаются с нарушения упорядоченности в наложенных слоях. Прежде всего исчезают рефлексы типа (*hkl*), а наиболее устойчивы рефлексы типа (*00 l*). Подобные изменения описаны в Трошковском месторождении, о чем упоминалось выше.

Гидрослюда в коре выветривания теряет катионы и переходит в деградированную разновидность. Степень дегидратации определяется интенсивностью выветривания. В условиях расчлененного рельефа этот процесс будет минимальным. Однако материал, сносимый с участков пологих водосборов, изменен более интенсивно (табл. 32). При продолжительном переносе под

Таблица 32

Содержание щелочей (в %) во фракциях меньше 0,001 мм речных осадков и взвесей, обогащенных гидрослюдой

Окислы	По М. А. Ратееву, 1964 (из взвесей)			По А. А. Лазаренко, 1964 (из осадков)		
	р. Чорока у г. Батуми	р. Риони у г. Цхаква	р. Кубань у г. Краснодар	р. Днепр у с. Днепро- ровско- Каменки (среднее по 8 образцам)	р. Десна у г. Черни- гова (среднее по 17 образ- цам)	р. Ока у г. Спасска- Рязанского (среднее по 11 образцам)
K ₂ O	2,86	2,49	3,29	1,56	1,28	1,86
Na ₂ O	0,98	1,03	0,42	0,29	0,30	0,26

влиянием растворенных в речной воде неорганических и органических соединений возможен дальнейший процесс изменения гидрослюды. Это подтверждается экспериментальными исследованиями со слюдами, приведенными выше.

Формирование терригенных комплексов в зоне морской седиментации происходит под прямым влиянием характера выветривания на континенте. Попытка выяснения связей минерального

состава с климатом суши на примере современных обстановок была сделана А. П. Лисициным (1966а). Отчетливо устанавливается увеличение содержания устойчивых минералов в участках морских бассейнов, питающихся за счет перебива продуктов выветривания тропической и умеренной влажных зон. В современных морских водоемах платформ и геосинклиналей зоны осадков, состав которых отражает петрографию водоразделов, занимают прибрежную, мелководную, часть бассейнов и языками заходят в сторону открытого моря (Алексина, 1962; Савельева, 1964; Лисицин, 1966а, и др).

В центральных частях морских и океанических водоемов происходит перемешивание, усреднение минерального состава (Петелин, 1957). Этот процесс обусловлен перемещением обломочного материала, разделением минералов по размерам, удельному весу, истиранием отдельных минералов и, вероятно, их химическим изменением.

Перемещение вещества происходит как вдоль берега, так и от берега в сторону открытого моря. Как показывают многочисленные исследования современных осадков в прибрежной части морского бассейна наиболее отчетлива дифференциация обломочно-

Таблица 33

**Устойчивость некоторых минералов при переносе
в морской среде**
(устойчивость растет снизу вверх)

По В. А. Гроссгейму (1957)	По Н. П. Колпикову (1959)	По Н. Н. Лавиной (1959)
Дистен Силлиманит и ставролит Эпидот	Кварц Роговая обманка Андезин Пироксены	Циркон Гранат Кварц Рудные Эпидот Амфиболы Слюды Полевые шпаты Пироксены Хлоритоиды

го материала по размерам частиц и удельному весу. На пляжах под влиянием волнений обособляются прослои естественного шлиха, которые обогащены минералами с повышенным удельным весом. Поведение отдельных минералов зависит от морфологии морского побережья. В пределах небольших участков наиболее благоприятными для накопления прослоев естественных шлихов считаются оконечности кос и участки размыва в прикорневой части кос (Аксенов и др., 1965).

Перемещение осадков вдоль побережья приводит в обстановке волнений и дрейфовых течений к истиранию некоторых минералов. Здесь уместно напомнить материалы Дж. Мартенса (Батурин, 1947), который на примере побережья Флориды показал, что при переносе сокращается количество роговой обманки, эпидота и соответственно растет содержание устойчивых минералов — турмалина, рутила и циркона. В табл. 33 приведены результаты оценки устойчивости некоторых минералов при переносе в морской среде, по существу близкие между собой и дополняющие друг друга.

Разнос обломочного материала в направлении, перпендикулярном к берегу, приводит к дифференциации минералов песчано-алевритовой и глинистой фракций. В современных осадках этот процесс приводит к обогащению более удаленных от береговой линии зон кварцем, сфеном, турмалином, цирконом и рутилом (Аксенов и др., 1965). Проследить аналогичное распределение в ископаемых осадках труднее, так как состав материала в различных точках может осложниться за счет привноса с континента различных ассоциаций разными речными системами. Вероятно, благоприятным объектом для такого рода выводов будет участок древнего морского побережья в районе крупной речной дельты. На рис. 7 показано поведение обломочных минералов мелкопесчано-алевритовой фракции для турон-сенонских отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. Распределение обломочных минералов на фациальном профиле свидетельствует о сокращении содержания тяжелых минералов в глубь морского бассейна и повышении роли в тяжелых фракциях минералов, имеющих более мелкие размеры, но большой удельный вес (циркон, рутил и др.). Другими словами, в этом направлении растет относительное количество наиболее устойчивых к выветриванию и переносу минералов.

Глинистые минералы в морском бассейне распределяются по законам механической дифференциации. Каолинит в морских осадках встречается вместе с гидрослюдой, хлоритами и монтмориллонитом и часто имеет несовершенную кристаллическую

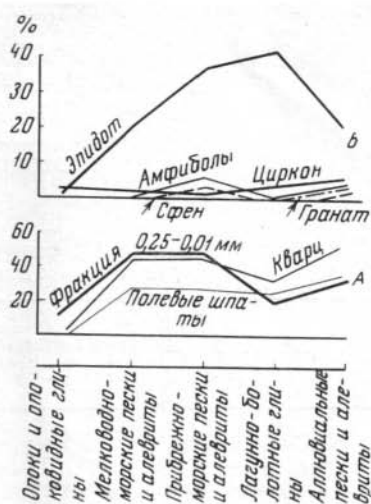


Рис. 7. Схема распространения обломочных минералов в различных петрографо-фациальных типах турон-нижнесенонских отложений Среднего Приобья

А — минералы легкой фракции;
Б — минералы тяжелой фракции

структуру. Как в современных, так и в древних осадках основная масса каолинита приурочена к прибрежным зонам. Это находит объяснение в более крупных размерах частиц каолинита по сравнению с другими глинистыми минералами (Ратеев, 1964), а также в способности минералов каолиновой группы образовывать агрегаты из нескольких зерен (Allen, Johns, 1960).

Таблица 34

Химический состав (в %) фракций менее 0,001 мм гидрослюдистых глин верхнемеловых отложений Среднего Приобья

Компоненты	Глина сымской свиты (р. Кеть)	Глина ганькинской свиты (Бакcharский район)	Глина славгородской свиты (Бакcharский район)
SiO ₂	49,92	46,62	42,68
TiO ₂	1,19	0,69	0,64
Al ₂ O ₃	23,61	22,07	21,21
Fe ₂ O ₃	6,81	7,45	9,15
FeO	0,90	0,96	4,52
CaO	1,30	1,27	0,91
MgO	0,72	2,11	2,28
MnO	0,02	0,03	0,03
K ₂ O	0,83	2,34	1,95
Na ₂ O	0,20	1,47	0,99
П. п. п.	10,86	11,53	12,26
H ₂ O ⁻	3,14	3,25	3,24
С у м м а	99,50	99,79	99,86
Состав глинистых минералов	Гидрослюда	Гидрослюда с примесью монтмориллонита	Гидрослюда
Фашия	Аллювиальная	Прибрежно-морская	Морская

Примечание. Анализы из сымской и ганькинской свит выполнены в химической лаборатории Томской экспедиции НТГУ, анализ из славгородской свиты — в геохимической лаборатории СНИИГГиМС.

Случай распределения каолинита в обстановке абразии берега, сложенного каолинизированными эффузивами, описали С. В. Левченко и Е. Т. Бобров (1963). Девонские карбонатные породы Минусинской котловины с базальным конгломератом в основании залегают на каолинизированных эффузивах. Большое количество каолинита присутствует в цементе конгломератов

и песчаников. В нижних горизонтах известняков каолинит слагает глинистые прослойки и мелкие гальки выветрелых эффузивов. Выше по разрезу этот минерал присутствует только в виде редких включений.

Гидрослюда в аллювии и континентальных осадках представлена деградированной разностью, бедной калием. Попадая в морскую среду, она обогащается щелочами (табл. 34). Рост количества калия при обработке морской водой гидрослюды установлен также экспериментальным путем (Whiterouse, McCarter, 1958), однако небольшой процент такого увеличения можно, вероятно, объяснить тем, что исходный материал (иллит) был выбран с высоким содержанием щелочей.

О поведении монтмориллонита в морской воде можно судить также по экспериментам У. Уайтхауза и Р. Мак-Картера. Тонкие фракции глин монтмориллонитового состава Вайоминга через несколько десятков месяцев под влиянием искусственной морской воды преобразовались в гидрослуду и хлорит, причем при взмучивании суспензий увеличивалось содержание гидрослюды и сокращалось количество хлорита. Авторы отмечают, что органическое вещество мешает преобразованию монтмориллонита. Это обстоятельство, как считает М. А. Ратеев, препятствует изменению монтмориллонита при осаждении и диагенезе. Такой вывод как будто подтверждается экспериментами, а также находками органо-минеральных соединений с монтмориллонитом в современных осадках (Ратеев, 1964).

ПОВЕДЕНИЕ КОЛЛОИДАЛЬНОГО И РАСТВОРЕННОГО МАТЕРИАЛА В ЗОНЕ СЕДИМЕНТАЦИИ

Среди продуктов, выносимых из кор выветривания в форме коллоидов и растворов, в осадочных толщах заметные скопления образуют кремнезем, глинозем и железо.

Кремнезем в современных речных водах содержится в небольших количествах — менее $35 \cdot 10^{-4} \%$. Только в отдельных реках тропической зоны, промывающих продукты выветривания, содержание кремнезема повышается до $38-56 \cdot 10^{-4} \%$ (Келлер, 1963). Большая часть кремнезема в речной воде находится в состоянии истинного раствора. В озерах содержание SiO_2 также низкое. Правда, в оз. Йеллоустон оно достигает $35,51 \cdot 10^{-4} \%$.

Осаждение этого компонента происходит в озерах органическим путем. Остатки диатомовых водорослей, составляющие основной материал, распространены во многих озерных водоемах, но скопления диатомовых илов расположены в областях развития ледниковых отложений, где воды поверхностного стока несут много растворенного кремнезема (Жузе, 1966). Неоген-олигоценные органические кремнистые породы распространены в областях кайнозойской вулканической деятельности, однако

известны скопления диатомитов, кремнезем для которых был заимствован из выветрелых магматических пород (Вако, 1964).

В современных аллювиальных осадках крупные скопления кремнезема неизвестны. П. К. Теобалд и др. (1964) отмечают незначительную сорбцию кремнезема при слиянии рч. Спейк и руч. Дир-Крик. В древних (палеогеновых и мезозойских) отложениях встречаются два типа кремнистых осадков — опоковидные глинистые породы и песчаники с кремнистым цементом. Оба типа распространены в платформенных толщах, являющихся продуктами переотложения выветрелых пород. Опоковидные породы представляют собой опало-глинистый агрегат, в котором кремнистое вещество является вторичным образованием, замещающим остатки корней, веток и т. д. Окремнение в данном случае следует, вероятно, связать с почвенным процессом.

Песчаники с опаловым и опало-халцедоновым цементом приурочены к аллювиально-озерным толщам мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и Казахстана (Лавров, 1957 и др.), сложенными продуктами размыва каолинового элювия. Песчаники, имеющие кварцевый состав, залегают линзами. Цемент в них следует считать седиментационным образованием. В разрезе мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности установлено, что толщи, содержащие линзы песчаников с кремнистым цементом, синхронны по времени формированию кор выветривания. Очевидно, опаловое вещество песчаников поступало в виде раствора из кор выветривания и осаждалось на отдельных участках долин рек под влиянием таких компонентов, как соединения алюминия и др.

Осаждение кремнезема алюминием изучалось японскими геохимиками (Окомото и др., 1963). Их эксперименты доказали, что невысокие содержания алюминия (0,5—2 мг/л) способны осадить коллоидальный кремнезем в кислых средах (рН=3—6). Молекулярно диспергированная кремнекислота требует для осаждения более высокие концентрации алюминия (20 мг/л и больше) и более щелочные условия (рН=5—8).

Достигая морского бассейна, соединения кремнезема могут выпадать в осадок, поглощаться организмами или оставаться в растворе. В современных морях и океанах, где кремнезем находится в состоянии резкого недосыщения, накапливаются только органогенные кремнистые илы. Их образование возможно только в тех глубоководных участках мирового океана, где остатки кремнистых организмов не разубоживаются иным (терригенным, карбонатным и др.) материалом (Лисици, 1966б). Это обстоятельство послужило основанием для утверждения о невозможности в послерифейское время хемогенного накопления кремнезема вне вулканических очагов (Страхов, 1966). Однако такое категорическое отрицание, основанное на материалах современного осадконакопления и сравнительно немногочисленных

и полностью не охватывающих проблему физико-химических экспериментах, следует признать преждевременным.

В последнее время в литературе появились сведения, расширяющие наши представления о неорганической садке кремнезема в морской воде. При смешивании морской воды и раствора кремнезема выпадение аморфного кремнистого осадка происходит при содержании в растворе 92—94 мг/л Na_2SiO_4 , причем в осадок переходит около 40—45% растворенного вещества. Оказалось, что в этом случае на осаждение кремнезема оказывают влияние две соли, присутствующие в морской воде — MgCl_2 и CaCl_2 . Хлорид магния является основным компонентом, осаждающим кремнезем. Он обуславливает выпадение до 35% SiO_2 . Кальциевая соль высаживает примерно в два раза меньше кремнезема. При обработке речной воды искусственной морской водой наблюдается суммарный эффект воздействия солей магния и кальция. Увеличение концентраций в морской воде этих солей существенного влияния на количество осаждаемого кремнезема не оказывало (Казанский и др., 1965).

Таблица 35

Адсорбция растворенного кремнезема гиббситом
и глинистыми минералами
(при 22° С и рН = 7)

Твердые компоненты	Содержание, мг/л		
	твердых частиц	кремнезема в растворе	кремнезема в растворе после обработки
Боксит	30	28	26,9
Гиббсит	30	28	26,9
Монтмориллонит . .	30	28	27,8
Каолинит	30	28	25,5

Не менее важно выяснение влияния на осаждение кремнезема примесей как твердых частиц, так и растворов. Г. Бин и др. (Bien a. o. 1958) указали на возможность участия в осадке кремнезема твердых частиц речного стока. Повторение этих экспериментов с насыщенными растворами SiO_2 показали, что малые количества глинистых частиц (каолинита, гидрослюды и их смеси) не оказывают заметного влияния на этот процесс. Х. Хардер (Harder, 1965) проделал подобные эксперименты с растворами, содержащими более низкие количества кремнезема и более разнообразные по составу твердые частицы (табл. 35).

Результаты экспериментов Х. Хардера, таким образом, подтвердили данные Г. Бина и других исследователей о незначи-

тельной роли глинистых частиц в процессе химического осаждения кремнезема.

