

1450  
В. В. ДОБРОВОЛЬСКИЙ

**ГЕОГРАФИЯ  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
КОРЫ  
ВЫВЕТРИВАНИЯ  
СССР**

---

2615  
A, 56

**В. В. ДОБРОВОЛЬСКИЙ**

**ГЕОГРАФИЯ  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
КОРЫ  
ВЫВЕТРИВАНИЯ  
СССР**

---

С76417  
244978

Фурхаддинов  
РЕЛЬЕФЛИ ТЕИ  
ИМ. ГОРОВА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЫСЛЬ»

ADIB SOBIR TERMIZU NOMIDAGI  
SULHOSKVA 1969  
KUTUBXONA MARKAZI  
Kei. No 63976  
200 Ty.

551  
Д-56

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

GEOGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY  
OF WEATHERING CRUST IN THE USSR

by

V. V. DOBROVOLSKY

professor of State University, Moscow.

«MYSL» PUBLISHING HOUSE  
Moscow. 1969

2—8—2

163-68

## ОТ АВТОРА

Кора выветривания — один из интереснейших объектов изучения. Широкое распространение и многообразие ее форм, о чем ранее можно было лишь догадываться, начали выявляться в последние десятилетия. Кора выветривания привлекает внимание представителей различных научных дисциплин и направлений. И хотя в настоящее время наибольшие успехи в изучении коры выветривания связаны с науками о Земле, процессы корообразования представляют особый интерес для наук биологического цикла, а также некоторых разделов медицины. Заглядывая в недалекое будущее, отметим, что установление закономерностей формирования коры выветривания в различных географических условиях настоящего и прошлого нашей планеты будет иметь несомненное значение для истолкования результатов изучения поверхности космических тел.

Запросы современного общества подводят нас к необходимости систематического и планомерного изучения коры выветривания. Однако в настоящее время продукты выветривания изучаются весьма неравномерно. В этом отношении значительные площади континентов, целые страны остаются «белыми пятнами».

Предлагаемый вниманию читателя труд — один из первых опытов характеристики коры выветривания Советского Союза. В основу книги положен курс лекций, который автор читает начиная с 1959 г. на географическом факультете Московского университета. Отдельные сведения о продуктах выветривания на территории Советского Союза, а в последующем и результаты специального их изучения содержатся в огромном количестве в литературе по геологии, почвоведению, географии и биологии. Исчерпывающее обобщение этих данных, особенно в условиях нарастающей научной информации по коре выветривания, — дело будущего и должно быть результатом усилий коллектива специалистов. Настоя-

шая работа преследует цель осветить лишь важнейшие черты коры выветривания территории СССР. Соответственно из имеющегося материала выбраны наиболее существенные данные, которые определенным образом систематизированы. Литература учтена по состоянию на конец 1966 г. Более поздние крупные публикации, в том числе превосходная книга проф. В. П. Петрова о древней коре выветривания, не могли быть должным образом использованы.

Естественно, что в книге нашли отражение результаты многолетних исследований автора и его теоретические построения. Особенно это сказалось на содержании пятой главы, посвященной новейшей коре выветривания. Здесь кратко суммированы положения, более развернуто изложенные в книге автора «Гипергенез четвертичного периода» (изд-во «Недра». М., 1966).

Основная задача книги не столько перечисление разнообразных типов коры выветривания, встречающихся на территории СССР, сколько попытка показать сложную зависимость вещественного состава и строения гипергенных образований от ландшафтно-географических условий. С этих позиций трактуются закономерности пространственного распространения и изменения во времени кор выветривания. Поэтому, отчетливо сознавая возможность недостатков в своей работе, автор считает полезным привлечь внимание широких кругов специалистов к проблемам географии коры выветривания СССР.

Критические замечания и пожелания по загннутым в книге вопросам просьба посылать по адресу: Москва, И-243, ул. Кибальчича 6, лаборатория геохимии, ландшафта Государственного педагогического института имени В. И. Ленина.

## ВВЕДЕНИЕ

Кора выветривания — верхняя оболочка литосферы, в которой «земля», вода, воздух и жизнь приходят в тесное соприкосновение, и материя в своем вечном движении дает, может быть, наибольшее разнообразие форм,— не получила еще в науке надлежащей оценки своего значения.

*Б. Б. Польшов, 1934*

Из истории развития взглядов на выветривание. «Выветривание» (*Verwitterung, weathering*) — один из старейших геологических терминов, широко использовавшийся в долайелльсовский период. Можно предполагать, что он возник в Германии. Во всяком случае в русский язык этот термин проник именно оттуда. Содержание его в настоящее время резко отличается от первоначального. На русском языке он звучит особенно неправильно, вызывая невольную ассоциацию с деятельностью ветра.

По первоначальным представлениям выветривание рассматривалось как процесс разрушения, проявляющийся не только в физическом разрушении монолитных пород, но и в разложении первичных минералов с выносом продуктов разложения. Рыхлая, разрушенная масса коренных пород, залегающая на поверхности литосферы, была названа швейцарским геологом А. Геймом (*Heim, 1879*) «корой выветривания» (*Verwitterungskruste*). Отметим, что до сих пор многие геологи подразумевают под корой выветривания исключительно элювий.

Конец XIX в. знаменуется качественным скачком в области естествознания. В этот период возникает докучаевское почвоведение — наука, положившая начало дисциплинам, изучающим взаимосвязи в природе. Докучаевская школа была колыбелью выдающихся русских ученых, занимавшихся различными отраслями естествознания (*В. И. Вернадский, Н. М. Сибирцев, Ф. Ю. Ле-*

винсон-Лессинг, П. А. Земятченский и др.). Работы одного из представителей этой блестящей плеяды естествоведов — К. Д. Глинки — имели особо важное значение для познания выветривания (рис. 1).

К. Д. Глинка положил начало современным представлениям о процессе выветривания самой распространенной группы минералов — силикатов. Некоторые идеи этого выдающегося исследователя не были сразу восприняты и получили должную оценку позже (стадийность выветривания, устойчивость минералов и др.). Особая ценность его работ заключалась в увязке данных детального минералогического изучения коры выветривания с климатическими обстановками. В результате был сформулирован принцип реконструкции условий древнего выветривания по минералогическому составу коры выветривания. Это важное направление в учении о коре выветривания в настоящее время весьма перспективно.

Однако возможность создания учения о выветривании возникла лишь после появления геохимии. Геохимия как наука о перераспределении химических элементов дала теоретическое обоснование для объединения отдельных результатов изучения коры выветривания. Была обнаружена чрезвычайная сложность процесса выветривания, не соответствующая формальному значению этого термина («выветривание»). Появилась потребность в термине, который соответствовал бы новому представлению о процессе.

Американские ученые для обозначения минералов, возникших в процессе выветривания, ввели в науку термин «супергенный»<sup>1</sup>, т. е. имеющий последующее, вторичное происхождение. А. Е. Ферсман (1922) предложил грамматически более правильный термин, основанный полностью на греческих корнях, — «гипергенный»<sup>2</sup>.

Согласно А. Е. Ферсману (1934), под гипергенезом подразумевается вся совокупность химических и минералогических процессов, протекающих на поверхности Земли. В серии работ, обобщенных в 1934 и 1937 гг., разработаны основы геохимии гипергенеза и намечена схема широтной геохимической зональности материко-

<sup>1</sup> super (лат.) — вслед, после; genesis (греч.) — происхождение.

<sup>2</sup> hyper (греч.) — над, сверху.