Более существенное влияние на этот процесс оказывают окислы алюминия, железа, магния и марганца. Эти эксперименты также были выполнены Х. Хардером (Harder, 1965). Особенно подробно было изучено влияние окиси алюминия. Его опыты показали, что при $\text{pH} = 6-8$ и температуре 22°C из морской воды при добавке раствора глинозема кремнезема садится более 30%. Выпадение в осадок кремнезема наблюдалось при концентрации его в растворах в интервале от 3,1 до 30,5 мг/л. В ходе экспериментов было выяснено одно очень важное обстоятельство: при смешивании раствора кремнезема с раствором, в котором глинозема в 5—10 раз меньше, чем кремнезема, образовались осадки, содержащие до 80% SiO_2 .

Кроме соединений алюминия, садка кремнезема может происходить под влиянием окислов железа, марганца и магния (табл. 36).

Таблица 36

Осаждение кремнезема с различными окислами металлов при 22°C
(По Н. Harder, 1965)

Окислы	рН (благодаря добавке HCl или NH_4OH)	Концентрация перед осаждением в растворе		Содержание кремнезема после осаждения окислом	
		окись металла, мг/л	кремнезем, мг/л	в растворе, мг/л	в осадке, %
Al_2O_3	7	32	30,5	4,9	43
Fe_2O_3	7	30,6	30,5	13	37
MnO_2	8	30,6	30,5	14	37
MgO	10	30,6	30,5	6	46

Хотя экспериментальные исследования далеко не полностью характеризуют геохимическую обстановку неорганической садки кремнезема, можно считать, что извлечение кремнезема из раствора неорганическим путем возможно. Совместное осаждение глинозема, кремнезема, окислов железа и магния в зависимости от пропорций отдельных компонентов может приводить к различным результатам. Садка кремнезема в присутствии малых количеств глинозема создает скопления кремнистых пород (опок и др.), в которых часть глинистых минералов может также иметь аутигенное происхождение. Одновременное накопление окислов кремния, алюминия и железа приводит к формированию железистых хлоритов, столь широко распространенных среди осадочных железных руд. Такое осаждение должно происходить при повышенных количествах соединений железа, которые в даль-

нейшем фиксируются в виде самостоятельных выделений в оолитах, цементе и в форме мелких стяжений в зернах аутигенного хлорита.

Переход соединений железа и алюминия в осадок в континентальных обстановках связан с неорганическими процессами. П. К. Теобалд и др. (1964) рассмотрели условия накопления железистых и глиноземистых осадков в одной из рек района Колорадо. Воды рч. Спейк (рН = 4,2) и ее притока — руч. Дир-Крик (рН = 7,4) содержат заметные количества железа (табл. 37).

Таблица 37

Содержание некоторых элементов в водах руч. Дир-Крик и рч. Спейк
(по П. К. Теобалду и др., 1964)

Места отбора образцов	рН		Частей на миллион						
	Полевое определение	Лабораторное определение	Сульфат	Кальций	Кремнезем	Магний	Алюминий	Марганец	Железо
Дир-Крик	8,0	7,4	25	11	6,1	2,5	0,06	0,02	0,02
Спейк	4,2	4,2	80	8,4	13	5,1	2,7	0,6	0,22
Спейк в месте слияния	6,8	6,5	25	10	8,8	3,1	0,6	0,2	0,15
Спейк ниже места слияния	5,9	5,7	25	9,3	8,8	3,4	0,2	0,3	0,02

В месте слияния Дир-Крика и Спейка, а также ниже по рч. Спейк накапливаются коричневые осадки, которые обволакивают гальки и образуют пласт мощностью до 4 м. Осадки состоят из аморфной гидроокиси железа. Часть окислов железа концентрируется вместе с соединениями глинозема (табл. 38).

Крупные скопления аллювиальных, озерных и дельтовых железных руд известны в третичных и мезозойских отложениях (Формозова, 1959; Яницкий, 1960, и др.). Их образование связывается с выносом железа из кор выветривания. Наиболее вероятной формой переноса являются, очевидно, железо-органические соединения или гели трехвалентного железа под защитой органических коллоидов. Роль органического вещества видна из материалов, приводимых Н. М. Страховым (1960) для современных речных бассейнов Европейской части СССР. Для более древних железорудных скоплений следует допустить также перенос железа в виде бикарбоната.

Выпадение железа в бассейнах седиментации подробно рассмотрено Л. Н. Формозовой, которая указала, что «...как золи

Результаты неполного химического анализа высушенного белого осадка со дна рч. Спейк
(по П. К. Теобальду и др., 1964)

Место отбора	Содержание окислов, %			
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	SO ₃
Рч. Спейк, в месте слияния с рч. Дир-Крик.	64	7,2	0,04	7,5
Рч. Спейк, ниже слияния	56	3,9	0,09	8,3

окиси железа, защищенные гумусовыми веществами, так и различные железоорганические соединения устойчивы в растворах только при сравнительно низких рН, т. е. в среде хотя бы слабо-кислой. В среде нейтральной и тем более в слабощелочной они существовать не могут и отдают свое железо в осадок, какими бы причинами это увеличение щелочности не вызывалось» (Формозова, 1959, стр. 405).

Условия образования комплексных соединений железа с органическими кислотами изучала Е. А. Соколова (1966). Она установила, что комплексные соединения возникают под действием лимонной, винной, аспарагиновой и янтарной кислот. Полученные вещества устойчивы и хорошо подвижны в интервале рН = 1—7 и в щелочной среде переходят в неподвижные комплексы. Однако Е. А. Соколова не наблюдала садки железа в окиси. Возможно, для перехода железа в гидроокись необходимо продолжительное время.

В областях вулканической деятельности интенсивный вынос железа, кремнезема и алюминия осуществляется речками, питающимися кислыми водами, которые просачиваются через толщи осветленных, выветрелых пород. Примером может служить рч. Юрьева, стекающая со склонов вулкана Эбеко, состав вод которой приведен в табл. 39. Поступающие в зону седиментации железо и алюминий частично осаждаются в виде свободных гидроокислов, частично дают глинистые минералы. К. К. Зеленев (1960) описал скопления лимонита мощностью 10—12 м в оз. Тихом (о. Итуруп), образовавшиеся за счет привноса железа водами рч. Северный Чирип, стекающей со склонов, сложенных каолинизированными и опализированными породами. И. А. Калугин (1967) приводит сводку по распространению соединений железа в континентальных условиях в зоне вулканов Курильских островов. Аналогичные скопления железа известны в Японии и Индонезии (Митсухи, 1955; Беммелен, 1957; Зеленев, 1960).

Состав вод рч. Юрьева, вулкан Эбеко
(по К. К. Зеленову, 1960)

Компоненты	Источник Верхнеюрьевский		Устье рч. Юрьева	
	мг/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв %
H ⁺	141,37	38,50	28,96	25,54
Al ³⁺	1200,42	36,33	435,36	42,67
Fe ³⁺	13,60	0,20	205,56	9,71
FeOH ²⁺	—	—	9,49	0,24
Fe ²⁺	660,02	6,42	Нет	—
Ca ²⁺	543,00	7,39	117,5	7,76
Mg ²⁺	241,3	5,41	86,0	6,23
K ⁺	220,0	1,54	77,5	1,75
Na ⁺	328,0	3,88	151,25	5,79
Li ⁺	8,50	0,33	2,50	0,31
Сумма		100,0		100,0
Cl ⁻	4673,88	35,85	1431,95	35,59
HSO ₄ ⁻	6943,26	19,50	1382,25	12,57
SO ₄ ⁻	6549,12	37,16	2937,60	53,99
Сумма		92,51		102,15
Сухой остаток	20784,00		7052,00	
SiO ₂	274,0		144,00	
pH	1,12		1,72	
Кислотность	141,37		28,96	

В современной морской воде железо может присутствовать в различных вариантах: 1) в ионной форме (катионы Fe²⁺, Fe³⁺, FeOH²⁺); 2) растворенных комплексных соединениях FeF₃; 3) растворенных кристаллических или коллоидальных органических соединениях типа цитратов, продуктов разложения гемоглобина и др.; 4) коллоидальных неорганических соединениях типа гидроокислов железа и фосфатов (Скорег, 1948). Максимальные

содержания соединений железа известны близ устьев рек, к краю шельфа содержание уменьшается (Lewis, Goldberg, 1954).

Иное распределение железа наблюдается в осадках. Обогащение пелитовых осадков железом объясняется особенностями осаждения его из морской воды. Из составленной Н. М. Страховым (1960) схемы осаждения железа в морской среде видно, что растворы в этих условиях образуют коллоидальные суспензии, мицеллы которых при столкновении укрупняются и осаждаются на дно водоема. Железоорганические соединения подвергаются гидролизу с образованием гидроокиси железа, которая также осаждается. В этих условиях возникает тонкодисперсный материал, соосаждающийся с глинистыми частицами.

Однако крупные скопления железа почти всегда тяготеют к прибрежным участкам моря. Давно выяснено, что это связано с выносом огромных масс железа с континента, из областей интенсивного химического выветривания. Формирование же отдельных рудных пластов или их групп определяется морфологией морского дна и характером поступления рудного и нерудного материала. Например, в верхнемеловых отложениях Западно-Сибирской низменности более богатые морские железные руды тяготеют к прибрежным зонам, располагающимся в стороне от устьев крупных рек, и приурочены к депрессиям морского дна. Последнее обстоятельство известно и для других скоплений морских руд (Страхов, 1960).

Глинозем содержится в водах современных рек в незначительных количествах (см. табл. 37). В водах, промывающих выветрелые породы вулканических областей, содержание алюминия значительно выше. Освобождающийся при выветривании глинозем частично реагирует с другими компонентами, образуя глинистые минералы. В корах выветривания известны гнезда и жилки, выполненные хорошо окристаллизованными каолинитом и монтмориллонитом. Другая часть глинозема в виде коллоидов, растворов и суспензий поступает в зону седиментации. Соединения алюминия, представляющие собой сульфаты (Фридланд, 1963) или комплексные коллоиды с органическими кислотами (Соколов, 1966), в континентальных условиях переносятся на небольшие расстояния, обычно несколько километров (Бушинский, 1966). При определенной геохимической обстановке его осаждение возможно уже в речных условиях. При слиянии рч. Спейк и руч. Дир-Крик на дне образуются аморфный белый осадок, состоящий на 50% и более из глинозема (см. табл. 39).

В водах современных морей и океанов глинозем присутствует в незначительном количестве (Sackett, Arrhenius, 1962). Его соединения, дающие концентрации в 1—7 мг/л, могут попадать в осадок только в результате реакции с другими компонентами, например с кремнеземом. Однако в илах современного Мирового океана такие скопления пока неизвестны. Садка алюминия отме-

чается только в местах смешения богатых глиноземом кислых вод, стекающих со склонов вулканов, и морской воды (Курильские острова, Индонезия и др.). К. К. Зеленов описывает зону смешения в устье рч. Юрьева следующим образом: «...в море образуется отчетливый шлейф желтой мути с каймой голубовато-зеленого цвета, в строении которого четко различаются три зоны. Первая, распространяющаяся в радиусе 50—70 м от устья, представлена прозрачной водой густого зеленого цвета и является областью самого начала смешения. В следующей, более обширной зоне (до 1,5 км) наблюдается интенсивное выпадение желтых хлопьев гидратов окиси. Взвешенные в верхнем слое воды частицы образуют густые «клубы» и «облака» мути с очень четкой внешней границей по краю зоны. Далее следует большая (в несколько километров) зона полупрозрачной голубовато-зеленой воды без хлопьев желтой взвеси» (Зеленов, 1960, стр. 67). Химический анализ взвеси и ила показан в табл. 40.

Таблица 40

**Состав взвеси и ила в литоральной части Охотского моря
близ устья рч. Юрьева
(по К. К. Зеленову, 1960)**

Окислы	Содержание, %	
	во взвеси	в иле
SiO ₂	До 2,01	13—22—17,24
Al ₂ O ₃	18,9—36,18	10,95—20,71
Fe ₂ O ₃	1,15—4,98	1,54—12,07
FeO	1,83—2,87	2,72—3,80

Примечание. Содержание кремнезема и глинозема для ила показано в вытяжке 10%-ной NaOH.

Характерно, что при смешении кислых континентальных и щелочных морских вод первым осаждается кремнезем, затем следуют гидроокислы железа. Максимальная садка глинозема происходит в наиболее удаленных от берега частях Охотского моря. Соотношения между окислами кремния, железа и алюминия иные в илах, где возрастает роль SiO₂ за счет сокращения количества глинозема. Возможность выпадения Al₂O₃ из раствора алюминиевых квасцов при смешении с морской водой показана экспериментами В. М. Фридланда (1963). При смешении этих компонентов в осадок переходят алюминий и кремнезем, причем отношения между ними таковы, что заметная часть Al₂O₃ будет находиться в виде свободного окисла. Эксперименты с органическими кислотами доказывают устойчивость алюминиевого комплекса (даже при pH = 8—9).

Глава IV

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Продукты выветривания, попадая в осадки, проходят обычные этапы преобразования: диагенез, эпигенез (катагенез), метаморфизм. Характер их изменений зависит от исходного вещества, размеров частиц и степени преобразования. Ниже приводятся сведения о поведении реликтовых (обломочных), глинистых и аутигенных минералов (преимущественно гидроокислов железа, алюминия и кремния) в различные стадии преобразования осадка и осадочной породы.

РЕЛИКТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ

Из реликтовых минералов рассмотрим поведение наиболее стойких соединений, характеризующих верхнюю половину элювиального чехла: рутила, циркона, турмалина, кварца, гранатов, калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, мусковита и выветрелых обломков пород.

При диагенезе происходит уплотнение осадка, дегидратация и конкрециеобразование. В конкрециях карбонатного, фосфатного, бурожелезнякового и гидраргиллитового состава обломочный материал подвергается разъеданию.

Значительно более существенные изменения претерпевают реликтовые минералы и агрегаты в стадию эпигенеза (катагенеза). Их преобразование происходит двумя путями: 1) растворение и замещение другими минералами в породе; 2) регенерация и перекристаллизация. Еще Ф. Петтиджон (Pettijohn, 1941) и Ф. Смитсон (Smithson, 1941) обратили внимание на неодинаковую сопротивляемость разрушению минералов в слое осадочных пород.

Последние представления о внутрислойном растворении сформулировала А. Г. Коссовская (1962), данные которой приведены в табл. 41.

Рутил, циркон и турмалин, как наиболее устойчивые минералы, сохраняются в зоне эпигенетических преобразований почти без изменений. Наблюдения над зернами этих минералов в породах с железистым и карбонатным цементом показывают, что они

Таблица 41

**Устойчивость обломочных минералов при процессах
внутрислойного растворения**
(по А. Г. Коссовской, 1962)

Начальный эпигенез	Глубинный эпигенез	Степень устойчивости
Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Очень устойчивые
Кварц Кислые полевые шпаты Альбит Альбит-олигоклаз Апатит Гранат Дистен Ставролит Силлиманит	Кварц Натриевые плагиоклазы Эцидог Гранат	Устойчивые
Плагиоклазы выше № 20 Эпидот Биотит	Плагиоклазы выше № 20 Калиевые полевые шпаты Биотит	Неустойчивые
Роговая обманка Пироксены Оливин		Очень неустойчивые

слабо подвержены растворению. А. В. Копелиович (1958) описывает случаи замещения турмалина кварцем в песчаниках могилевской свиты на юго-западе Русской платформы. Значительная стойкость характеризует эти минералы и в стадию начального метаморфизма. Е. А. Кулиш (1964) отмечает окатанные зерна рутила и турмалина в различных кварцитах архея южной части Алданского щита. У В. М. Чайки (1962) приведена литература, в которой характеризуется хорошая сохранность циркона даже в глубоко метаморфизованных породах.

В то же время известны случаи нарастания на обломочных ядрах каемок и иголок турмалина и циркона. Несомненно аутигенный буро-зеленый турмалин отмечен в Нарымском районе (Западно-Сибирская низменность) в основании юрских отложений, перекрывающих здесь выветрелые изверженные породы (гранодиориты и монзониты). Щеточки, отдельные иголки аутигенного турмалина покрывают поверхность обломков того же минерала. Характерно, что в изверженных породах, откуда заимствовались обломочный турмалин, такие формы нарастания неизвестны. А. В. Копелиович (1958) считал, что новообразования турмалина обычны в непосредственной близости с участками его растворения.

В литературе имеются многочисленные замечания о регенерации обломочных зерен циркона (Пустовалов, 1956; Коссовская, 1962, и др.). Обычно приводятся примеры наростов на гранях призм обломков с несколько более низкими показателями преломления и силы двойного лучепреломления.

Мусковит является в зоне эпигенеза устойчивым минералом. Известны случаи замещения мусковита новообразованным кварцем и карбонатами. При метаморфизме мусковит изменяется: обычно совершенствуется его кристаллическое строение, исчезают следы расщепления зерен и возрастает количество окиси калия.

Кварц — наиболее распространенный обломочный минерал, может претерпевать различные изменения. При эпигенезе возможны случаи коррозии минерала, причем чаще всего она наблюдается на границах зерен кварца с железистым, глиноземистым, карбонатным, кремнистым и глинистым цементами. Пожалуй, наиболее энергично воздействуют на кварц окислы и гидроокислы железа и алюминия. В бурых железных рудах Западно-Сибирского железорудного бассейна наблюдались мелкие кварцевые и кварцитовые гальки, которые полностью замещаются гётит-гидрогётитовым агрегатом. Многочисленные случаи полного или частичного замещения кварца гидроокислами алюминия и железа известны в бокситах.

Интенсивность разъедания кварца карбонатными минералами различна. А. Г. Коссовская (1962) отмечает, что анкерит более агрессивен, чем кальцит. К этому следует добавить, что к числу «агрессивных» карбонатов относятся сидерит и родохрозит. В меньшей степени корродирует зерна кварца доломит. Наблюдения на границах кварцевых зерен и кремнистых, а также глинистых цементов показывают, что эти вещества способны замещать кварц, но, как правило, масштабы этого процесса значительно меньше, чем в предыдущих случаях. Насыщение грунтовых вод кремниевой кислотой приводит к образованию регенерационных каемок на кварце. Их образование достаточно подробно описано рядом исследователей (Копелиович, 1958; Коссовская, 1962, и др.). Обычно оно идет одновременно с растворением.

По мере возрастания давления и температуры происходит перекристаллизация кварцевых зерен и каемок регенерации, появляются мозаичные и стилолитовые структуры. В метаморфических кварцитах, где наблюдаются гранобластовые, лепидобластовые и гетеробластовые структуры (Кулиш, 1964), признаки осадочного происхождения зерен полностью могут уничтожиться.

Изменения калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов в стадию эпигенеза изучались А. Г. Коссовской (1962), А. В. Копелиовичем (1965) и др. Зерна полевых шпатов подвергаются растворению карбонатным, цеолитовым и глинистым цементами. Не менее энергично полевые шпаты замещаются железистым и гидроаргиллитовым цементами. А. В. Копелиович (1958) и И. М. Симанович (1964) отметили развитие чешуек мусковита или серицита по полевым шпатам. Слюдистый минерал образует крупные чешуйки по каолинизированным полевым шпатам.

Регенерация развивается как вокруг зерен плагиоклазов, так и вокруг обломков микроклинов. Калиевый полевой шпат в кайме обрастания в этом случае представлен нерешетчатой разновидностью (Копелиович, 1958). В ходе начального метаморфического изменения обломки плагиоклазов преобразуются в изометричные, округлые или вытянутые, обычно несдвойникованные, часто деформированные зерна. Калиевые полевые шпаты изометричного, округлого или таблитчатого габитуса могут содержать пертитовые вставки (Кулиш, 1964).

Реже встречающиеся гранаты, эпидот, метаморфические минералы, сфен и другие могут существенно изменяться в стадию эпигенеза. А. Г. Коссовская (1962) экспериментально доказала, что ступенчатые формы гранатов являются результатом растворения, а не регенерации, хотя возможность регенерации не исключается. Гранаты могут замещаться карбонатами и кварцем. Случаи замещения цементом известны для минералов группы эпидота, метаморфических минералов, апатита и других (Коссовская и др., 1960; Запорожцева, 1963). Сфен обычно переходит в лейкоксен.

Характер изменения обломков пород определяется их составом. Кремнистые обломки испытывают перекристаллизацию в стадию эпигенеза. Здесь исчезают халцедоновые обломки. На границе кварцевых и кремнистых зерен И. М. Симанович (1964) наблюдал инкорпорационные структуры. При начальном метаморфизме обломки кремнистых пород перекристаллизуются в кварцевые зерна. Выветрелые обломки эффузивов в ходе диагенетических и эпигенетических преобразований приобретают уплощенные формы и агрегативное, чешуйчатое, веерообразное, радиальнолучистое строение (Прозорович, Антонова, 1963). Изменения минерального состава идут путем его упрощения. В ходе диагенетических преобразований образуются хлориты, каолинит, гидрослюды, которые затем преобразуются в гидрослюдисто-хлорито-

вый агрегат. При метаморфизме эти агрегаты приобретают соответствующие структуры и входят в состав участков с листоватым или чешуйчатым строением.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Поведение глинистых минералов при вторичных изменениях продуктов выветривания изучено еще далеко не достаточно. Имеются сведения о характере преобразований каолинита, монтмориллонита, гидрослюды и хлоритов.

Каолинит встречается среди продуктов выветривания в обломках с различной степенью совершенства кристаллической структуры (Казанский, Соколова, 1961). При диагенетических преобразованиях в ходе перекристаллизации структура каолинита улучшается. Это особенно заметно в песчаных олигомиктовых породах, где часто встречаются вторичные вермикулитоподобные сростки.

Каолинит при эпигенетических изменениях может переходить в гидрослюду. В коре выветривания гидрослюдизация каолинита наблюдалась в Нарымском районе Западно-Сибирской низменности. Выветрелые продукты, развивающиеся на гранодиоритах, залегают на глубине 2700—2800 м и представлены сильно уплотненными песчаными аргиллитами с реликтовыми структурами изверженной породы. Верхняя часть разреза коры выветривания сложена каолинит-гидрослюдистым веществом с реликтовыми, часто корродированными зернами кварца. Полевые шпаты здесь почти полностью разрушены. По характеру выветривания и составу реликтовых минералов эта часть разреза отнесена к каолинитовой зоне. Гидрослюдистый минерал, имеющий вторичное происхождение, развивается вдоль границ зерен реликтового кварца и глинистого вещества. К. Н. Трубина (1966) наблюдала преобразование каолинита в диккит в древних корах выветривания.

В переотложенных продуктах коры выветривания гидрослюдизация каолинита описана В. Д. Шутовым и Т. В. Долматовой (1961), которые установили ее в разрезе палеозоя и рифея Пачелмского прогиба. Этот разрез наблюдался в той части прогиба, где кварцевые песчаники сменялись кварц-полевошпатовыми разностями. Первичный каолинитовый цемент в условиях глубинного эпигенеза вместе со структурной перестройкой терригенных пород (регенерация, конформация, микростилолитизация) преобразуется в чешуйки гидрослюдистого состава. Приведенные в табл. 42 оптические свойства гидрослюдизированного каолинита и гидрослюды показывают, что в нижних частях разреза (обр. 22) по оптическим характеристикам новообразованный минерал представляет собой гидрослюду, по химическим свойствам близкую мусковиту.

В. Д. Шутов и Т. В. Долматова считают, что основными причинами гидрослюдизации каолинита являются: «... 1) присутствие в составе обломочного материала наряду с кварцем полевых шпатов,

Оптическая характеристика гидрослюдизированного каолинита
и гидрослюда Пачелмского прогиба
(по В. Д. Шутову и Т. В. Долматовой, 1961)

№ образ-ца	Минерал	Показатели преломления		Ng — Np
		Ng	Np	
—	Гидрослюдизирован- ный каолинит	1,572±0,002	1,554±0,002	0,018±0,020
689	Гидрослюда	1,579±0,002	1,552±0,002	0,020±0,030
22	»	1,575±0,002	1,552±0,002	0,030±0,035

растворение которых обеспечивало появление в растворах SiO_2 , Al_2O_3 и K, необходимых для процесса гидрослюдизации; 2) первоначально высокое содержание в породах глинистого вещества, которое благоприятствовало развитию в эпигенезе интенсивного растворения обломочных зерен при гравитационно-нормальной коррозии и микростиллизации. В результате действия этих процессов в породах наряду с гидростатическим давлением развиваются сильные вертикально-стрессовые напряжения. Каолинит в этих условиях утрачивает свою устойчивость и при наличии соответствующего «строительного материала» (SiO_2 , Al_2O_3 , K) стремится перейти в более устойчивый стрессовый минерал — диоктаэдрическую гидрослюда» (Шутов, Долматова, 1961, стр. 413).

Таблица 43

Продукты реакции в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$
(по В. Ноллю, из Р. Грима, 1956)

Температура, °С; давление, атм (цифры в скоб- ках)	Молекулярные отношения (H_2O постоянна)					
	1:0	1:2	1:2	1:4	1:4	0:1
500(530—540)	Корунд		Пирофил- лит + ?	Пирофил- лит + SiO_2 (аморф- ный)	Пирофил- лит + SiO_2 (аморф- ный)	
400(300)			Пирофил- лит + бе- мит + као- линит?			SiO_2 (аморф- ный)
350(168) 300(37) 250(41)	Бемит	Каоли- нит + бе- мит	Каолинит	Каолинит	Каоли- нит + SiO_2 (аморф- ный)	

В глубоко эпигенетически измененных глинистых и глинисто-алевролитовых породах конечным продуктом преобразования является пирофиллит. Он известен в аргиллитах (алевролитах Ангаро-Питского бассейна), где он ассоциируется с гематитом и железистыми хлоритами (Юдин, 1963; Соколова, Казанский, 1965). Он описан также в протерозойских сланцах района г. Овруча на Украине. Возможность перехода каолинита в пирофиллит доказана экспериментальными исследованиями В. Нолля (Грим, 1956). Поля образования пирофиллита охватывают интервал температур от 400 до 500° С и давлений в пределах 300—540 атм (табл. 43). Близкие цифры приводит Г. Г. Винклер (Winkler, 1964).

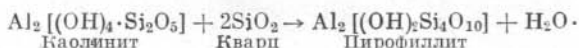
Преобразование каолинита в пирофиллит следует, по-видимому, объяснить перестройкой структуры каолиновых минералов в слюдоподобную (Рентгеновские методы изучения, 1965) в обстановке возрастающих давления и температуры, имеющей место в изолированной дисперсной среде и в присутствии свободной кремнекислоты (Лучицкий, 1939; Winkler, 1957, 1964) или альбита (табл. 44).

Таблица 44

Экспериментальные данные по образованию осадочных минералов при высоких температурах
(по Н. Winkler, 1964)

Исходные продукты	Получаемые продукты	°С, давление 2000 бар	Зависимость от давления
Каолинит + кварц Каолинит + альбит с промежуточной реакцией	Пирофиллит	390±5	Около 2—3°/1000 бар
	Пирофиллит + парагонит	420±5	
Al-монтмориллонит магний- и железосодержащий монтмориллонит	Пирофиллит	420	Очень маленькая
	Хлорит + гематит	410±5	
		390±10 390±5	
Глауконит	Биотит + калиевый полевой шпат + гематит + кварц	370—400	
Диаспор	Корунд	410±5	5°/1000 бар

Г. Винклер (Winkler, 1957) приводит две реакции изменения каолинита при температуре 420° С. В присутствии кремнезема (кварца) каолинит преобразуется в пирофиллит с выделением воды:



При отсутствии свободного кремнезема реакция происходит с выделением избыточного глинозема.



Другой пример изменения каолинита, изолированного новообразованным кварцем, приводят В. Д. Шутов (1960) и А. Г. Коссовская (1962). Они описали преобразование каолинита в диккит в кварцевых и кварцитовых песчаниках древних толщ Пачелмского прогиба и мезозоя Верхоянья. «Запечатанный» регенерационным кварцевым цементом каолинит в описываемых случаях испытывает эпигенетическую перекристаллизацию и преобразуется в диккит.

Рассмотренные примеры показывают многообразие продуктов изменения каолинита при эпигенезе и начальном метаморфизме. Это многообразие определяется составом и степенью дисперсности исходной породы, содержащей каолинит, и физико-химической обстановкой среды, в которой происходил процесс изменения.

Конечными продуктами изменения каолинита являются дистен и ставролит. Н. А. Елисеев (1963) рассматривает дистен как высокотемпературную модификацию каолинита. Для образования ставролита он приводит следующую реакцию: железный хлорит + каолинит = ставролит + маложелезистый хлорит + вода. Экспериментальные исследования Г. Г. Винклера (Winlker, 1957) показывают переход пирофиллита в силлиманит, андалузит и кварц при температуре 520°С и давлении 2000 атм. В присутствии сидерита и глинозема при 600°С и около 10 000 атм каолинит переходит в хлоритоид (Halferdahl, 1961).

Монтмориллонит является одним из наименее устойчивых минералов в зоне вторичных преобразований осадочных пород. Ряд авторов допускает образование монтмориллонита при диагенезе (Коссовская, 1962; Казанский, 1963, и др.). В зоне эпигенетической переработки пород монтмориллонит быстро разрушается. А. Г. Коссовская отмечает, что в Западном Верхоянье этот минерал известен только в верхней зоне (до глубины 2500 м); в Западной-Сибирской низменности он исчезает на глубине 1800—2000 м. Изменение монтмориллонита, по мнению А. Г. Коссовской (1962), происходит в обстановке повышенных температур и давлений. Такая среда ведет к дегидратации минерала, сужению решетки по оси *c* и вытеснению калием других оснований, что приводит к гидрослюдизации монтмориллонита. Некоторые исследователи (Алешин, 1948; Caillere, Nanin, 1949; Barshad, 1950) экспериментально показали, что при известных условиях монтмориллонит преобразуется в вещество, близкое к гидрослюде. С. Н. Алешин при этом обработал после электролиза асканитовую глину KCl. В опыте В. Кайер и С. Энен при кипячении монтмориллонита в растворе едкого калия межплоскостные расстояния (001) сократились до 10 Å.

Е. А. Шабаета и Л. И. Горбунова (1957) наблюдали начальные стадии трансформации монтмориллонита в гидрослюду в глинистых породах среднекаменноугольных отложений Саратовского Поволжья. Удлиненные призмочки гидрослюды щеткообразно обрастают комковатые агрегаты минералов монтмориллонитовой группы.