Рис. 1. Академик Константин Дмитриевич Глинка  
(1867—1927)

вых отложений. Особое внимание этот исследователь уделил энергетической стороне процессов выветривания.

Необходимость изучения коры выветривания для решения различных практических задач обусловила появление чрезвычайно большого количества работ как в нашей стране, так и за рубежом. Не пытаясь дать обзор этой литературы, можно отметить следующие основные направления, по которым развивается познание гипергенеза.

Первое направление связано с изучением коры выветривания рудных месторождений. Благодаря важному практическому значению этой проблемы ей уделялось большое внимание. Среди отечественных исследований в этом направлении, начало которым было положено работой П. П. Пилипенко (1915), особенно выделяется монография С. С. Смирнова «Зона окисления сульфидных месторождений», опубликованная в 1936 г., но не потерявшая актуальности до сих пор. Этим исследователем установлены основные особенности коры выветривания гипогенных месторождений и проанализированы факторы ее образования. На основании детального сравнительного изучения гипогенных и гипергенных минералов им были выявлены характерные черты геохимии гипергенеза важнейших рудных элементов. Последующие работы Ф. Н. Чухрова, Ф. Н. Шахова, Т. Н. Шадлун и др. углубили и детализировали отдельные положения С. С. Смирнова. Важное значение в развитии исследования коры выветривания рудных месторождений имели работы ряда американских авторов, в первую очередь В. Эммонса (Emmons, 1917), а в Западной Европе — Г. Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1924). В работах П. П. Пилипенко, С. С. Смирнова, Г. Шнейдерхена и В. Эммонса изложены основные моменты истории изучения коры выветривания рудных месторождений.

Второе направление связано с изучением проявлений гипергенеза прошлых эпох (так называемой древней коры выветривания). Захороненные древние продукты выветривания (например, латеритные образования под покровами вулканических лав) были хорошо известны в прошлом веке. Это нашло отражение в работах Ч. Лайелля, Ф. Рихтгофена и др. К концу XIX в. в России наметился интерес к этим образованиям у ши-

рокого круга естественников — геологов, геоботаников, почвоведов (Соколов, 1893; Краснов, 1894; Докучаев, 1900). Однако специальное изучение древней коры выветривания началось в России в начале XX в. В числе первых следует отметить работу К. Д. Глинки (1932) по изучению в 1911 г. вещественного состава и палеогеографии красноцветных образований Дальнего Востока и Венгрии, а позже — каолинов и третичных пестрых глин Воронежской губернии (Глинка, 1919), работу И. И. Гинзбурга (1912), исследовавшего каолины Украины, В. Г. Касаткина (1915) — по геологии, И. М. Крашенинникова (1915) — по палеогеографии древних продуктов выветривания Урала. За рубежом в это же время проводятся довольно многочисленные работы по изучению древнего выветривания: в Западной Европе — Е. Blanck (1912), Н. Harrassowitz (1916), Н. Stremme (1910) и др., в Северной Америке — W. Mead (1915) и др.<sup>1</sup>

Поскольку с древней корой выветривания пространственно и генетически связаны месторождения некоторых металлов (железа, никеля и др.), она подвергается энергичным исследованиям. В СССР большая работа по изучению древней коры выветривания проведена И. И. Гинзбургом и его сотрудниками (Урал, некоторые районы Казахстана, Украины, территории Курской магнитной аномалии). Работами В. П. Петрова, А. И. Перельмана, В. Н. Разумовой, Н. А. Лисициной и многих других исследователей установлены особенности древней коры выветривания различных районов СССР.

В самые последние годы наметился успех в картографировании древней коры выветривания. В первую очередь следует отметить карту коры выветривания кристаллических пород Украинского щита (Кондрачук и др., 1968).

Третье направление включает в себя многочисленные исследования отдельных явлений и частных процессов современного выветривания. Изучались процессы преобразования распространенных горных пород в различных условиях, делались попытки выяснить значение отдельных факторов гипергенеза, однако отсутст-

---

<sup>1</sup> Превосходная сводка исследований древнего выветривания по работам западноевропейских авторов сделана Г. Гаррасовичем (Harrassowitz, 1930).

вие теории выветривания придавало всем этим многочисленным исследованиям больший или меньший элемент случайности. Это в значительной степени обуславливалось отсутствием заинтересованности практики в результатах изучения современной коры выветривания (в отличие от непосредственного практического значения исследования коры выветривания рудных месторождений и древней коры выветривания).

Важным этапом в развитии взглядов на гипергенез явился труд Б. Б. Полынова «Кора выветривания» (1934). Он создал стройное учение о выветривании как о едином процессе закономерного перераспределения химических элементов, где различные типы коры выветривания рассматривались как стадии этого единого процесса. В серии своих дальнейших работ этот исследователь уточнил группы химических элементов по их миграционной способности при выветривании, а также установил природную систему, в которой происходит гипергенное преобразование вещества,— геохимический ландшафт. Многие важные исследования коры выветривания были проведены учениками и последователями Б. Б. Полынова — М. А. Глазовской, В. В. Добровольским, В. А. Ковдой, А. И. Перельманом.

Процессы гипергенеза имеют весьма важное значение для формирования осадочных отложений. Вполне естественно, что изучение гипергенеза интересовало специалистов-литологов. Важное значение имеют работы Н. М. Страхова (1960), построившего первую схематическую мировую карту типов выветривания, и других литологов.

В последние годы в СССР и за границей возник интерес к энергетическому анализу кристаллохимических процессов, протекающих при выветривании. Работы Н. В. Белова и В. И. Лебедева, И. И. Гинзбурга, М. М. Ермолаева и других продолжили начатые А. Е. Ферсманом исследования энергетики гипергенеза.

Строение и состав коры выветривания отражают ландшафтно-геохимическую обстановку ее формирования и реагируют на любые изменения. Эволюция ландшафта в геологическом времени определенно изменяет характер коры выветривания. Поэтому особое внимание изучению коры выветривания уделяется в связи с развитием палеогеографии (Марков, 1960).

За рубежом на фоне многочисленных эмпирических работ выделяются исследования французского ученого П. Эрара и немецкого В. Кубиены. И тот и другой — почвоведы, однако почва в их толковании скорее соответствует понятию коры выветривания. Созданная П. Эраром (Erhart, 1956) теория биорексистазии утверждает ведущую роль живого вещества в процессах выветривания и литогенеза. Основные положения этого ученого близки таковым Б. Б. Польшова (Добровольский, 1962 — II).

В. Кубиена блестящими микроморфологическими исследованиями способствовал развитию минералогии и геохимии гипергенеза больше многих специалистов в этой области. Он обнаружил индикаторную роль высокодисперсной силикатной массы («плазмы»), образующей определенные формы при различных условиях гипергенеза. Им были установлены микротекстуры некоторых типов коры выветривания. Полученные результаты оказалось возможным использовать для палеогеографических реконструкций (Kubiena, 1954, 1955, 1956, 1960; Добровольский, 1962 — I).

Практическое значение изучения зоны гипергенеза и совершающихся в ней процессов обуславливается, во-первых, большим количеством полезных ископаемых, связанных с корой выветривания (бокситов, железных руд, силикатно-никелевых руд, каолинов, кварцевых песков и др.); во-вторых, необходимостью изучения различных кор выветривания для совершенствования геохимических методов поисков рудных месторождений, не выходящих на поверхность; в-третьих, важным значением исследования зоны гипергенеза для здравоохранения населения. При медико-санитарной оценке природных условий наряду с климатическими факторами начинают учитывать значение избытка и дефицита отдельных химических элементов. Содержание химических элементов в ландшафте в значительной мере зависит от процессов выветривания. Изучение геохимии зоны гипергенеза для медико-санитарных целей находится в стадии опытной разработки, но важность этих исследований не вызывает сомнения.