Возможен, по-видимому, и другой путь изменения минералов группы монтмориллонита. Экспериментальные исследования В. Кайер и С. Энан (Caillere, Nanin, 1949) и И. Бершада (Barshad, 1950) свидетельствуют о вероятности преобразования их в хлорит, может быть и в каолинит (Грим, 1956). Для трансформации монтмориллонита в хлорит необходима обработка раствором, содержащим магний, который занимает все обменные положения в решетке монтмориллонита.

Преобразование монтмориллонита в гидрослюду и хлорит наиболее вероятно. Результаты таких изменений известны в древних уплотненных толщах. Г. Н. Бровков и В. Т. Фролова (1962) описали измененные монтмориллонитовые породы в ниже-и среднедевонских отложениях Тувинского и Минусинского прогибов. Эти отложения представлены гидрослюдистыми породами, в которых сохранились реликты пирокластического материала и некоторое количество монтмориллонита. Авторы считают, что указанные породы представляют собой продукты гидрослюдизации монтмориллонитизированных туфов при эпигенезе и слабом метаморфизме.

Состав продуктов метаморфизма зависит от первичного состава монтмориллонитов. Г. Г. Винклер (Winkler, 1964) показал экспериментально, что Al-монтмориллонит при температуре 420° С переходит в пиррофиллит, а монтмориллониты, обогащенные магнием и железом, при 390—440° С преобразуются в хлорит-гематитовый агрегат (см табл. 43) или пиррофиллит и амезит (Schreyer, Yoder, 1964).

Гидрослюда диоктаэдрического типа стойка при вторичных изменениях осадочных пород. Эпигенетические преобразования приводят к дегидратации и улучшению структуры минерала. Характерным показателем изменения гидрослюды является содержание окиси калия. А. Г. Коссовская (1962) отметила увеличение этого компонента по мере изменения гидрослюды эпигенетическими и метаморфическими процессами в мезозойских отложениях Западного Верхоянья. Она считает, что K₂O поступает за счет разрушения калийсодержащих силикатов в процессе внутрислоевого растворения. Такое же увеличение количества K₂O прослежено в разрезе верхнедевонских отложений Енисейского кряжа (Казанский и др., 1965). В табл. 45 приведено содержание окиси калия в глинистых фракциях различных пород. Заметное увеличение наблюдается в филлитизированных глинистых сланцах удерейской свиты. Оно не может быть объяс-

Содержание K_2O (в %) в гидрослюдах докембрийских отложений Енисейского кряжа

Зона вторичных изменений	Свита	Порода	K_2O
Эпигенеза	Дашкинская	Онколитовый известняк	5,80
	Серого ключа	Известковистый сланец	5,60
	Доломитовая	Доломит	5,30
Метагенеза	Джурская	»	5,82
	Аладьинская	»	4,75
		»	6,48
	Карточки	Глинистый сланец	4,72
	Удере́йская	Филлитизированный глинистый сланец	5,75
		То же	6,96

нено сокращением количества примесей. В этих же образцах более совершенны общие рефлексy интервала 4,50—2,50 Å, а базальные рефлексy — узкие и четкие.

Таким образом, в рассмотренном случае содержание окиси калия в нижних частях зоны метагенеза является промежуточным между ее количеством в мусковите и гидрослуде (Бриндли, 1955). Конечными продуктами изменения гидрослуды, согласно экспериментам Г. Г. Винклера (Winkler, 1957), являются мусковит, хлорит и кварц. Это преобразование происходит при температуре выше 400°С и давлении около 2000 атм.

Глауконит является устойчивым минералом в зонах эпигенеза и начального метаморфизма. Он сохраняется в слабо метаморфизованных глинистых сланцах, кварцитовидных песчаниках и карбонатных породах древних толщ прогибов и геосинклиналей. Экспериментально показано (Winkler, 1964), что преобразование глауконита в агрегат биотита, калиевого полевого шпата, гематита и кварца происходит при температурах 370—400°С и значительных давлениях.

Стойкость железистых хлоритов при эпигенезе значительна. Наблюдения в различных типах железных руд показывают, что в молодых по возрасту и слабо измененных эпигенезом рудах можно наблюдать хлориты с несовершенной структурой (Казанский, 1963). Хлориты из более низких горизонтов этого района приобретают более совершенную кристаллическую структуру, что отчетливо видно на дебаграммах. При повышении температуры и давления наблюдается полиморфный переход 7 Å шамозитов в железистые хлориты со структурой 14 Å. В присутствии гидроокислов алюминия и кварца хлориты способны преобразоваться в хлоритоид (Йодер, 1964).

НЕКОТОРЫЕ АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ (ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА, АЛЮМИНИЯ И КРЕМНИЯ)

Как было показано выше, с элювиальными образованиями и их продуктами переотложения ассоциируются гидроокислы железа, алюминия и кремния.

Гидроокислы железа представлены главным образом гётитом, гидрогётитом и гидрогематитом. Эти минералы устойчивы в обстановке диагенеза и начального эпигенеза. В зоне глубинного эпигенеза они теряют воду и переходят в гематит. Можно привести многочисленные примеры широкого распространения гидроокислов железа в слабо измененных рудах Керченского, Западно-Сибирского и других бассейнов (Малаховский, 1956; Формозова, 1959; Казанский, 1963, и др.). В то же время гематит и магнетит в них или отсутствуют или распространены в незначительном количестве. В более древних (палеозойских, докембрийских), но аналогичных месторождениях вместо гидроокислов железа преобладает гематит с тем или иным количеством магнетита (Alling, 1941; Юдин, 1963, и др.). При метаморфизме гематит преобразуется в магнетит.

Гидроокислы алюминия, в большом количестве присутствующие в бокситсодержащих толщах, представлены алюмогелем, гидраргиллитом, бемитом и диаспором. Последовательность преобразования глинозема рассмотрена К. Ф. Терентьевой (1958), данные которой приведены в табл. 46. Анализируя эту таблицу с позиции современных представлений о зональности вторичных процессов, следует отметить, что верхняя граница зоны метаморфизма завышена. Исходя из состава продуктов изменения, ее следует проводить между стадиями динамометаморфизма и гидротермального метаморфизма на схеме К. Ф. Терентьевой. Она должна отвечать области преобразования диаспора в корунд (Winkler, 1964).

Вторичные изменения кремнистого вещества можно проследить в таких породах, как опоки, диатомиты, трепелы, кварцевые песчаники с кремнистым цементом и кремни. В опоках, диатомитах и трепелах кремнистое вещество представлено опалом, кристобалитом и тридимитом. Опал слагает мелкие стяжения и остатки организмов. Существует мнение, что стяжения опала являются продуктами преобразования его органогенной разновидности, но как показали В. В. Власов, У. Г. Дистанов и др. (1959), опаловое вещество, слагающее скорлупки диатомей, более стойко к преобразованию, чем опал без признаков органогенного происхождения.

Изменение опалового вещества идет путем перекристаллизации в кристобалит и тридимит (Власов и др., 1959; Дистанов, Аментова, 1961; Казанский, 1963, и др.). Прежде всего этот процесс захватывает стяжения аморфного кремнезема. В трепелах отмечается до

Изменение минерального состава бокситов при различных преобразованиях
(по К. Ф. Терентьевой, 1958)

Стадия или условия образования	Особенности структур и текстур	Минеральный состав бокситов
Диагенез и ранняя стадия эпигенеза	Пелитовая, бобовая, обломочная, смешанная (бобово-обломочная, пелитовая с бобовинами и обломками). Возможно послойное распределение основных структурных элементов	Гидрагиллит, частично бёмит, каолинит, железистый хлорит, частично галлуазит. Водные окислы железа, мельникит, шпирит, рутил, анатаз. Все минералы в скрытокристаллической дисперсной форме. Крупные кристаллы — гидрагиллит, кальцит
Поздняя стадия эпигенеза	То же	Бёмит, частично гидрагиллит
Ранняя стадия динамометаморфизма	»	Бёмит (дисперсный, скрытокристаллический, реже чешуйчатый, кристаллический); глинистое вещество слюдисто-каолинитового, слюдисто-каолинит-хлоритового состава; шпирит кристаллический, минералы гидроокиси железа; крупные кристаллы вторичного гидрагиллита и кальцита
Динамометаморфизм	Бобовая, обломочная, пелитовая и кристаллическая. Иногда сланцевая текстура: деформация бобовин и параллельная ориентировка структурных компонентов	Диаспор кристаллический, реже бёмит, скрытокристаллический железистый хлорит, слюда, шпирит, гематит, рутил (сагениит)
Гидротермальный метаморфизм	Реликтовая, бобовая, пелитовая и кристаллическая в сочетании с крупнокристаллической: крупные идиоморфные кристаллы и агрегаты новообразованных минералов замещают основную массу	Диаспор, бёмит, хлоритоид, хлорит, кальцит, шпирит, халькопирит, доломит, слюда, рутил (сагениит). Все минералы, за исключением бёмита, в форме кристаллов
Начальная стадия термального метаморфизма	Кристаллическая и реликтовая, бобовая	Корунд, диаспор, гематит, магнетит, пирофиллит, маргарит, дистен, ставролит, шпинель (редко), титаномагнетит, ильменит
Стадия глубокого термального метаморфизма	Полнокристаллическая	Корунд, магнетит, силлиманит

25% кристобалита, а в диатомитах он может отсутствовать (Власов и др., 1959). Образование тридимита и кристобалита следует связать со стадиями диагенеза и начального эпигенеза.

В песчаных породах с кремнистым цементом опаловый материал перекристаллизуется в халцедон и кварц. Это отмечается при сравнении цементов этих пород в палеогеновых и верхнемеловых отложениях восточной части Западно-Сибирской низменности. В более молодых отложениях песчаники сцементированы опа-

лом с примесью глинистого вещества и кристобалита, тогда как в верхнемеловых отложениях рек Сым, Кас и Кемь цементом является халцедон. Описанные И. А. Шамраем (1965) случаи гипергенного образования кремнистого цемента в песчаниках, по-видимому, следует рассматривать как частный вариант регрессивного эпигенеза, характеризующегося мобилизацией рассеянного кремнистого вещества грунтовыми водами в пористой среде.

Следующей стадией изменения кремнистого вещества является переход халцедона в кварц. Он характеризует более глубокую степень эпигенеза. Этот же ряд (опал — халцедон — кварц) прослежен в кремнях. Как показал Г. И. Бушинский (1958), кремневые конкреции, сложенные опалом, возникли при диагенезе. Их перекристаллизация отвечает стадии эпигенеза. При метаморфизме кремнистые породы преобразуются в кварциты и кремнистые сланцы.

Глава V

ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В осадочных породах выветрелый материал присутствует в виде: 1) почв и внутриформационных кор выветривания, 2) перетолженного материала в породах различного состава.

ПОЧВЫ И ВНУТРИФОРМАЦИОННЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Ископаемые почвы являются постоянными членами разрезов четвертичных отложений. Изучение механического и минерального состава свидетельствует о существенных изменениях их композиции под влиянием вторичных процессов. По данным С. С. Морозова (1961), В. Е. Рясинной (1963), М. П. Лысенко и О. С. Серышкова (1959), в ископаемых почвах изменения проявляются в уплотнении пород, перераспределении карбонатов, сокращении количества гумусового вещества.

В более древних образованиях почвы приобретают облик обычной осадочной породы. В турон-сенонских «песчаниках с рептилиями» Сен-Шиньян измененные почвы, слагающие верхние части осадочных циклов, представлены песчанистыми глинами с включениями железистых и известковистых конкреций (Freytet, 1967). Еще более древние почвы установили в пермских отложениях А. И. Перельман и Е. Н. Борисенко (1962). В уфимских красноцветных отложениях Пермской области разрезы почв имеют трехчленное строение: верхний, элювиальный, горизонт представлен красным, почти неизвестковистым алевролитом, который подстилается иллювиальным карбонатным горизонтом, а он в свою очередь ниже сменяется красным слабо измененным алевролитом. Многочисленные находки погребенных почв известны в угленос-

ных отложениях, в том числе и каменноугольного возраста (Потонье, 1934; Жемчужников, 1950; Семериков, 1958, и др.).

Типом, переходным между корой выветривания и почвой, является внутриформационная кора выветривания (Казанский, 1963). Она отличается от почвы большими мощностями (более 3—5 м), намечающейся зональностью, отчетливо выраженным минералогическим типом, более продолжительным временем формирования. Поэтому объединение ее с ископаемой почвой, как это сделано В. Н. Разумовой и Н. П. Херасковым (1963), нельзя признать удачным. Ископаемая почва и внутриформационная кора выветривания представляют собой тела различных масштабов.

Многочисленные находки внутриформационных кор выветривания, сложенных осветленными гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, сделаны в разрезе мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Их мощность достигает 7—10 м. Коры выветривания развиваются внутри континентальных и прибрежно-морских свит, замещающая глины, алевролиты и опоки. В некоторых неомских и апт-альбских свитах, имеющих мощность до 700—1000 м, насчитывается до 10 горизонтов осветленных пород. По-видимому, верхние части кор выветривания не сохранились, так как обычно они с размывом перекрываются олигомиктовыми песками с каолиновым цементом.

Монтмориллонитовый тип внутриформационных кор выветривания наблюдается в триасовых отложениях Кузбасса (Бетехтина, Казанский, 1959). В разрезе мальцевский свиты Ерунаковского района среди туфогенных пород обособляются слои осветленных монтмориллонитовых известковистых глин мощностью до 6 м. Как отмечено выше, выветривание уничтожило в этих породах пепловый материал, хлоритовое вещество, цеолиты и некоторые другие неустойчивые минералы.

Образование внутриформационных кор выветривания, практически синхронных осадконакоплению, происходит на слабо уплотненных осадочных породах при благоприятных сочетаниях фациальных условий и климата и обогащает разрез олигомиктовым обломочным и глинистым материалом. Ореол распространения этих компонентов сравнительно невелик и определяется условиями размыва коры выветривания.

ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В переотложенном виде выветрелый материал присутствует в большинстве осадочных пород, однако роль его как породообразующего компонента неодинакова. Ниже приведены примеры его развития в некоторых видах наиболее распространенных осадочных пород.

Песчано-глинистые отложения

В песчаных и глинистых толщах продукты переотложения выветрелого материала наиболее многочисленны и разнообразны по составу. В особый тип выделяются кварцевые пески, песчаники и вмещающие их олигомиктовые породы. Их преимущественное образование за счет размыва кор выветривания кварцсодержащих пород можно считать доказанным (Казаринов, 1945; Страхов, 1960, и др.).

В кайнозойских и мезозойских отложениях кварцевые пески известны в платформенных структурах, где они образуют пласты и толщи, пространственно тяготеющие к области развития кор выветривания. Эти породы известны среди как континентальных, так и морских отложений. В континентальных толщах кварцевые пески переслаиваются с олигомиктовыми песчаными породами, обогащенными обломочным дисперсным каолинитом, и каолиновыми глинами. Такие комплексы пород мощностью до 100—200 м известны в разрезах мезозоя и кайнозоя Вилпойской впадины, Западно-Сибирской низменности, Казахстана, Средней Азии и других районов (Муравьев, 1956; Коссовская и др., 1960; Казанский, 1963; Лавров, 1957; 1965; Сочава, 1965).

Общими для этих разрезов являются следующие признаки: 1) формирование породных ассоциаций в аллювиально-озерных условиях; 2) близкий или тождественный минеральный состав; 3) определенный характер смены пород по латерали и в разрезе. Последний признак можно охарактеризовать на примере сенонских отложений восточной окраины Западно-Сибирской низменности, где этот комплекс пород изучен наиболее детально.

Толща кварцевых и олигомиктовых песков с линзами каолиновых глин прослежена на обширной территории Обь-Енисейского водораздела от широты Красноярск — Томск до бассейнов рек Тым и Дубчес. Местами мощность этих отложений достигает 150—200 м. В Приенисейской зоне, в северных предгорьях Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и в северной части Кольвань-Томской зоны известны турон-сенонские коры выветривания каолинитового типа. В зоне, прилегающей к областям развития выветрелых продуктов, разрез насыщен линзами кварцевых песков с гравием и галькой каолинизированных пород, а также содержит линзы каолинитовых белых глин, нередко перекрывающих породы кор выветривания. В направлении к центральным частям сенонского бассейна осадконакопления пески и глины приобретают все более полимиктовый характер. Кварцевые пески замещаются полевошпат-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаными породами, однако по-прежнему обогащенными в цементе тонкодисперсным каолинитом. Вместо каолинитовых глин в разрезе появляются серые гидрослюдисто-каолининовые глины.

Такое изменение минерального состава объясняется разубоживанием выветрелого материала менее измененным компонентом из

других источников питания. В частности, в бассейне рек Тым и Вах в одновозрастных отложениях установлена дельта крупной реки, поставляющая полимиктовый материал со стороны северной части Сибирской платформы.

В свое время была сделана попытка в сенонских отложениях выделить два комплекса песчано-глинистых пород: нижний, синхронный эпохе формирования коры выветривания, и верхний — синхронный времени ее усиленного размыва (Казанский, 1963). Нижний комплекс, включающий турон-нижнесенонские отложения, представлен пачкой тонкозернистых олигомиктовых песков с линзами окремненных кварцевых песчаников. Количество устойчивых компонентов в нем растет снизу вверх. Возможно, что он сложен продуктами размыва формирующейся на водоразделе коры выветривания, отражая в своем составе постепенное ее «созревание». В прибрежной зоне этот комплекс пород переходит в глауконитовые пески, а те, в свою очередь, — в кремнистый горизонт.

Верхний комплекс имеет большую мощность, содержит слои кварцевых песков, каолинитовых водно-осадочных глин и в прибрежной зоне переходит в пласты железных руд. Такое же расчленение толщ олигомиктовых и кварцевых песков намечается в палеогеновых отложениях восточной половины Запдно-Сибирской низменности. Однако для других районов попытки подобного расчленения описываемых отложений неизвестны.

Толщи олигомиктовых песчаных пород с прослоями каолиновых глин распространены в угленосных толщах. Они известны в палеогеновых, меловых и юрских отложениях Дальнего Востока, Сибири, Казахстана (Лавров, 1965; Казанский, 1963). Примером могут служить юрские отложения, прослеженные от района г. Анжеро-Судженска до г. Иркутска. В них различают два горизонта, сложенные перемытыми продуктами каолинового выветривания. Эти горизонты состоят из аллювиально-озерных галечников, олигомиктовых глинистых песков и прослоев глин. Грубообломочный материал включает обломки кремнистых, глинистых и каолинизированных пород. Песчано-алевритовые породы содержат ассоциации устойчивых минералов и гидрослюдисто-каолинитовый цемент. Линзы глин, имеющих преимущественно каолинитовый состав, содержат заметную примесь свободного глинозема (до 6—7%). Мощность таких горизонтов осветленных пород достигает в угленосных отложениях 100 м и более.

Толщи олигомиктовых и кварцевых песчано-глинистых пород в палеозойских отложениях распространены в прибрежно-морских фациях. Например, в среднеордовикских отложениях Иркутского амфитеатра выделяется горизонт кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, имеющий мощность 30—100 м и относящийся к верхней части кривоуццкого яруса (мамырской свите). Согласно материалам Ю. Н. Занина (1969), песчаники неравномернозерни-

стые, с примесью гравийного материала, содержат фосфатизированные раковины лингул, часть из которых имеет прижизненное захоронение. Песчаники содержат прослой алевролитов, а в западной части Иркутского амфитеатра в них появляются пласты оолитовых гематитовых железных руд и пачки известняков. Обломочная часть пород обогащена кварцем, цирконом, рутилом, турмалином и гранатом, а в глинистой части господствуют каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда. Вторичные преобразования незначительны, главным образом это процессы растворения и регенерации кварцевых зерен.

В Норильском районе толща кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников замещается известняками и доломитами с прослоями алевролитов и аргиллитов (Рабиханукаева, 1968).

Олигомиктовые, кварцевые песчаники и кварциты широко развиты в рифейских отложениях Сибири, Урала, Скандинавии, Австралии и др. Они могут встречаться в виде прослоев в сланцевых толщах или слагать самостоятельные комплексы. Рассмотрим несколько примеров.

В. Д. Шутов (1960) описал переотложенные продукты выветривания в рифейских отложениях Пачелмского прогиба (Русская платформа). Они представлены мощной пачкой кварцевых песчаников с диккитом, переходящей выше в олигомиктовые песчаники и гравийные конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются глауконитовыми и карбонатными породами морского происхождения. По мнению В. Д. Шутова, пачка кварцевых песчаников характеризует продукты размыва верхней части коры выветривания, а средняя — менее измененные элювиальные продукты. Глубоко преобразованные постседиментационными процессами кварцито-песчаники, образовавшиеся за счет перемыва докембрийской коры выветривания, слагают шокшинскую свиту в Карелии (Симанович, 1964). Для них характерно высокое содержание кварца (95—98%). Полевые шпаты, испытавшие каолинизацию при выветривании, преобразованы в кварц-каолинит-серицитовый агрегат. В количестве 1—3% присутствуют обломки кремнистых пород, кварцитов, халцедона и железисто-слюдистых агрегатов. Минералы-примеси представлены цирконом, турмалином, цоизитом, магнетитом и титаномагнетитом.

Еще более измененные осадочные породы входят в состав среднепротерозойской пурпольской свиты Витимо-Патомского нагорья (Головенок, Пушкин, 1964; А. Стороженко, И. Стороженко, 1965). Она залегает на породах муйской серии или древней поверхности выветрелых гранитоидов чуйско-кодарского комплекса. Свита сложена кварцитами, олигомиктовыми конгломератами, серицит-хлоритоидными и дистен-хлоритоидными сланцами с диаспоровыми конкрециями. Эти породы рассматриваются как продукты метаморфизма кварцевых песков и высокоглиноземистых глинистых пород.

Характерными компонентами горизонтов кварцевых и олигомиктовых песчаниковых пород являются россыпи редких минералов. Исследования И. И. Малышева (1957), Г. С. Момджи (1960, 1964) и других показали, что россыпи этого типа возникают в условиях развития мощной площадной коры выветривания на кристаллических и осадочных породах в условиях теплого и влажного климата при последующем размыве ее продуктов и их переотложении в крупных озерных и морских бассейнах (бассейнах-классификаторах). Они приводят примеры образования морских современных россыпей на побережьях Австралии, Цейлона, Индии и Африки, возникших в результате переработки в обстановке пляжа продуктов размыва третичных и более молодых кор выветривания.

Сопоставляя современные россыпи с ископаемыми, Г. С. Момджи (1964) подчеркивает значительную роль среди них континентальных образований. По характеру колебаний в области седиментации в периоды размыва древних кор выветривания он различает два типа продуктивных формаций. Первый образуется в условиях поднятия областей денудации и седиментации. Продукты перемыва кор выветривания представлены в континентальной зоне плохо сортированными аллювиальными песками и гравием с примесью каолинового глинистого вещества, озерно-болотно-лагунными, часто угленосными песчано-глинистыми осадками и прибрежно-морскими, хорошо отсортированными песками. Наиболее богатые россыпи ильменита и циркона связаны с нижними горизонтами формации. Примером россыпи, приуроченной к первому типу формации, может служить неогеновая россыпь, описанная С. Н. Калюжной и В. Н. Холиной (1962) в Амуро-Зейской депрессии.

Второй тип продуктивной формации возникает в случае частой смены поднятий и опусканий областей сноса и седиментации. Вследствие этого разрез представлен чередованием слоев, состоящих из продуктов размыва кор выветривания, и слоев, сложенных продуктами перемыва нижележащих осадков. Многократное отложение нивелирует различия механического состава осадков. Отложения этого типа представлены однообразными глинистыми песками с послышной концентрацией темноокрашенных минералов. К этому типу отнесены Тобольское россыпное месторождение в Тургайском прогибе, некоторые третичные россыпи юга Западно-Сибирской низменности.

С точки зрения оценки участия выветрелого материала недостаточно изучены красноцветные и пестроцветные осадочные комплексы. Среди них различаются несколько типов (Крумбейн, Слосс, 1960; Данбар, Роджерс, 1962). Наиболее существенную роль продукты выветривания играют в пестроцветных озерно-аллювиальных глинисто-алевритовых толщах платформ, сложенных красными, зелеными, белыми гидрослюдисто-каолинистыми глинами, олигомиктовыми алевритами и песками. Такие толщи,

известные в верхнеюрских и туронских отложениях Западно-Сибирской низменности, территориально тяготеют к областям развития юрских и меловых кор выветривания.

Терригенные красноцветные толщи содержат переотложенные выветрелые компоненты в виде горизонтов кварцевых песчаных пород, обогащенных устойчивой ассоциацией аксессуарных минералов (Рухин, 1948; Данбар, Роджерс, 1962). Кварцевые песчаники известны также в красноцветных толщах, связанных с сульфатно-соляными породами. Гематитовый материал в них также рассматривается как продукт выветривания в областях сноса с теплым влажным климатом (Крумбейн, Слосс, 1960).

В терригенных толщах полимиктового состава продукты переотложения глубоко выветрелых пород образуют прослой и линзы кварцевых песков, песчаников, бикластитов или алевритовых пород. Г. Э. Прозорович и Г. Ф. Антонова (1963) описали своеобразные мезозойские бикластитовые породы в меловых отложениях Туруханского района Красноярского края, назвав их «терригенными сапролитами». Они сложены смесью обычного обломочного материала (кварц, полевые шпаты и др.), алевритовой или псаммитовой разности и обломков выветрелых диабазов и базальтов. Породы образуют горизонты и прослой мощностью до 6—7 м и приурочены к нижним горизонтам терригенных толщ. Обломки каолинизированных и хлоритизированных основных пород, как считают авторы, заимствованы из кор выветривания верхнеюрского, баррем-аптского и туронского возраста. Прослеживая эти породы в скважинах на глубинах 1200—1800 м, Г. Э. Прозорович и другие установили быстрое разрушение выветрелых обломков. Они приобретают агрегативное, чешуйчатое, пластинчатое, веерообразное и радиальнолучистое строение, уплощенную форму. Минералогическое преобразование проявляется в каолинизации хлорита с попутным возникновением кристалликов и «розеток» железистого карбоната.

Накопление «терригенных сапролитов» происходило на континенте в различных фациальных условиях, а также среди прибрежно-морских осадков отступающего моря. Материал переносился на расстояние не более 50—100 км (на таком расстоянии находятся ближайшие выходы трапповой формации). Имеются данные наблюдений над дифференциацией продуктов выветривания по размерам обломков. Псаммитовые и алевритовые обломки тяготеют к западной окраине Сибирской платформы. К западу от этой границы среди терригенных пород, слагающих разрез, растет количество пелитового хлорит-каолинитового материала, по-видимому заимствованного как из областей выветривания, так и образовавшегося за счет истирания обломков выветрелых основных пород.

Находки «терригенных сапролитов» возможны и в граувакковых свитах, где они могут появиться в результате переотложения

выветрелых эффузивов, а также выветривания туфового материала в областях вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению.

Следы влияния выветривания в мощных толщах терригенных пород проявляются в составе обломочных минералов отдельных горизонтов. А. Г. Алиев и В. П. Акаева (1959), характеризуя состав молассовой формации Азербайджана, установили, что в терригенных породах Апшеронской области содержится 50—95% кварца, большое количество дистена, ставролита, ильменита и других устойчивых минералов, появление которых следует связать с размывом выветрелых пород.

Я. Лозинский (Loziński, 1966) обнаружил во флишевых песчаниках Пеннинской утесовой зоны, начиная с верхнего мела и выше, повышенные количества калиевых полевых шпатов по сравнению с плагиоклазами, что также связывается с усилением процессов выветривания в областях сноса.

Глинистые породы, сформировавшиеся путем переотложения выветрелого материала, образуют небольшие тела (линзы, пласты) вблизи районов распространения кор выветривания. Е. А. Зверева и В. Ф. Гуреев (1963) описали глинисто-охристые делювиально-аллювиальные продукты перемыва коры выветривания карбонатитов в четвертичных отложениях. Делювиальный материал языками заходит в охристый горизонт элювия. Охристые глины с мелкой галькой отлагаются в пойменных фациях аллювия. Небольшие размеры площади выветрелых пород обуславливают

Таблица 47

Состав и условия осадконакопления аргиллитовых субформаций Силезии
(по М. Eliaš, 1965)

Условия осадконакопления	Аспидная формация, аргиллитовая субформация	Флишевая формация, аргиллитовая субформация
Парагенетические ассоциации пород	Черные, зеленые и серые аргиллиты, частично кремнистые, желваковые железные руды, кварцитовидные песчаники, кварциты, слоистые, кремнистые сланцы	Серые и коричневые аргиллиты, кварцитовидные песчаники, субграувакки, силциты, бикластические известняки, желваковые железные руды
Источники материала	Денудированный пелитовый материал с континента, продукты химического выветривания	Денудированный пелитовый материал с континента, продукты химического выветривания, абразия с кордильер
Осадконакопление	Пелагическое	Пелагическое, химические осадки, осадки мутных потоков (Р)
Тектонические движения	Опускания, очень медленные движения на кордильерах	Медленные движения на кордильерах, опускание
Скорость накопления осадков	Очень медленная	Медленная

быстрое разубоживание переотложенного элювиального глинистого материала.

В областях интенсивного накопления пелитовых илов формируются глинистые толщи, имеющие несколько источников тонкодисперсного материала, большая часть которого проходит ту или иную стадию выветривания. В этом смысле М. Элиаш (Eliš, 1965) рассматривает аргиллитовые субформации мезозойских и палеогеновых аспидной и флишевой формаций Силезии как образования, связанные с химическим выветриванием (табл. 47).

Кремнистые отложения

Породы, содержащие аутигенный кремнезем, включают окремненные кварцевые песчаники и глины, опоки, диатомиты и трепелы. Кроме того, разнообразные кремнистые стяжения встречаются в карбонатных и глинистых породах. Связь кремнистых пород и стяжений с процессами интенсивного выноса кремнезема, обусловленного выветриванием на континенте, доказывается распространением этих образований в фациальном профиле.

В континентальных отложениях породы с кремнистым цементом известны в олигомиктовых песчано-глинистых толщах, полосою окаймляющих области развития кор выветривания. Среди них различают кварцевые песчаники с халцедон-опаловым цементом и окремненные глины с остатками растений. Их характеристика дана в главе III.

В. В. Лавров (1957) показал, что в палеогеновых отложениях юга Сибири среди окремненных пород различаются конгломераты, песчаники и пеликаниты, содержащие отпечатки листьев, шишек и обломки древесины, характеризующие флору тропического и субтропического типов. Присутствие этих органических остатков свидетельствует об окремнении до разложения органического вещества. Как отмечает В. В. Лавров, окремненные породы образуют пластообразные линзы с ровной верхней поверхностью напластования и нижней бугристой, нередко карманообразно заходящей в нижележащие породы коры выветривания.