По геологическим масштабам и массе химических элементов, вовлекаемых в миграцию, гипергенез является одним из ведущих процессов на поверхности на-

шей планеты. Познание генезиса разнообразных кор выветривания, закономерностей их пространственного распространения, выяснение географических и палеогеографических условий их формирования представляют большую и важную задачу наук о Земле.

**Основные понятия и представления.** Взгляды на процесс выветривания претерпели сложную эволюцию, от наивных представлений о чисто физическом разрушении пород до создания учения о сложном перераспределении химических элементов в зоне гипергенеза. В настоящее время кору выветривания можно рассматривать как самую наружную часть литосферы, которая преобразована (или преобразуется) под непосредственным влиянием местных ландшафтных условий. Значение местных ландшафтных условий подчеркивается потому, что географические условия оказывают влияние и на более глубоко расположенные части литосферы, но это влияние уже имеет не местный, а более общий характер: провинциальный, зональный, планетарный.

Когда мы говорим о самой наружной части литосферы, то имеем в виду, что почва есть самостоятельное естественноисторическое тело и так же, как растительность, не является частью литосферы.

Поскольку со времени А. Гейма бытует представление о коре выветривания как о чем-то разрыхленном, надо отметить, что она не обязательно представлена рыхлыми образованиями. Хорошим примером этому положению могут служить карбонатные коры семиаридных субтропиков, плотность которых можно сопоставить с плотностью некоторых изверженных и метаморфических пород. Поэтому противопоставление выветривания и цементации в настоящее время не имеет оснований.

Наконец, кора выветривания не есть исключительно элювий, а представляет собой все другие возможные формы преобразования наиболее поверхностной части литосферы. Граница коры выветривания и почвы весьма условна. Горизонт С почвы можно рассматривать как кору выветривания. Нижнюю границу зоны гипергенеза образует кровля первого горизонта подземных вод. Начиная с этого горизонта и ниже располагается область стратифицированных подземных вод, образующая зону катагенеза. В отличие от подземных вод формирование и состав грунтовых вод непосредственно оп-

ределяется местными ландшафтно-геохимическими условиями. В силу этого горизонт грунтовых вод относится к зоне гипергенеза, располагаясь в ее нижней части.

Так как почва не является горизонтом коры выветривания и формируется в результате особого процесса — почвообразования, то следует уточнить название процесса, формирующего кору выветривания. Термин «выветривание» в своем буквальном смысле не отражает содержания этого процесса, однако он в настоящее время пользуется широким распространением. Более удачным является термин «гипергенез». Мы предлагаем пользоваться этими терминами в качестве синонимов.

Как отмечено выше, понятие о гипергенезе было введено А. Е. Ферсманом, который писал: «Под этим термином мы подразумеваем весь комплекс химических и физико-химических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой. Если именем диагенеза мы обозначили процессы, стремящиеся к установлению химического равновесия между водным раствором бассейна и осадком, под именем катагенеза — такие же процессы в области установления равновесия в разнородной свите осадочных пород, то под именем гипергенеза мы будем обозначать все то, что стремится к равновесию между лито- и атмосферой, т. е. приводит к образованию почвы или нового осадка... Нижние границы этих процессов не могут быть определены с точностью, и постепенно явления поверхностного метаморфизма с глубиной переходят в процессы катагенетического характера... Особого внимания заслуживает древний гипергенез, т. е. поверхностное и элювиальное изменение минералов и пород во время перерывов накопления осадков» (Ферсман, 1922, стр. 31—32).

В дальнейшем у А. Е. Ферсмана (1934) появилась известная двойственность в формулировании понятия о гипергенезе. Гипергенез рассматривался и как процесс преобразования горных пород в континентальных условиях («собственно гипергенез»), и как вся сумма геохимических процессов, происходящих в наружной части планеты, в том числе отложение осадочных пород, диагенез, катагенез и др.

В настоящее время во избежание этой двойственности термин «гипергенез» следует употреблять в первоначально предложенном смысле, а для обозначения совокупности геохимических процессов, протекающих в наружных частях нашей планеты в условиях низких температур и давлений, необходимо использовать другой, специальный термин.

Выветривание (гипергенез) представляет собой единый процесс перераспределения химических элементов применительно к ландшафтно-геохимическим условиям. Поэтому неправильно выделять физическое, химическое, биологическое выветривание и т. д., а следует говорить о физических, химических и других частных процессах выветривания.

Рассмотрим соотношение выветривания с некоторыми другими важными процессами, совещающимися на поверхности (и в приповерхностной части) нашей планеты.

Процесс выветривания ограничивается исключительно континентальными условиями. Н. М. Страхов (1956) убедительно показал, что процессы накопления осадков в водоемах и их дальнейшего преобразования принципиально отличны от процесса выветривания, хотя они и находятся в определенной связи. Некоторые исследователи относят к коре выветривания образования, возникающие в результате воздействия подземных вод. Развивая взгляд А. Е. Ферсмана (1934), А. И. Перельман (1959) показал, что эти явления следует рассматривать как производные процессов катагенеза.

Таким образом, приповерхностная часть земной коры характеризуется развитием трех основных процессов: литогенеза (формирование осадочных горных пород в условиях морских бассейнов), гипергенеза (формирование коры выветривания в континентальных условиях) и катагенеза (преобразование горных пород и коры выветривания в верхней части литосферы под влиянием подземных вод). Указанные процессы столь же типичны для приповерхностной части земной коры, как для нижней ее части характерны собственно магматические процессы, проявления пневматолито-гидротермальной деятельности, метаморфизм горных пород.

Процессы литогенеза, гипергенеза и катагенеза резко различаются по своему содержанию, внешним проявлениям и пространственному нахождению. Поэтому неправильно относить к области выветривания акваторию земного шара, так как из этого будет следовать, что все осадочные отложения являются корой выветривания. Несостоятельность подобной точки зрения очевидна. Нельзя также считать правильными термины «подводное выветривание» и «глубинное выветривание». Первый из них аналогичен понятию диагенеза, второй — катагенеза.

Отчетливо различая процессы литогенеза, гипергенеза и катагенеза, следует иметь в виду, что в природе часто нет резких границ между сферой их действия. Отсутствие резкого разграничения литогенеза, гипергенеза и катагенеза в отдельных конкретных природных обстановках не должно вызывать сомнения в объективном их существовании. По-видимому, явления взаимопроникновения и постепенного перехода вообще типичны для основных процессов, протекающих в поверхностных участках земной коры. Достаточно вспомнить сложные соотношения между корой выветривания и почвой. До сих пор остается неразрешимым вопросом почвоведения неопределенность нижней границы почвы. Однако это не является доводом для отрицания объективной реальности почвы как самостоятельного природного образования. Отнесение почвы к коре выветривания так же неправильно, как и рассмотрение коры выветривания в качестве нижней части почвенного профиля.