Породы с окремнением упоминаются в более древних палеозойских свитах. А. Н. Першина (1960) отмечает их в девонских континентальных отложениях Северного Урала, где они ассоциируются с кварцевыми песчаниками, а в морских фациях сменяются карбонатными породами со стяжениями кремней.

Кремнистые породы типа опок, диатомитов и трепелов, мощностью 50 м и более, хорошо известны в меловых и палеогеновых толщах Западно-Сибирской низменности и Русской платформы. Н. С. Шатский (1955) и Г. А. Каледа (1966) находят их аналоги в мезо-кайнозойских свитах Парижского бассейна, Северной Америки и Австралии. Здесь нет необходимости повторять описания

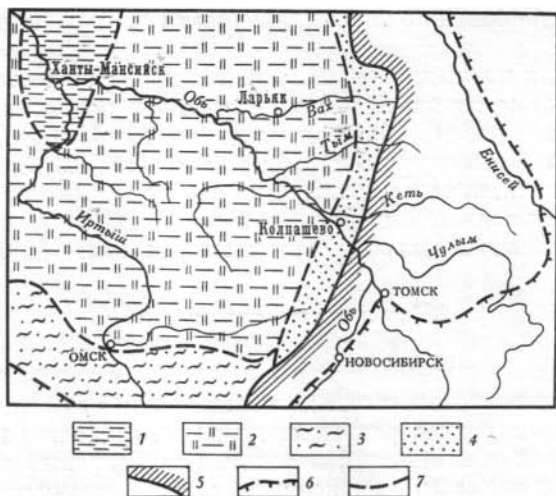


Рис. 8. Схема распространения палеоцен-эоценовых отложений (горизонт опоки и его возрастные аналоги) в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности

- 1 — морские глины с прослоями кремнистых глин; 2 — опоки и глинистые опоки; 3 — прибрежно-морские пески и глины с глауконитом; 4 — континентальные и дельтовые пески с прослоями глин и кремнистых кварцевых песчаников; 5 — границы распространения отложений; 6 — границы низменности; 7 — границы литолого-фациальных зон

этих пород, так как они достаточно часто приводятся в литературе. Следует только отметить постоянное присутствие в них примеси глинистого материала, глауконитов, сульфидов железа, а в опоках — малого количества органического кремнезема.

Кремнистые породы всегда приурочены к прибрежной зоне мелкого моря. В сторону береговой линии они переходят в глауконитовые кварцевые или олигомиктовые пески и песчаники. Более глубоководные аналоги опоки и диатомитов состоят из глин или карбонатных пород. Первый тип фациального перехода наблюдается в кремнистых горизонтах верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности. Опоки в центральной части морского бассейна, открывающегося на север, замещаются монтмориллонитовыми глинами (рис. 8). Глины содержат органический кальцит, определение палеотемператур из которого дало среднегодовую цифру $19,3^{\circ}\text{C}$ (Тейс и др., 1960).

В южной и западной частях Русской платформы кремнистые породы в сторону открытого моря переходят в мел, известняки и мергели. В туронское время кремнистые осадки накапливались вдоль суши в районах городов Москва и Брянск (Атлас..., 1961). Сантонские и кампанские опоки распространены полосами вдоль побережий от г. Саратова до г. Волгограда, от г. Стрыя до г. Кра-



Рис. 9. Литолого-фациальная карта сантонских отложений района Балтийское море — Варшава — Вроцлав (Атлас..., 1961)

1 — известняки; 2 — мел и мелоподобные мергели; 3 — мергели и глинистые известняки; 4 — кремнистые породы; 5 — известковые глины; 6 — глины; 7 — глинистые пески, песчаники, песчаные глины; 8 — пески, песчаники; 9 — терригенный флиш; 10 — галечники с песком; 11 — границы четвертичных размывов; 12 — границы древних размывов; 13 — главные направления сноса обломочного материала; 14 — второстепенные направления сноса обломочного материала; 15 — глауконит; 16 — области размыва

кова и к югу от г. Донецка, причем к северу от этих районов они переходят в известняки, мергели и мел (рис. 9). Для сантонского времени, кроме того, характерно поле кремнистых пород в районе городов Гданьск и Калининград, где опоки и диатомиты к северо-западу сменяются мергелями, а в сторону берега — глауконитовыми песчаниками. Фациальные замещения кремнистых пород известняками и мелом имеют место также в меловых отложениях Южной Дакоты (США) и в районе устья р. Мурчисон в Австралии (Шатский, 1955).

Фациальные сочетания этого же типа известны в палеоцене. Зоны развития кремнистых пород окаймляют на Русской платформе не только северный берег крупной суши, но и отдельные острова в районе г. Георгиевска, т. е. значительно южнее зоны распространения мергелей с нуммулитами.

Железорудные отложения

Железные руды осадочного происхождения, связанные с выносом железа из почв и кор выветривания, известны начиная с докембрия. Концентрация полезного компонента происходила в аллювиальных, озерных, дельтовых, лиманных и прибрежно-морских условиях. Руды континентальных фаций рассмотрены в верхнепалеогеновых отложениях Северного Тургая, Северного Приаралья и Прииртышья (Лавров, 1953; Никифорова, 1953; Яншин, 1953; Новохатский, 1956; Формозова, 1959; Яницкий, 1960). Они выполняют древние долины и водоемы конечного стока. Вершины долин уходят в области развития кор выветривания, откуда и постунал железистый материал.

Руды морского происхождения образуют характерный фациальный профиль, в котором глубоководными отложениями являются глинисто-карбонатные породы, сменяющиеся ближе к берегу железными рудами хлорит-сидерит-бурожелезнякового (гематитового) состава, переходящие затем в горизонты кварцевых или олигомиктовых песчаных пород (Казаринов, 1958; Казанский, 1963; Юдин, 1963).

Переход железорудных отложений в олигомиктовые песчано-алевритовые породы детально изучен в верхнемеловых толщах восточной части Западно-Сибирской низменности. Обособляющиеся в сеноне два железорудных горизонта вдоль береговой линии в сторону континента переходят в толщи осветленных кварцевых и олигомиктовых песков с линзами гидрослюдисто-каолининовых глин. Вдоль южного и восточного обрамления низменности установлены зоны развития верхнемеловой коры выветривания, представляющей материал как для формирования континентальных осветленных пород, так и для железных руд.

Бокситоносные отложения

Многочисленные исследования бокситоносных отложений в различных тектонических районах свидетельствуют о значительном участии в строении этих толщ переотложенных продуктов выветривания. В классификации Ю. К. Горецкого (1960) выделены три основных типа бокситоносных залежей, связанных: 1) с устойчивыми участками платформ; 2) с подвижными участками платформ; 3) с геосинклинальными областями.

В первом случае бокситоносные залежи ассоциируются с континентальными озерными или лагунными отложениями, среди которых значительную роль играют кварцевые пески и песчаники, пестроцветные каолиновые глины, элювиальные глины, являющиеся, по Ю. К. Горецкому, ближней зоной выклинивания залежей. Дальней зоной будут кварцевые песчаники, угленосные и лигнитовые глины. Такие взаимоотношения характерны для залежей Тихвинского, Северо-Онежского и других районов.

Бокситоносные отложения второго типа характерны для подвижных участков платформ. Они также сложены перемытыми продуктами выветривания, ассоциируясь с платформенными угленосными формациями. Толщи с бокситами располагаются на склонах платформенных выступов, в зоне выклинивания угленосных отложений. Продукты размыва кор выветривания состоят из каолиновых огнеупорных глин, кварцевых песчаных пород. Примерами бокситоносных отложений этого типа являются каменноугольные залежи Китая, Пенсильванский и Западный бассейны США и др.

Как показывают исследования месторождений Урала, Балканского полуострова, Центральной Америки и других районов, геосинклинальные бокситы тяготеют к зоне перехода от внутренних частей геосинклиналей к платформам (Горецкий, 1960). Они развиты в зоне распространения мелководных карбонатных пород, но в сторону континента сменяются продуктами кор выветривания и перемытым выветрелым материалом. Особенно показательно в этом отношении строение уральских бокситоносных провинций. Ю. К. Горецкий (1960) выделил для этого района Западную зону известняков, доломитов и кварцевых песчаников девона, с которыми связаны кварцевые и каолиновые породы, бобовые железные руды и все крупнейшие месторождения бокситов.

Появившиеся в последние годы представления о дополнительной переработке выветрелого материала бокситовых пород в стадии постседиментационных преобразований не снимают значения выветривания в процессе формирования бокситов.

Карбонатные отложения

В известняках и доломитах выветрелый материал представлен терригенными и глинистыми частицами, а также продуктами биохимического осаждения растворенных и коллоидальных веществ.

Платформенные известняки и доломиты содержат в нерастворимом остатке много кварцевых зерен, которых в 2—3 раза больше, чем полевых шпатов, слюд и других неустойчивых компонентов (Жазаринов, 1962). Глинистые минералы имеют пестрый состав. Обычно преобладают гидрослюды с каолинитом, монтмориллонитом и хлоритом (Акульшина, 1962). Признаком выветривания на континенте могут быть кремнистые стяжения, распространенные

в карбонатных породах различного возраста. Выше упоминались данные А. П. Першиной по кремнистым стяжениям в верхнедевонских мелководных отложениях Приуралья. М. Жиньо (1952) в Парижском бассейне описывает сенонские пелагические известняки с кремнями, накопившиеся в бассейне, водосборы которого представляли собой пенепленизированную сушу. На Русской платформе меловые известняки и мергели с кремнями известны в треугольнике Львов — Могилев — Гданьск и восточнее Киева, где они тяготеют к прибрежной зоне островов или континента (Атлас..., 1961).

В геосинклинальных и переходных структурах материал, происхождение которого можно связать с процессами континентального выветривания, в карбонатных толщах устанавливается с большим трудом, так как он рассеивается среди полимиктового вещества. Однако в ряде случаев его присутствие улавливается вполне отчетливо. Примером может служить верхнеюрская карбонатная формация отрогов Гиссара. Ее детально изучил Е. М. Абетов (1965). Карбонатный комплекс, сложенный в основном известняками, имеет мощность более 250 м. Для известняков характерно преобладание среди нерастворимого остатка кварца в легких фракциях, турмалина, рутила, магнетита — ильменита и циркона в тяжелых фракциях. В глинистой части пород преобладают монтмориллонит и гидрослюда с примесью каолинита.

Карбонатные породы в геосинклинальных толщах содержат много пирокластического материала, разубоживающего обломочные компоненты, поступившие из зон выветривания (Акаева, 1964). Последние могут присутствовать в виде зерен выветрелых полевых шпатов и измененного вулканического стекла или примеси глинистых минералов. Но надо учитывать возможность изменения глинистых минералов в постседиментационную стадию; это характерно для древних метаморфизованных толщ (Казанский и др., 1965).

Кремнистые стяжения, связанные с выносом SiO_2 из коры выветривания, устанавливаются и в неплатформенных районах. Так, М. Жиньо (1952) отмечает в Швейцарских Альпах готеривские мелководные кремнистые известняки, переходящие в более глубоководные глинистые карбонатные породы. Известняки с кремнями показаны на картах туронского времени вблизи островов в районе г. Тбилиси, в верховьях рек Лаба и Кубань (Атлас..., 1961).

С выветриванием связано появление в карбонатных толщах тонкодисперсного гематита. Он известен в отложениях верхнего докембрия, кембрия, девона, перми. Седиментационный характер гематита доказывается равномерным распределением его с карбонатом в тонкозернистых, пелитоморфных разностях и послойным распределением в постройках строматолитов. Вероятным источником гематита были продукты выветривания на континенте. Красноцветные карбонатные породы обогащены обломочным кварцем и содержат новообразования вторичного кварца (Казанский, 1967).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема влияния выветривания на осадконакопление в настоящей работе рассматривается в общем виде. Особое внимание обращено на выяснение состава продуктов выветривания, а также поведение переотложенного материала в зонах седиментации и породообразования. В работе приведены примеры как осадочных толщ, почти целиком сложенных перемещенными продуктами выветривания, так и комплексов, в которых глубоко выветрелый материал составляет только небольшую часть пород. Значительная роль продуктов выветривания во многих платформенных отложениях не вызывает сомнения. Можно считать доказанным преобладание их в кварцевых и олигомиктовых песчаных породах, каолиновых глинах, опоках, диатомитах, бокситах и в значительной части железистых образований. Сложнее «выявить выветрелый материал в сильно измененных вторичными процессами породах геосинклинальных областей. Это в значительной степени объясняется тем, что еще недостаточно разработаны методы диагностики продуктов выветривания в метаморфизованных толщах.

В работе не рассматриваются вопросы, связанные с изменением характера выветривания в истории Земли. Для этого в настоящее время имеется слишком мало данных. Различия проявлялись, вероятно, в изменениях физико-географических обстановок, состава атмосферы, состава органического мира и т. д. По этим признакам в истории развития процессов выветривания намечаются три крупных этапа: 1) раннедокембрийский (доархейский); 2) докембрийский — раннепалеозойский; 3) среднепалеозойский — мезокайнозойский. Для первого этапа характерно отсутствие органической жизни, пустынный ландшафт континентов, почти полное отсутствие чехла осадочных пород (благодаря чему поверхностные агенты выветривания разрушали главным образом изверженные и метаморфические породы), незначительное распространение грунтовых вод (преимущественно трещинного типа), большое ко-

личество углекислого газа, аммиака, метана в атмосфере и поверхностных водах (Виноградов, 1967, и др.).

Такая обстановка способствовала образованию выветрелых пород в областях наземного вулканизма и на выровненных участках рельефа, где создавались благоприятные условия для просачивания поверхностных вод. Выветрелый материал мог перемещаться на суше под действием силы тяжести, временными потоками и ветром, в меньшей степени реками, которые из-за очень слабого подтока грунтовых вод были распространены незначительно. Продукты выветривания этого этапа, сохранившиеся на месте формирования и перемещенные, в значительной степени изменены процессами метаморфизма.

Второй этап отличается появлением органической жизни, в том числе микроорганизмов, способных активно разрушать минералы горных пород, исчезновением аммиака и метана, а также сокращением количества углекислоты в атмосфере, ростом чехла осадочных пород, расширением речной сети. В этих условиях формировались достаточно мощные скопления продуктов выветривания на геоморфологически благоприятных участках континентов. Переотложенный временными потоками и реками выветрелый материал достигал областей морской седиментации. Он участвовал в формировании кварцевых песков, каолинистых глин, железных руд и бокситов, преобразованных затем в кварциты, пироксилитовые сланцы, гематит-магнетитовые руды, диаспор-хлоритовые, хлоритовые и другие породы.

Процесс заселения континентов растительностью, синхронный началу третьего этапа, сопровождался еще большим увеличением количества кислорода в атмосфере и сокращением в ее составе углекислоты, усилением роли осадочных пород в верхних частях земной коры, появлением разнообразия ландшафтных обстановок, возрастанием запасов грунтовых вод и расширением речной сети. Обилие растительности и развитие животного мира на суше ввело в зону выветривания органические кислоты, которые способствовали более энергичной переработке материала осадочных пород, распространенных на большей части поверхности континентов. При перемыве продуктов выветривания значительное количество его задерживалось в осадках континентального происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаходжаев А. А., Петров Н. П. и др. Коры выветривания Узбекистана. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Абетов Е. М. Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
- Акаева В. П. Литолого-минералогические особенности формаций мела северо-восточного склона Малого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1964, 159, № 4.
- Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. А. и др. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1965, 76.
- Акульшина Е. П. Глинистые минералы в отложениях палеозоя бассейна рек Курейки и Горбиячин.— Труды СНИИГГИМС, серия нефт. геол., 1962, вып. 16.
- Алексина И. А. Минералогия крупноалевритовых фракций донных осадков Кроноцкого и Авачинского заливов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1962, 61.
- Алешин С. Н. К вопросу об изменении монтмориллонита в гидрослюду.— Докл. АН СССР, 1948, 61, № 4.
- Алиев А. Г., Акаева В. П. О молассовой формации Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 4.
- Аллен В. Т. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях. В кн. «Происхождение бокситов». М., ИЛ, 1959.
- Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М. К вопросу о генезисе глинистых минералов при выветривании первичных минералов (экспериментальные исследования) — Труды Почв. ин-та АН СССР, 1956, 51.
- Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М. Опыт экспериментального изучения процессов гидролиза первичных минералов и образования вторичных глинистых минералов. Труды V совещ. по эксперимент. и технич. минер. и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Антипов-Каратаев И. Н., Цюрупа И. Г., Алферова В. А. Закономерности биохимического разложения альбита и мусковита. В сб. «Кора выветривания», вып. 7. М., изд-во «Наука», 1966.
- Аскинази Д. Л. Фосфатный режим и известкование почв с кислой реакцией. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. 1—II. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1961.
- Афанасьев А. П. Некоторые данные по минералогии доледниковой коры выветривания в Яно-Ковдорском районе (Кольский полуостров).— Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, 1959, № 4.

- Афанасьев А. П. Минералогия древней коры выветривания на породах свиты Имандра-Варзуга к югу от Хибин. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Батурич В. П. Об устойчивости и синтезе минералов глубинных геосфер в стратиферии.— Докл. АН СССР, новая серия., 1942, 37, № 1.
- Батурич В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Беммелен ван Р. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Белякин Д. С., Петров В. П. Новое в минералогии и петрографии ископаемых глин.— Труды АН ГрузССР, 1951.
- Бессолицин Е. П. Древние коры выветривания Иркутской области. В сб. «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бетехтина О. А., Казанский Ю. П. О границе перми и триаса в западной части Ерунаковского района Кузбасса.— Изв. Томск. политехн. ин-та., 1959, 99.
- Биккенина Ф. Т. Основные закономерности распространения терригенных минералов в готерив-барремских отложениях центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Бобров Е. Т. Древняя кора выветривания в районе восточной окраины Енисейского кряжа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, № 3.
- Бобровник Д. П. О первоначальных стадиях выветривания биотита из гранатового мигматита окрестностей с. Липовец, Винницкой обл.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8.
- Бровков Г. Н., Фролова В. Т. Измененные бентонитовые породы в девоне Тувинского и Минусинского прогибов.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 4.
- Брицдли Г. В. Каолиновые минералы. В кн. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». М., ИЛ, 1955.
- Будников В. Н., Казанский Ю. П., Лежнин А. И. Открытие бентонитов в Кузбассе.— Докл. АН СССР, 1960, 131, № 6.
- Бучинская Н. И. О зональности выветривания коростенских гранитов.— Геол. ж. АН УССР, 1964, 24, вып. 2.
- Бушинский Г. И. Кремнистые породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», ч. II. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965). В кн. «Генезис бокситов». М., изд-во «Наука», 1966.
- Биноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., изд-во «Наука», 1967.
- Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района. В сб. «Кора выветривания». вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Власов В. В., Дистанов У. Г. и др. О составе кремнезема кремнистых пород палеогена Среднего Поволжья.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 6.
- Волла Р. Генезис месторождения бокситов в нижнем течении р. Конго. В сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., изд-во «Мир», 1964.
- Гареллс Р. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962.
- Гартман Д. А. Минералогия титана в некоторых бокситах и их материнских породах. В сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., изд-во «Мир», 1964.
- Ганссен Р. География почв. М., ИЛ, 1962.
- Гиззбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале.— Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 31, серия минер. геохим. (№ 6).
- Гиззбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и

- значение в фациальном анализе. В сб. «Методы изучения осадочных пород». М., Гостоптехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. В сб. «Кора выветривания», № 6, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гинзбург И. И., Витовская И. В. Выветривание гранатовых, аксицитовых пород в засушливых районах Центрального Казахстана. В сб. «Кора выветривания», вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала.—Труды ИГН АН СССР, 1946, вып. 80, серия Уральск. компл. экспед. АН СССР (№ 1).
- Гинзбург И. И., Наждакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. В сб. «Кора выветривания», № 4, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гинзбург И. И., Писемский Г. В. Кора выветривания на породах зеленокаменной толщи Учалинского медно-колчеданного месторождения. В кн. «Кора выветривания», № 4, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. И. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. И., Яшина Р. М. Экспериментальные исследования в области выветривания.—Труды ИГЕМ, 1963, вып. 74.
- Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня.—Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, 34.
- Головенок В. К., Пушкин Н. Ю. О находке докембрийских бокситов.—Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1.
- Голосов С. И., Клярковский В. М., Архипенко Д. К. Опыт моделирования процесса истирания и окатывания обломков породообразующих минералов в водной среде. В кн. «Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения». Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений.—Труды ВИМС, 1960, вып. 5.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1956.
- Гроссгейм В. А. Дистен в осадках мезо-кайнозоя Северного Кавказа и Предкавказья.—Геол. нефти, 1957, № 12.
- Гусев Г. М., Ковалева Л. Т., Жукова Е. Н. Поведение минералов группы слюд при сверхтонком измельчении в планетарных мельницах. В сб. «Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения». Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Данбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.
- Дистанов У. Г., Аментова В. К. О химико-минералогическом составе палеогеновых опок Среднего Поволжья.—Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия обществ. наук, 1961, вып. 1.
- Добровольский В. В. Вещественный состав и морфология коры выветривания. Изд-во МГУ, 1964.
- Дриц В. А., Кашаев А. А. О структурных особенностях каолининовых минералов. В сб. «Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М.—Л., изд-во «Недра», 1963.
- Епатыко Ю. М., Воробьева К. А. О растворении магнетита и кварца в кислых и щелочных растворах при низкой температуре. В сб. «Материалы к совещанию по геологии гипергенеза». Минск, 1964.
- Жердева А. Н. Сравнительная характеристика ильменитов из россыпей. В сб. «Минеральное сырье», вып. 2, М., изд. ВИМС, 1961.
- Жемчужников Ю. А. Основы геологии каустобиолитов. Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952.

- Жузе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.
- Занин Ю. Н. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфи-театра. М., изд-во «Наука», 1969.
- Запорожцева А. С. Связь ассоциаций захороненных обломочных ми-нералов со средой осадконакопления.— Докл. АН СССР, 1963, 151, № 2.
- Зверева Е. А., Гуреев В. Ф. Геологическое строение и особенности формирования коры выветривания карбонатитового массива. В кн. «Ко-ра выветривания», № 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Зеленов Н. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Ку-рильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Земятченский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почво-образованием.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1933, 8, вып. 1.
- Земятченский П. А. К вопросу о зависимости характера выветрива-ния минералов от климатических условий.— Докл. АН СССР, 1939, 35, № 6.
- Ивания Л. А., Кулешова Н. Н. Фациально-палеогеографические ус-ловия формирования кийской свиты в юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины.— Геол. и геофиз., 1963, № 11.
- Иванов Г. И. Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан.— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Иодер Х. С. Проблема изоград в метаморфизованных, богатых железом осадках. В кн. «Вопросы теоретической и экспериментальной петро-логии». М., изд-во «Мир», 1964.
- Казанский Ю. П. Распределение обломочных минералов тяжелых фракций в мезозое юго-восточной окраины Западно-Сибирской низ-менности.— Труды ВНИГРИ, 1958, вып. 124.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Сред-него Приобья.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 18.
- Казанский Ю. П. Особенности вторичных преобразований в терригенно-карбонатных породах верхнего докембрия юго-восточной части Енисей-ского кряжа. В сб. «Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири». М., изд-во «Наука», 1967.
- Казанский Ю. П., Казаринов В. П., Резанова Н. М. Развитие идей А. Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород.— Геол. и геофиз., 1965, № 9.
- Казанский Ю. П., Соколова М. Ф. Каолинитовые минералы в мело-вых отложениях Среднего Приобья.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Казанский Ю. П., Соколова М. Ф. О составе глинистых минералов в отложениях верхнего докембрия юго-востока Енисейского кряжа. В сб. «Глины и глинистые минералы Сибири», М., изд-во «Наука», 1965.
- Казаринов В. П. О генезисе кварцевых песков Западной Сибири.— Докл. АН СССР, 1945, 10, вып. 6.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Си-бири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П. Осадочные серии и тектонические фазы Сибири.— Тру-ды СНИИГГИМС, серия нефт. геол., 1962, вып. 16.
- Каледа Г. А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления. В сб. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.
- Калугин А. С., Груздева-Пешкова А. В., Гузман А. Г. и др. Сингенетические железные и марганцевые руды вулканогенных форма-ций среднего палеозоя Алтая. Труды V Всес. литол. совещац, т. II. Но-восибирск, изд-во «Наука», 1964.
- Калугин И. А. Отложения соединений железа на вулканах Курильских островов.— Геол. и геофиз., 1967, № 4.
- Калюжная С. П., Холина В. П. Титаноносность рыхлых мезо-каино-

- зойских отложений Амуру-Зейской депрессии. В сб. «Минеральное сырье», вып. 2. М., изд. ВИМС, 1962.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания. В кн. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.
- Колпиков Н. П. К вопросу о терригенно-минералогических фациях. — Изв. высш. учебн. завед., серия нефт. и газ., 1959, № 3.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ними связанные. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., изд-во «Наука», 1965.
- Корренс К. В. Опыты по разложению силикатов и некоторые вопросы химического выветривания. В сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., изд-во «Мир», 1964.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. — Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклинальных областях. Сб. докл. на Междунар. совещ. по глинам в Брюсселе. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. П. Мезозойские верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины. — Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 34.
- Краускопф К. Ф. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостехиздат, 1960.
- Куковский Е. Г. Роговая обманка из коры выветривания амфиболита. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.
- Куковский Е. Г. О минеральных превращениях в коре выветривания кристаллических пород юга Украинского кристаллического массива. В кн. «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Куковский Е. Г. Некоторые соображения о кристаллохимических особенностях выветривающихся минералов. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Куковский Е. Г. Некоторые кристаллохимические аспекты выветривания минералов кристаллических пород Украинского щита. В кн. «Химический состав и внутреннее строение минералов». Киев, изд-во «Наукова думка», 1964.
- Кулиш Е. А. Кварциты архей в южной части Алданского щита. Магадан, 1964.
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Лавров В. В. Морфогенетическая классификация олигоценовых оолитовых железняков континентально-долинного типа. — Вестн. АН КазССР, 1953, № 9.
- Лавров В. В. Морской палеоген зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Лавров В. В. Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М.—Л., изд-во «Наука», 1965.
- Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). — Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 120.
- Лапина Н. Н. Минералогические провинции в современных донных осадках Ледовитого океана. — Труды НИИГА, 1959, 107, вып. 12.
- Лебедев Ю. С. Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.
- Левченко С. В., Бобров Е. Т. О перспективе бокситоносности девонских отложений Минусинских котловин. В сб. «Геохимия, петрогра-

- фия и минералогия осадочных образований». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., изд-во «Наука», 1966а.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В сб. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966б.
- Лисицына Н. А. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
- Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полез. ископ., 1966, № 1.
- Литвин О. А. О выветривании пинвальдита.— Геол. ж. АН УССР, 1962, 22, № 3.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., изд-во «Наука», 1964.
- Луцицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. В кн. «Стратиграфия СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Лысенко М. П., Серышков О. С. Некоторые новые данные о составе и свойствах погребенных почв в лёссовидных породах юга Украины.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 3.
- Макаров В. Н., Кондратьева Д. Н. Об изменении турмалина в коре выветривания Яковлевского железорудного месторождения КМА.— Докл. АН УССР, 1965, № 1.
- Малаховский В. С. Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом. В сб. «Вулканогенные формации и полезные ископаемые». М., изд-во «Наука», 1965.
- Митсухи Т. Месторождения железных руд Японии. В кн. «Железорудные месторождения мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.
- Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита. В сб. «Генезис бокситов». М., изд-во «Наука», 1966.
- Момджи Г. С. Теоретические основы поисков россыпных месторождений титана и циркония. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Момджи Г. С. Титан. В кн. «Металлы в осадочных толщах». М., изд-во «Наука», 1964.
- Морозов С. С. Опыт исследования вещественного состава и физических свойств погребенных почв разных генетических типов в четвертичных отложениях Украины и центральной черноземной полосы с палеогеографическими целями. Мат-лы Всес. сов. по изуч. четвертич. периода, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Морозов С. С., Селиванов В. А. Состав и свойства продуктов выветривания эффузивных пород в условиях тундровой зоны северо-востока СССР.— Вестн. МГУ, 1961, № 3.
- Муравьев В. И. Литологическая характеристика верхней континентальной толщи центральной и западной частей Вилюйской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9.
- Мурадзумо М. Геохимическое поведение железа в гидротермальной деятельности вулкана.— Геол. ж. Японии, 1960. Пер. с японского
- Нестеренко Г. В., Цибульчик В. М. Источники питания титаноносных отложений на юго-востоке Западной Сибири. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Никитин К. К. Кора выветривания на диоритах Южного Урала. В сб. «Кора выветривания», вып. 2; М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Никитин К. К. Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультраосновных пород.— Труды ИГЕМ, 1962, вып. 69.
- Никитина А. П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА. В сб. «Кора выветривания». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины.— Труды ИГиН АН СССР, 1953, вып. 141, серия геол. (№ 58).
- Новохатский И. П. Месторождения оолитовых железных руд Казахстана и их генезис. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1956.
- Окомото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде. В сб. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.
- Парфенова Е. И. Переход биотита в опал в почвах Северного Кавказа.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1956, 85, № 4.
- Парфенова Е. И., Ярилова Е. П. Минералогические исследования в почвоведении. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Церельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерк геохимии меди в зоне гипергенеза.— Труды ИГЕМ, 1962, вып. 70.
- Першина А. Н. Стратиграфия и палеогеография девонских отложений Правобережья Средней Печоры и южной части гряды Чернышева. М.— Л. Изд-во АН СССР, 1960.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевроитовых фракций осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды ИГиН АН СССР, 1948, вып. 95, петрограф. серия (№ 29).
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., изд-во «Недра», 1967.
- Пиккеринг Р. Д. Некоторые эксперименты по выщелачиванию трех силикатных бескварцевых пород и их значение для познания процессов латеритизации. В сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., изд-во «Мир», 1964.
- Писемский Г. В. Строение коры выветривания щелочных пород Приазовья.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 29.
- Писемский Г. В., Зверева Е. А. Характер и строение коры выветривания одного щелочного массива в Восточной Сибири.— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 48.
- Пичугин М. С. О генезисе доломитовой муки в палеозойских отложениях Русской платформы. В сб. «Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород». М., изд-во «Наука», 1966.
- Поспелов Г. Л. Структурная классификация элювия.— Докл. АН СССР, 1945, 48, № 2.
- Потонье Г. Происхождение каменного угля и других каустобиолитов. М.— Л., ОНТИ, 1934.
- Прозорович Г. Э., Антонова Т. Ф. Терригенные сапролиты — продукты размыва кор выветривания трапшов.— Докл. АН СССР, 1963, 150, № 6.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Рабиханукаева Е. С. Литологическая характеристика отложений ордовика на западной окраине Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1968, 43, вып. 2.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских водоемах.— Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 112.
- Ренгартен Н. В. Минералого-петрографические исследования меловых