Процессы выветривания находятся в определенном соотношении с явлениями денудации. Под денудацией понимается разрушение горных пород на земной поверхности и переотложение их составных частей в понижениях рельефа. Процессы денудации и выветривания тесно связаны. С одной стороны, отдельные явления выветривания могут рассматриваться как начальные стадии денудации. С другой стороны, закономерное перераспределение вещества по поверхности континентов вследствие денудации представляет собой частный процесс гипергенеза. Этим объясняется замечательное явление зональности твердого стока (Страхов, 1960). Выветривание не прекращается в процессе денудации,

а многократное переотложение поверхностных континентальных отложений сопровождается неуклонным их гипергенным преобразованием. Следовательно, денудацию можно рассматривать как сумму механических процессов гипергенеза, а континентальные отложения — как различные виды переотложившейся коры выветривания<sup>1</sup>.

Особую сложность представляет проблема роли и значения животных и растительных организмов в процессе выветривания. Значение совокупной деятельности организмов (живого вещества) для геологического развития нашей планеты было показано В. И. Вернадским. В результате исследований А. П. Виноградова, Б. Б. Полынова, Н. Г. Холодного, Б. Л. Исаченко были намечены пути изучения этой проблемы. Научный авторитет В. И. Вернадского и Б. Б. Полынова дает основание многим исследователям декларировать важную роль живых организмов в ряде процессов без углубленного изучения этого сложного вопроса на конкретном материале.

Необходимо различать непосредственное участие живых организмов и их косвенное значение в образовании коры выветривания. Как известно, ведущим фактором образования почвы является деятельность организмов, преимущественно микробных форм. Результаты микробиологического изучения почвы показывают, что основная масса микроорганизмов резко концентрируется в самой верхней ее части, ограниченной несколькими дециметрами. Приведенные в табл. 1 данные свидетельствуют о том, что в различных почвах, отличающихся степенью атмосферного увлажнения и промываемости почвенной толщи, содержанием гумуса и составом микрофлоры, совершенно определенно проявляется четкая тенденция резкого, почти в геометрической прогрессии, уменьшения количества микроорганизмов с глубиной. Приуроченность высших растений к верхней части почвы не нуждается в специальном пояснении. Об убыва-

---

<sup>1</sup> Отложения эпиконтинентальных морей и крупных озер не могут рассматриваться как переотложившаяся кора выветривания, так как эти отложения находятся в качественно иных условиях, приводящих к образованию тех или иных осадочных пород, т. е. объекта, являющегося самостоятельным природным образованием и изучающегося специальной наукой.

нии живого вещества (и соответственно об уменьшении его непосредственного значения) вниз по профилю почвы свидетельствует опыт всей истории почвоведения. Но если значение непосредственной деятельности организмов так резко уменьшается в нижней части почвы, то оно становится еще меньшим для более нижних частей зоны гипергенеза, т. е. в коре выветривания.

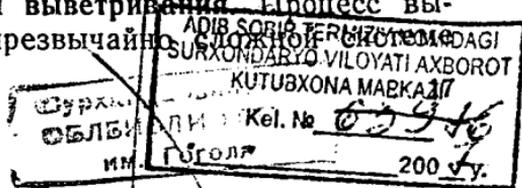
Однако геохимическая роль организмов проявляется не только непосредственно — в виде биохимических процессов. Неизмеримо более велико значение косвенного влияния живых организмов в результате воздействия на внешнюю среду продуктов их жизнедеятельности.

Т. В. Аристовская, детально изучившая микробиологические процессы при подзолообразовании и в отдельных случаях, несомненно, преувеличивающая значение этих процессов для почвообразования, резюмирует: «Следует, очевидно, признать, что выщелачивание минералов в результате контакта микробных тел с породой при подзолообразовании имеет только подчиненное значение. Главная же роль в этом процессе принадлежит поступающим в почвенный раствор органическим кислотам» (Аристовская, 1965, стр. 147).

Известно, что нахождение кислорода в атмосфере и образование окислительной среды на поверхности нашей планеты обусловлены деятельностью живых организмов. Состав и свойства почвенных и грунтовых вод в значительной мере также обусловлены деятельностью организмов. Еще более зависит от жизнедеятельности организмов состав газовой фазы коры выветривания. Следовательно, если непосредственное значение живых организмов для выветривания не очень велико, то косвенное их влияние на этот процесс весьма существенно.

Уточнение соотношения выветривания с другими процессами, протекающими на поверхности нашей планеты, позволяет следующим образом сформулировать определение коры выветривания: *кора выветривания есть наружная (подпочвенная) часть литосферы в пределах континентов, где происходит перераспределение химических элементов в соответствии с местными ландшафтно-геохимическими условиями.*

Методы изучения коры выветривания. Процесс выветривания протекает в чрезвычайно



Распределение микроорганизмов по профилю почв различной степени атмосферного увлажнения, тыс. на 1 г почвы: (по Мишустину, 1964)

Глубина, см	Содержание гумуса, %	Бактерии	В том числе бациллы	Актиномицеты	Грибы
<b>Дерново-подзолистая почва (Московская область)</b>					
0—5	6,4	1 600	5,4	19,0	70,0
5—10	3,3	780	4,7	11,0	25,0
20—30	1,4	168	3,0	2,0	4,0
40—50	0,4	77	0,5	1,2	1,5
70—80	0,1	20	0,5	0	0
<b>Чернозем (Харьковская область)</b>					
0—5	9,2	8 950	180	177	40,0
5—10	9,1	6 650	175	61	18,9
20—30	7,7	835	59	33	0,9
40—50	4,5	200	16	9	0,5
70—80	2,7	147	12	4	0,3

условий. Их различное сочетание определяет возникновение тех или иных частных процессов. Так, например, при выветривании сульфидных месторождений в аридных условиях происходит массовая кристаллизация сульфатов рудных металлов, а явления гидролиза имеют подчиненное значение. В гумидных условиях при выветривании подобных месторождений будут преобладать явления гидролиза и коллоидное состояние новообразованных минералов. Возникновение карбонатных новообразований сопровождается метасоматическим замещением гипергенных силикатов, а окисножелезистые и марганцевые новообразования замещают также гипогенные силикаты, а в отдельных случаях — кварц. Подобные примеры можно было бы значительно умножить.

Сумма частных процессов в итоге создает специфику общего процесса гипергенеза, соответствующего конкретным ландшафтно-геохимическим условиям. Многообразие и сложность частных процессов в настоящее

Время, как правило, не поддаются непосредственному изучению в естественных условиях. Однако возможно обнаружить проявления многих частных процессов гипергенеза в виде изменения первичных минералов, состава вторичных минералов и их текстурно-структурных особенностей. Поэтому основным методом изучения коры выветривания будет познание процессов гипергенеза путем исследования их проявлений.

Характерная особенность гипергенных процессов — отсутствие резких эффектов, сопровождающих эндогенные процессы (перекристаллизация, мощный метаморфизм, излияния и внедрения магмы и пр.). Проявления многих частных процессов гипергенеза имеют ничтожные размеры, недоступные для визуального исследования. Поэтому для познания коры выветривания чрезвычайно важны методы и приемы микроскопического исследования — как минералогические, так и микроморфологические. Данные этих исследований позволяют правильно интерпретировать результаты химических исследований (валовые и рациональные анализы коры выветривания, а также анализы отдельных минералов). Использование методов химического исследования без выяснения минералогической природы продуктов гипергенеза может привести к серьезным заблуждениям относительно генезиса и состава коры выветривания.

Исследование вещественного состава гипергенных проявлений должно быть неотрывно от познания их пространственного распределения. Изучение гипергенных новообразований в вертикальном направлении (по разрезу) дает представление о локальном перераспределении вещества при формировании коры выветривания. Анализ распределения гипергенных новообразований на площади позволяет выяснить закономерности изменения процессов формирования коры выветривания в связи с изменением ландшафтных условий. Поэтому важной областью изучения коры выветривания является картирование и установление ее морфологии.

Так как кора выветривания производная ландшафтно-геохимических условий, то окончательным итогом ее изучения должно быть выяснение закономерностей ее географии, а учение о выветривании следует относить к циклу географических наук.

## Часть I

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ГЕОГРАФИИ КОР ВЬВЕТРИВАНИЯ

...Процессы гипергенеза необычайно сложны, многообразны и не укладываются в сравнительно простые и эволюционно более закономерные схемы, например, магматических процессов.

*А. Е. Ферсман, 1934*

## Глава I. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК ОБЪЕКТ ВЬВЕТРИВАНИЯ. УСТОЙЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОВ ИСХОДНЫХ ПОРОД

Пространственное размещение различных типов кор выветривания в значительной мере обусловлено распространением исходных горных пород.

Известно, что около 75% поверхности земли занимают осадочные породы и около 25% — изверженные. Это соотношение резко изменится, если рассматривать их массу в литосфере (вернее, в ее толще глубиной до 16 км), где изверженные породы составят около 95% (по весу), в то время как осадочные — около 5%.

Изверженные и осадочные породы весьма близки по среднему элементарному составу, однако весьма существенно отличаются по среднему минеральному составу. Естественно сделать вывод, что различия в выветривании изверженных и осадочных горных пород зависят не столько от их элементарного состава, сколько от минералов, слагающих эти породы. Можно предположить, что различия в характере выветривания горных пород преимущественно определяются неодинаковой устойчивостью к выветриванию минералов исходных пород. Поэтому необходимо иметь общее представление

о минеральном составе основных групп горных пород и о распространении их на современной суше.

Распределение основных породообразующих минералов в важнейших типах изверженных горных пород показано на рис. 2.

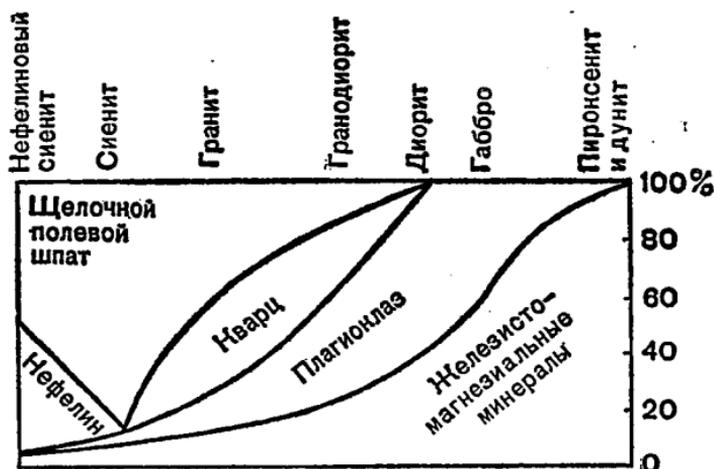


Рис. 2. Распределение важнейших породообразующих минералов по типам изверженных пород

Соотношение площадей, занятых основными типами изверженных пород, для всех континентов еще не определено, однако об этом можно судить по распространению изверженных пород на территории СССР и США (табл. 2).

Таблица 2

**Распространение основных групп изверженных пород в СССР и США (по Заварицкому, 1955)**

Группы горных пород	СССР	США
Кислые интрузии . . . .	48,7	35
Основные интрузии . . .	2,3	5
Кислые эффузии . . . .	13,5	12,5
Основные эффузии . . .	35,1	45
Щелочные интрузивные и эффузивные породы	0,4	—

Следовательно, среди изверженных пород преобладают гранитоиды, а среди эффузивных — базальты и андезиты.

Соотношение между основными группами осадочных горных пород примерно следующее: глинистые сланцы — 77%, песчаники — 11, известняки — 6, соли и гипсы — 6%.

Таковы самые общие черты состава и распространения изверженных и осадочных пород.

Метаморфические породы состоят преимущественно из минералов, являющихся породообразующими в изверженных и осадочных породах (кварц, полевые шпаты, слюды и др.). Специфические метаморфические минералы представлены эпидотом, гранатами, лучистыми амфиболами, диопсидом, геденбергитом, волластонитом, кордиеритом, ставролитом, дистеном, андалузитом и др. Таким образом, основная масса исходных пород (изверженные, осадочные и метаморфические) слагается всего несколькими десятками породообразующих минералов. Поведение их при гипергенезе имеет исключительно важное значение для образования того или иного типа коры выветривания.

Есть минералы, которые, несмотря на их незначительное содержание в литосфере, играют важную роль при выветривании. Это — рудные минералы. Под ними подразумеваются металлосодержащие минералы, которые, несмотря на свое весьма малое содержание в литосфере, в определенных условиях образуют значительные скопления, имеющие промышленное значение. Большая концентрация рудных минералов обуславливает специфический характер гипергенеза и появление своеобразной коры выветривания (так называемая зона окисления рудных месторождений).

Следует также упомянуть акцессорные минералы (минералы-примеси), содержащиеся в изверженных породах в ничтожном количестве и обладающие весьма малыми размерами.

Кратко отметим важнейшие особенности поведения при выветривании основных породообразующих минералов; более подробно это было рассмотрено в другой работе (Добровольский, 1964).

Кварц наиболее распространенный минерал литосферы. Он присутствует в значительном количестве в

изверженных, осадочных и метаморфических породах. Кристаллохимическая структура этого минерала представляет собой сплошной каркас кремнекислородных тетраэдров, в вершинах которых расположены ионы кислорода, а в центре — ион кремния (рис. 3). Кварц обладает высокой устойчивостью в зоне гипергенеза и вследствие этого концентрируется в остаточных про-

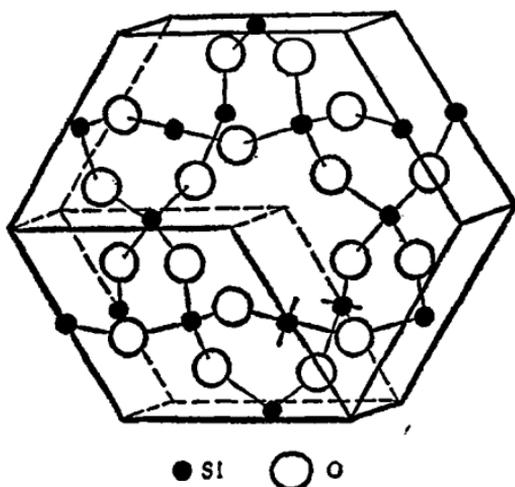


Рис. 3. Кристаллохимическая структура кварца

дуктах глубокого выветривания горных пород, содержащих этот минерал, а также в переотложенных продуктах выветривания. В некоторых случаях кварц подвергается метасоматическому замещению глинистыми минералами, гидроокислами железа и марганца, кальцитом.

Обломочный кварц, как правило, накапливается во фракциях 1,0—0,01 мм. Это обстоятельство объясняется тем, что кварц различной степени дисперсности обладает различной устойчивостью к разрушению. Рентгеноструктурные исследования рыхлых континентальных отложений показывают, что в массе частиц менее микрона кварц практически отсутствует. М. Джексон и Г. Шерман (Jackson and Sherman, 1953) высказали предположение, что способность кварца к растворению пропорциональна степени его дисперсности. Поэтому обломки кварца величиной около микрона обладают

меньшей устойчивостью к растворению, чем глинистые минералы.