- и палеогеновых отложений восточного склона Урала.— Труды ИГН АН СССР, 1950, вып. 117, геол. серия, № 41. Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М., изд-во «Мир», 1965.
- Рожков И. С. Древняя кора выветривания гимбритовых пород. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., изд-во «Наука», 1964.
- Рожкова Е. В., Серебрякова М. Б., Макарова Т. В. О возможности осаждения фосфата кальция из вод морских бассейнов. В сб. «Минеральное сырье», вып. 6. М., изд. ВИМС, 1962.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ.— Вестн. ЛГУ, 1948, № 7.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Рякина В. Е. О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фазах современного аллювия р. Волги.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 1.
- Рякина В. Е. О погребенных почвах Верхнего Приобья.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1963, 22.
- Савельева К. П. Донные отложения северной части Азовского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1964, 68.
- Самодуров П. С. Древняя кора выветривания на осадках среднего карбона и юго-восточной части Донбасса. В сб. «Кора выветривания», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш.— Труды ИГН АН СССР, 1951, вып. 151, геол. серия (№ 53).
- Сахно В. Г., Устиновский Ю. Б. Условия накопления, состав и продукты выветривания туфов Тырманской впадины (Хабаровский край).— Геол. и геофиз., 1962, № 4.
- Семериков А. А. Фациальный состав угленосных отложений Северо-Сучанского района Сучанского каменноугольного бассейна.— Труды Лаб. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 7.
- Сердюченко Д. П. Гипергенная шпинель из древней коры выветривания на Северном Кавказе.— Зап. Всес. мин. об-ва 1945, ч. 74, № 4.
- Сигов А. П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород.— Сов. геол., 1960, № 3.
- Симанович И. М. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1.
- Симонов А. Н., Жеру М. И. О продуктах выветривания нефелина и шпреуштейна в щелочных пегматитах Ильменского хребта на Южном Урале. В сб. «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сиротин В. Н. Турмалин в латеритной коре выветривания КМА. Труды III совещ. по пробл. изуч. Воронежск. синеклизы. Изд. ВГУ, 1966.
- Соколов И. И., Караева З. С. О химизме современных процессов выветривания вулканокластических пород Авачинского вулкана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6.
- Соколова Е. Н. О комплексных соединениях железа и алюминия с низкомолекулярными органическими кислотами. В сб. «Кора выветривания», вып. 7. М., изд-во «Наука», 1966.
- Соколова М. Ф., Казанский Ю. П. Нонтронит в коре выветривания о. Ольхой (оз. Байкал). В сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., изд-во «Наука», 1965.
- Сочава А. В. Литология, стратиграфия и условия образования красноцветной формации мела Ферганы. В сб. «Меловые континентальные отложения Ферганы». М., изд-во «Наука», 1965.
- Станкевич Л. Н. О минералогическом составе железняков Керченского месторождения.— Геол. ж. АН УССР, 1957, 17, вып. 4.
- Стороженко А. А., Стороженко И. К. К вопросу о генезисе кварцитов и дистено-хлоритовых пород пурольской свиты теппоринской серии (Витимо-Патомское нагорье).— Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1948.

- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, ч. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. В кн. «Геохимия кремнезема». М., изд-во «Наука», 1966.
- Тейс Р. В., Чупахин М. С., Найдин Д. П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода органогенного кальцита. МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. Проблема 1, 1960.
- Теобалд П. К., Лэкин Х. У., Хоукинс Д. Б. Осаждение алюминия, железа и марганца в месте слияния ручья Дир-Крик с рекой Спейк в округе Семмит, Колорадо. В сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., изд-во «Мир», 1964.
- Терентьева К. Ф. О генезисе минералов глинозема в боксите. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Трубина К. Н. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Трубина К. Н. Дикит в бокситовой и железорудной корах выветривания КМА и его генетическое значение. В сб. «Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород». М., изд-во «Наука», 1966.
- Ферсман А. Е. Геохимия, ч. IV. Л., Госхимтехиздат, 1937.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 20.
- Фридланд В. М. Кора выветривания Северного Вьетнама. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фролова Н. В. Геологический очерк средней части Лено-Киренгского междуречья. Очерки по геологии Сибири, вып. 18, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Харин Г. С. Кора выветривания под турнейским ярусом на северо-востоке Салаира. В сб. «Кора выветривания», вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ходьков А. Е. Особенности образования коры выветривания галогенных формаций.— Вестн. ЛГУ, 1963, № 6.
- Чайка В. М. К методике изучения метаморфических толщ.— Геол. и геофиз., 1962, № 12.
- Черняховский А. Г. Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии и продуктов его ближайшего переотложения. В сб. «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений». М., изд-во «Наука», 1965.
- Шабаяева Е. А., Горбунова Л. И. Диагенетическое замещение монтмориллонита в глинах среднего карбона Саратовского Поволжья. В сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1958.
- Шамрай И. А. Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения аллювиальных свит.— Труды ИГН АН СССР, 1951, вып. 135, серия геол. (№ 55).
- Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 161.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритных залежей. В сб. «Совещание по осадочным породам». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, 35, вып. 6.
- Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— Acta Univer. Carolinae Geol. Supplementum. 1961, 1.
- Щербина В. Н. Кора выветривания ископаемых галогенных отложений. В сб. «Материалы к совещанию по геохимии гипергенеза». Минск, 1964.

- Юдин Н. Н. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. Автореф. канд. дисс. М., 1963.
- Юрк Ю. Ю. О гидратации окислов железа и преобразовании их в гидрокислы (на примере Кривого Рога) — Докл. АН СССР, 1956, 109, № 1.
- Яницкий А. Л. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. — Труды ИГЕМ, 1960, вып. 37.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Изд. МОИП, 1953.
- Abbot A. T. Occurrence of gibbsite on the Island of Kanai, Hawaiian Island. — *Econ. Geol.*, 1958, 53, № 4.
- Allen V. T. Weathering and heavy minerals. — *J. Sediment. Petrol.*, 1948, 18, N 1-2.
- Allen V. T., Johns W. D. Clay and clay minerals of New England and Eastern Canada. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, 71, No 1.
- Alling H. L. Diagenesis of the Clinton hematite ores of New York. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1941, 58, № 11.
- Baily S. W., Gameron E. N., Spedden H. R. and oth. The alteration of ilmenite beach sands. — *Econ. Geol.*, 1956, 51, № 3.
- Bako J. Prispěvek k vyskumn slovenskych diatomitov — *Geol. prace. GŮDŠ SAV Zprávy*, 1964, № 2A124.
- Barshad J. The effect of the interlayer cations on the expansion of the mica type crystal lattice. — *Amer. Mineralogist* 1950, 35, № 2.
- Bien G. S., Contois D. E., Thomas W. H. The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, 14, № 1/2.
- Boswell P. G. On the mineralogy of sedimentary rocks. — London, 1933.
- Gaillière W., Hanin S. Transformation of minerals of the montmorillonite family into 10 Å micas. — *Mineral. Mag.*, 1949, 38, № 205.
- Calligari E., Dell'Angolla G. Studio chemico e mineralogico di alcuni terreni dei Colli Euganei. Nota 2. Caratteristiche mineralogiche. — *Ricerca scient.*, ptl 2, Ser. A, 1965, 8, № 6; PЖ, 1966, № 10B205.
- Jarroll D. Weatherability of zircon. — *J. Sediment. Petrol.*, 1953, 23, № 2.
- Cook M. G., Rich C. J. Weathering of sodium potassium mica in soils of the Virginia Piedmont. — *Soil Sci. Soc. America Proc.*, 1962, 26, № 6.
- Cooper L. H. The distribution of iron in the water of the Western English Channel. — *J. Marine Biol. Assoc. U. K.*, 1948, 27, № 2.
- Dryden L., Dryden C. Comparative rates of weathering of common heavy minerals. — *J. Sediment. Petrol.*, 1946, 16, № 1.
- Eliaš M. Sedimentary formations of Silesian — Unit in CSSR. Report, VII Congr. Carpatho-Balkan. Geol. Assoc. Sofia, Sept., 1965; Pt II, v. I, 1965.
- Freytet P. Généralisation du rôle de la pédogenèse en tant que phénomène cyclique associé à la sédimentation fluviale dans les «grés à reptiles» (Crétacé supérieur) de Saint-Chinian (Hérault). — *C. r. Acad. sci.*, 1967, D264, № 2.
- Goldich S. S. A study in rockweathering. — *J. Geol.*, 1938, 46, № 1.
- Graham E. R. Colloidal organic acids as factors in the weathering of anorthite. — *Soil Sci.*, 1941, 52, № 2.
- Gravenor C. P. Mineralogical and size analysis of weathering zones on Illinoian till in Indiana. — *Amer. J. Sci.*, 1954, 252, № 3.
- Griffin G. M. Regional clay mineral facies-products of weathering intensity and current distribution in the Northeastern Gulf of Mexico. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1962, 73, № 6.
- Halferdahl L. B. Chloritoid. Its composition, x-ray and optical properties, stability and occurrence. — *J. Petrol.*, 1961, 2, № 1.
- Harada K. Mineralogical notes on the alteration product of liparite, Kono-ki, Mihara — machi, Mie Prefecture. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1964, 70, № 824.
- Harder H. Experimente zur «Ausfällung» der Kieselsäure. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, 29, № 4.
- Holmes A. Petrographic methods and calculations. — London, 1921.

- Hoppe M. Die Schwerminerale des hallischen Quarzporphyrkaoline.—
Wiss. Z. M. Luter Univ. Halle — Wittenberg, Jahrg. II, H. 3, Math.-natur-
wiss. Reihe, № 3, 1952/1953.
- Jackson M. L. Clay transformations in soil genesis during Quaternary.—
Soil Sci., 1965, № 1.
- Jackson M. L., Sherman G. D. Chemical weathering of minerals in
soil.—Advances Agron., 1953, 5.
- Johns W. D., Grim R. E. Clay mineral composition of recent sediments
from the Mississippi River Delta.—J. Sediment Petrol., 1958, 28, № 2.
- Krymbain W. C., Pettijohn F. J. Manual of sedimentary petrography
London — N. Y., 1938.
- Lewis G., Goldberg E. Iron in the sea water.—J. Marine Res., 1954,
13, № 2.
- Lier J. A., Bruyn P. L. de, Overbeek J. T. The solubility of quartz.—
J. Phys. Chem., 1960, 64, № 5.
- Loziński J. Minerale okruczowe w piaskowcach fliszowych pienińskiego
pasa skalowego i obszarów sąsiadujących.—Prace geol., 1966, 37.
- Morey G. W., Chen W. T. The action of hot water on some feldspats.—
Amer. Mineralogist, 1955, 40, № 5.
- Murray H. H., Leininger R. K. Effect of weathering on clay minerals.
Proc. Conf. Clay and Clay Minerals, publ. 456, 1956.
- Matsuo N. Studies on the hydrated iron oxides. Y. Hydrated ferric oxide
minerals altered from siderite and ferroan rhodochrosite by weathering.—
Sci. Rept. Res. Inst. Tohoku Univ., 1959, A II, № 8.
- Neuwirth E. Zur Feldspat- und Biotitverwitterung im Korallengebiet
(Steiermark).—Berg- und Hüttenmänn. Monatsh., 1954, 8—9, H. 99.
- Petlo C. R. A study of chalcedony.—Amer. J. Sci., 1956, 254, № 1.
- Pettijohn F. J. Persistence of heavy minerals and geological age.—J. Geol.,
1941, 49, № 5.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks, N. Y., 2 ed., 1957.
- Reiche P. A survey of weathering processes and products.—Univ. New
Mexico Pubs Geol., 1945, № 1.
- Russel R. D. Mineral composition of Mississippi River sands.—Bull. Geol.
Soc. America, 1937, 48.
- Sackett W., Arrhenius G. Distribution of aluminium species in the
hydrosphere.—I. Aluminium in the ocean.—Geochim. et cosmochim.
acta, 1962, 26, № 9.
- Sherman G. D., Uehara G. The weathering of olivine basalt in Hawaii
and its pedogenetic significance.—Soil Sci. Soc. America Proc., 1956, 20,
№ 3.
- Shreyer W., Yoder H. S. The system Mg — cordierite — H₂O and related
rock.—Neues Jahrb. Mineral., 1964, 101, H. 3.
- Sindowski F. K. Results and problems of heavy mineral analysis in Ger-
many: a review of sedimentary-petrological papers, 1936—1948.—J. Se-
diment. Petrol., 1949, 19, № 1.
- Smithson F. The alternation of detrital minerals in the Mesozoic rocks of
Yorkshire.—Geol. Mag., 1941, 48, № 2.
- Steinert H. Verwitterung und Schwermineral-Gesellschaften.—Z. Pflan-
zenernähr., Däng. Bodenkunde, 1954, 65, H. 3.
- Vendle A. Untersuchungen über die Verwitterung von Eruptivgesteinen.—
Acta techn. Acad. scient. hung., 1957, 17, № 3—4.
- Weinert H. H. Climate and weathering Karroo dolerites.—Nature, 1961,
191, № 4789.
- Whitehouse U. G., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay
minerals types in artificial sea water.—Proc. 5-th Nat. Conf. Clay and
Clay Minerals. Washington, 1958.
- Wieseneder H. Über die Veränderungen des Schwermineralbesandes der
Sedimente durch Verwitterung und Diagenese.—Erdöl und Kohle, 1953,
6, № 7.

- Winkler H. G. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. I.— Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, **13**, № 1.
- Winkler H. G. Das T-P-Feld der Diagenese und niedrig temperierten Metamorphose auf grund von Mineralreaktoinen.— *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1964, **10**, H. 1.
- Winters E. The migration of iron and manganese in colloidal systems.— *Univ. Illinois Agric. Exper. Stat. Bull.*, 1940, **472**.
- Wurman F. A mineralogical study of a gray-brown podzolic soil in Wisconsin derived from glauconite sandstone.— *Soil Sci.*, 1960, **89**, № 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА I.	
ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД	9
ГЛАВА II.	
УСТОЙЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОВ В ЗОНЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ	27
ГЛАВА III.	
ПЕРЕНОС И ОТЛОЖЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ	61
ГЛАВА IV.	
ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ	86
ГЛАВА V.	
ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ	99
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	113
Литература	115

Юрий Петрович Казанский

Выветривание и его роль в осадконакоплении

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *Т. В. Колошина*
Технический редактор *Е. Н. Евтянова*
Корректор *В. И. Шафран*

Сдано в набор 7/IV 1969 г. Т-09666

Подписано к печати 11/VII 1969 г. Формат 60×90^{1/16}

Усл. печ. л. 8. Бумага № 2. Уч.-изд. л. 7,9

Тираж 1250. Тип. зак. 2133

Цена 79 к.

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

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

СПИСОК ОПЕЧАТОК

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
18	2 стр.	кабонатно-	карбонатно-
63	24 стр.	аллювиальны- ми	элювиальными

Казанский Ю. П.