**Полевые шпаты** составляют около 50% (по весу) литосферы и содержатся в значительном количестве в большинстве изверженных пород, во многих метаморфических и некоторых осадочных.

Кристаллохимическая структура полевых шпатов характеризуется наличием кислородных тетраэдров с ионами кремния и алюминия, расположенными внутри. Сочетание одного алюмокислородного с тремя кремнекислородными тетраэдрами имеет один отрицательный заряд. Сочетание двух алюмокислородных и двух кремнекислородных тетраэдров обуславливает два отрицательных заряда. Отрицательные заряды нейтрализуются крупными катионами щелочных и щелочноземельных металлов. В результате образуется трехмерный каркас из алюмо- и кремнекислородных тетраэдров, соединенных катионами натрия, калия, кальция и бария. Структура такого типа показана на рис. 4.

Поведение различных представителей группы полевых шпатов в зоне гипергенеза неодинаково. Наименее устойчивыми являются кальциевые плагиоклазы. Натровые плагиоклазы и калинатровые полевые шпаты зна-

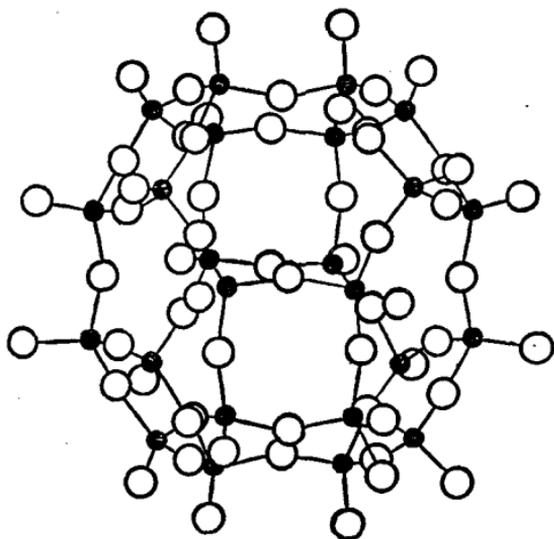


Рис. 4. Каркасная структура силикатов (нозеан)

чительно более устойчивы. Преобразование полевых шпатов в зоне гипергенеза протекает с различной интенсивностью, в зависимости от ландшафтно-геохимических условий. В гумидных субтропических и тропических ландшафтах эти минералы выветриваются энергично. Массивные плотные полевошпатовые породы превращаются в «гнилой камень», легко разрушающийся руками. Дальнейшее изменение приводит к образованию рыхлых глинистых масс. В аридных условиях полевые шпаты обладают хорошей сохранностью.

К. Д. Глинка (1906) впервые экспериментально показал, что преобразование полевых шпатов в каолин при выветривании в элювиальных условиях протекает постепенно, через серию переходных стадий. Стадиям соответствуют соединения непостоянного состава (мутабильные, по Ферсману).

Исследование различной степени выветрившихся полевых шпатов под микроскопом подтверждает представление о стадийном характере их преобразования в благоприятных ландшафтно-геохимических условиях. В начальных этапах этого процесса кристаллы полевых шпатов замещаются мелкочешуйчатыми агрегатами гидрослюда. В зависимости от дальнейшего течения процесса преобразование может задержаться на этом этапе или продолжиться далее, до образования по полевым шпатам дисперсных минералов типа галлуазита и каолинита. В. П. Петров проследил в древней коре выветривания Урала все стадии преобразования полевых шпатов в каолинит. Переходные стадии представлены гидрослюдами, которые часто псевдоморфно замещают зерна полевых шпатов.

Минералы группы слюд составляют более 4% литосферы. Образование их связано как с кристаллизацией кислых и средних магм, так и с последними стадиями магматической деятельности (образование грейзенов и пегматитов). Возникают они и при гидротермальных и метаморфических процессах.

Кристаллическая структура слюд характеризуется плоскими слоями кремнекислородных тетраэдров, обращенных вершинами друг к другу и связанных ионами алюминия. С ионами алюминия соединены гидроксильные группы. Эти трехслойные пакеты соединяются между собой ионами калия (рис. 5).

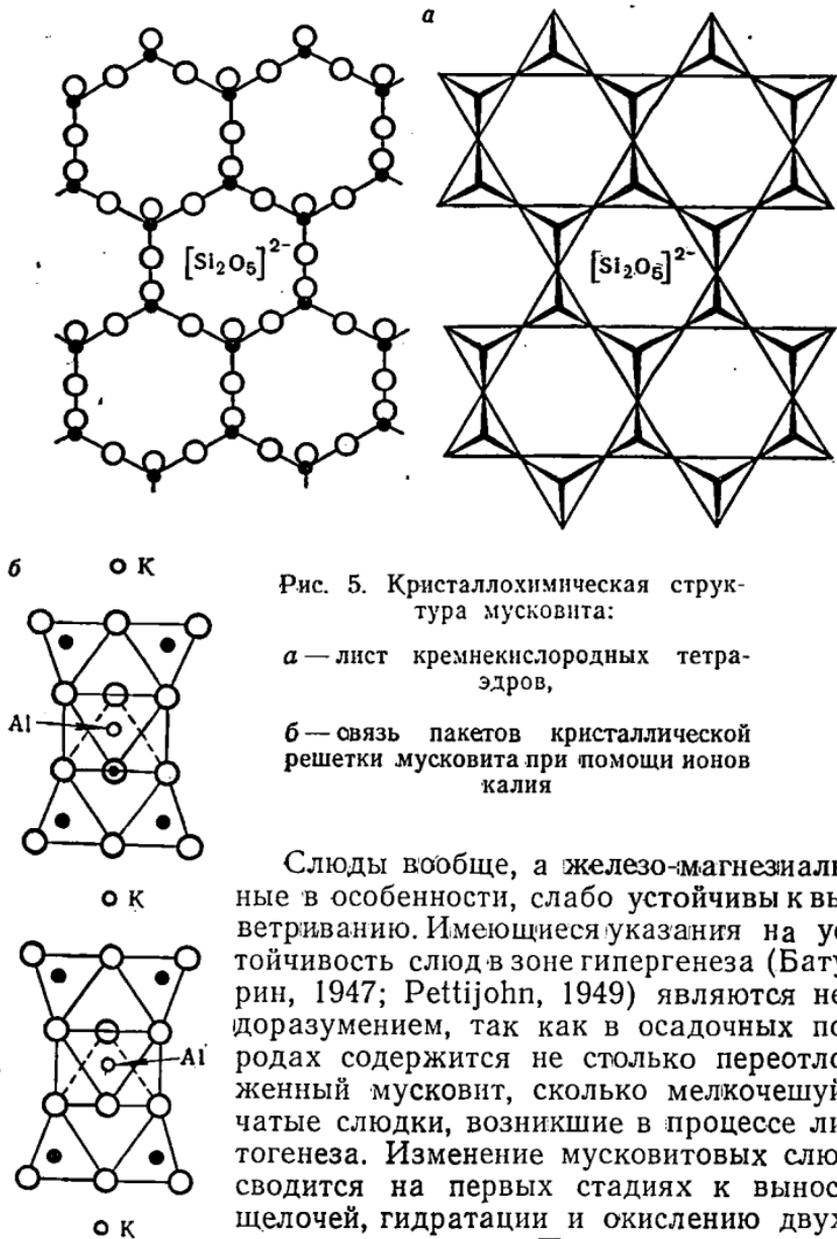


Рис. 5. Кристаллохимическая структура мусковита:

а — лист кремнекислородных тетраэдров,

б — связь пакетов кристаллической решетки мусковита при помощи ионов калия

Слюды вообще, а железо-магнезиальные в особенности, слабо устойчивы к выветриванию. Имеющиеся указания на устойчивость слюд в зоне гипергенеза (Батурин, 1947; Pettijohn, 1949) являются недоразумением, так как в осадочных породах содержится не столько переотложенный мусковит, сколько мелкочешуйчатые слюдки, возникшие в процессе литогенеза. Изменение мусковитовых слюд сводится на первых стадиях к выносу щелочей, гидратации и окислению двухвалентного железа. При этом представители глиноземистых (мусковитовых) слюд постепенно переходят в каолинит без нарушения целостности кристалла. В результате выветривания биотитовых слюд возникает серия гидробиотитов различной степени гидратации до

вермикулита включительно, который представляет собой биотит, полностью лишенный щелочей. В условиях гумидных ландшафтов вермикулит теряет железо и переходит в каолинит при сохранении очертаний исходного кристалла, хотя известны факты полного гидролиза биотита на составляющие его окислы. При выветривании в аридных условиях биотит не испытывает резкого изменения, минерал лишь частично теряет щелочи и в той или иной степени гидратируется.

**Амфиболы и пироксены** широко распространены в изверженных и метаморфических породах. Общее количество этих минералов в литосфере составляет около 16%.

Кристаллохимическая структура амфиболов определяется сочетанием двойных цепочек кремнекислородных тетраэдров, связывающихся между собой катионами в присутствии гидроксильных групп (рис. 6, а). Кристаллохимическая структура пироксенов представляет собой вытянутые вдоль третьей кристаллографической оси цепочки кремнекислородных тетраэдров, соединенных катионами (рис. 6, б).

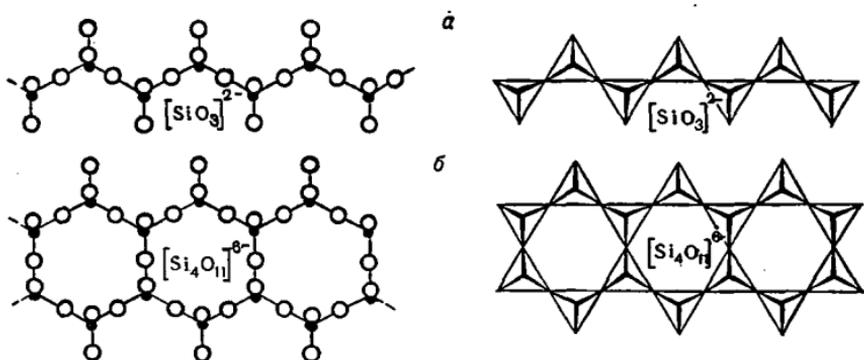


Рис. 6. Кристаллохимическая структура пироксенов (а) и амфиболов (б)

В коре выветривания гумидных ландшафтов амфиболы и особенно пироксены энергично преобразуются. Особенно неустойчивы железо-магнезиальные ромбические пироксены, которые часто до начала гипергенных процессов замещаются серпентином и хлоритом. На первых стадиях гипергенного преобразования амфиболы и

пироксены замещаются хлоритами и дисперсной гидрослюдой. В дальнейшем на месте этих минералов образуются скопления ферригаллуазита, нонтронита, опала и гидроокислов железа. На относительно небольших (в геологическом смысле) отрезках времени амфиболы довольно устойчивы в зоне гипергенеза и поэтому постоянно присутствуют в новейших континентальных отложениях.

**Нефелин** — характерный породообразующий минерал щелочных изверженных пород. Его кристаллохимическая структура окончательно не расшифрована. Нефелин

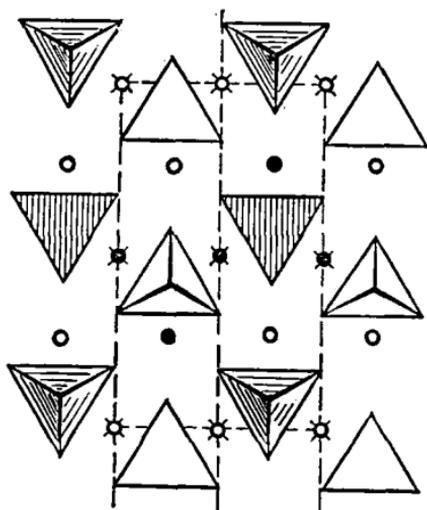


Рис. 7. Кристаллохимическая структура оливина

легко разрушается с образованием волокнистых цеолитов, канкринита, серицита и глинистых минералов (процесс шпрудштейнизации). Устойчивость к процессам выветривания нефелина значительно меньшая, чем калий-натровых полевых шпатов и щелочных пироксенов. Это проявляется в быстрейшем разрушении нефелина в нефелиновых породах, благодаря чему образуются формы «оспенного выветривания». Из-за малой стойкости нефелин в преотложенном состоянии находится лишь в непосредственной близости от исходных пород. Таковы

известные нефелиновые пески вблизи Хибинского массива нефелиновых сиенитов.

**Минералы группы оливина** — типичные компоненты ультраосновных изверженных пород. Кристаллическая структура этих минералов характеризуется изолированными кремнекислородными тетраэдрами, которые соединены катионами двухвалентных ионов магния и железа (рис. 7). По отношению ко всем послемагматическим процессам оливин весьма неустойчив. Он легко разлагается кислотами, даже уксусной. Под влиянием

Эпигенетических процессов оливин замещается серпентином. Замещение развивается по трещинам, петлеобразно, с образованием сетки серпентина, в которой могут сохраниться остатки оливина.

Минералы группы серпентина являются продуктом катагенеза основных и ультраосновных изверженных пород. Поэтому нельзя рассматривать наличие серпентина как проявление гипергенеза. Особенно типично замещение серпентином оливина и ромбического пироксена. Неправильная петельчатая сетка замещения оливина отличается от сетки серпентина по ромбическому пироксену, где замещение развивается по трещинам спайности.

В зоне гипергенеза серпентин неустойчив и разрушается с образованием на его месте опала, халцедона, брусита и карбонатов. При механическом переносе серпентин быстро измельчается. Поэтому в рыхлых поверхностных континентальных отложениях эти минералы встречаются лишь в непосредственной близости от выходов серпентинитов.

Значительная часть минералов метаморфических пород характеризуется гипергенной устойчивостью. Однако при выветривании в высокотермических гумидных условиях минералы группы эпидота разрушаются с образованием скоплений дисперсных железистых силикатов типа ферригаллуазита, а гранаты замещаются нонтронитом. Наиболее устойчивы в зоне гипергенеза минералы группы дистена (дистен, силлиманит, андалузит), ставролит, а также некоторые гранаты.

Основными компонентами осадочных горных пород являются кварц, глинистые минералы, гидроокислы железа, а также минералы, имеющие состав простых солей (карбонаты, сульфаты, хлориды). Особенности глинистых минералов и гидроокислов железа будут рассмотрены ниже, при характеристике минеральных новообразований зоны гипергенеза. Что касается устойчивости минералов простых солей, то она в значительной мере определяется их растворимостью, эти минералы относительно устойчивы в аридных ландшафтах и легко разрушаются в гумидных.

Сульфаты и хлориды магнезия и натрия растворяются чрезвычайно легко. Менее растворим сульфат кальция (гипс), однако и он в условиях сильной атмосфер-

ной увлажненности энергично растворяется, обуславливая явления «гипсового карста».

Устойчивость карбонатов зависит от катиона. Карбонаты двухвалентного железа (сидерит) и марганца (родохрозит) могут существовать только в пониженных окислительно-восстановительных условиях. Свободный доступ кислорода воздуха вызывает разрушение этих минералов. Устойчивость кальцита зависит от количества атмосферных осадков, термических условий и кислотности почвенно-грунтовых вод.

Таблица 3

Интенсивность гипергенного разрушения известняков  
в зависимости от ландшафтных условий  
(по Корбелю, 1959)

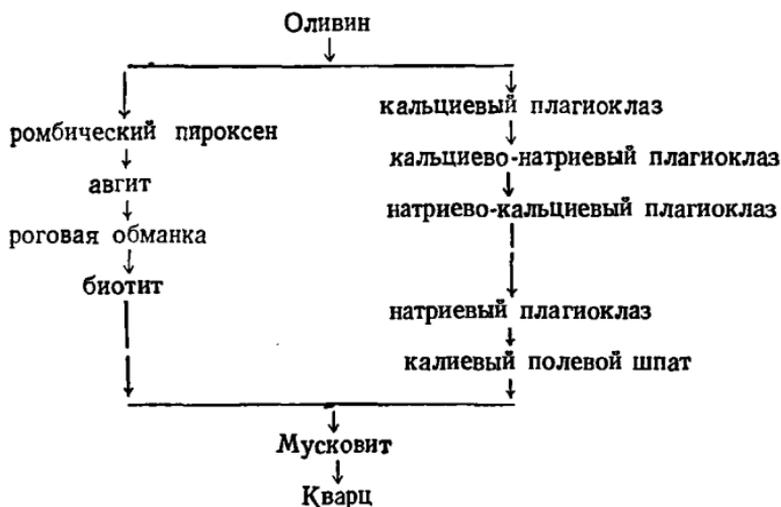
Рельеф	Осадки, мм/год	Климат	Район наблюдения	Скорость эрозии, м <sup>3</sup> /км <sup>2</sup>
Горный	2 000—4 000	Холодный	Скалистые Горы (Британская Колумбия)	450
		Жаркий	Мексиканское нагорье	45
		Холодный	Провинция Квебек (Канада)	160
Холмистый	1 600—1 000	Жаркий	П-ов Юкатан (Мексика)	16
		Холодный	Бассейн р. Тананы (Аляска)	40
Равнинный	300—350	Жаркий	Долина р. Уэд-Шелифф (Алжир)	4
		Холодный	Низовья р. Макензи (Аляска)	14
Равнинный	200	Жаркий	Долина Рио-Гранде (Техас, США)	1,4

Ж. Корбель (Corbel, 1959) предпринял попытку рассчитать интенсивность гипергенного разрушения мощных толщ известняков и карбонатных сланцев в зависимости от изменения некоторых элементов ландшафта. Учитывались рельеф, годовое количество осадков и общий характер климата (табл. 3). Результаты свидетельствуют, что разрушение известняков протекает энергичнее в холодных климатических условиях, чему, по-види-

тому, способствуют кислые почвенно-грунтовые воды. Расчлененность рельефа имеет меньшее значение, чем годовое количество осадков.

### О ПРИЧИНАХ УСТОЙЧИВОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Даже краткий обзор поведения основных породообразующих минералов в зоне гипергенеза показывает, что объяснение устойчивости гипогенных минералов — сложная проблема. Первая попытка систематизировать имеющиеся представления по этому вопросу принадлежит С. Голдичу (Goldish, 1938). Этот автор, обобщив имеющиеся данные об устойчивости распространенных минералов изверженных пород, составил следующий ряд возрастающей устойчивости минералов при выветривании.



Нетрудно заметить, что этот ряд соответствует последовательности кристаллизации минералов в изверженных породах. В ряде С. Голдича нет места для минералов метаморфических и осадочных пород которые нельзя полностью снимать с баланса коры выветривания.

Попытку оценить устойчивость всех минералов, а не только минералов изверженных пород предпринял Ф. Петтиджон (Pettijohn, 1949). При сравнительном

изучении обломочной части осадочных пород различного возраста этот исследователь установил, что с увеличением возраста пород уменьшается минералогическое разнообразие обломочных частиц. Это явление он объяснил более быстрым разрушением неустойчивых минералов по сравнению с устойчивыми. Основной ошибкой исследования Ф. Петтиджона является недифференцированный подход к анализу минералогического состава пород: отсутствие разделения обломочных (переотложенных) и аутигенных минералов, которые не разрушаются в осадочных породах, а образуются в них. Поэтому в ряду Петтиджона мусковит оказывается более устойчивым, чем рутил и циркон, а биотит устойчивее дистена и эпидота. Правильным путем пошли М. Джексон и Г. Шерман (Jackson a. Sherman, 1953), которые для характеристики устойчивости минералов при выветривании привлекли частоту их обнаружения не в осадочных породах, а в почвах. Указанные исследователи установили 13 стадий химического выветривания. Каждой стадии соответствуют наиболее типичные минералы. Так, например, в первую стадию выветривания возникают гипс, хлориды и водорастворимые сульфаты. Второй стадии соответствуют карбонаты, третьей — оливин, амфиболы и пироксены. В работе М. Джексона и Г. Шермана, так же как и у Ф. Петтиджона, отсутствует анализ парагенезов минеральных ассоциаций, не делается различия между обломочными минералами и минералами, возникшими при гипергенезе. Поэтому некоторые вторичные минералы, устойчивые лишь во вполне определенных условиях гипергенеза, в классификации Джексона — Шермана оказываются более устойчивыми, чем многие первичные минералы.

Весьма интересное исследование было выполнено Г. Визендером (Wiesender, 1953). Он произвел сравнительное изучение влияния на минеральный состав пород, с одной стороны, процессов выветривания, с другой — процессов диагенеза и катагенеза. Было обнаружено отличие устойчивости минералов при выветривании и при диагенезе. Оказалось, что некоторые минералы, например гранат и апатит, относительно чувствительные к выветриванию, при диагенезе исключительно устойчивы. И наоборот, такие устойчивые при выветривании минералы, как ставролит, дистен и андалузит, разруша-

ются при диагенезе. В итоге Г. Визендер пришел к выводу о необходимости построения следующих рядов устойчивости отдельно для выветривания и диагенеза (устойчивость возрастает сверху вниз):

#### Выветривание

1. Оливин
2. Авгит, апатит, роговая обманка
3. Гранат
4. Эпидот
5. Силлиманит
6. Ставролит, дистен, андалузит
7. Турмалин, циркон, рутил

#### Диагенез

1. Оливин
2. Авгит, роговая обманка
3. Эпидот
4. Силлиманит, дистен
5. Андалузит, ставролит
6. Апатит
7. Гранат
8. Турмалин, циркон, рутил

Рассмотрение поведения породообразующих минералов при выветривании позволяет сделать некоторые предположения о причинах их устойчивости.

Все породообразующие минералы, попадая в зону гипергенеза, существенно отличающуюся от условий их возникновения, являются объектом гипергенного преобразования. Можно говорить лишь о степени устойчивости минералов исходных пород. Устойчивость минералов при выветривании будет отличаться от устойчивости по отношению к другим процессам (литогенез, катагенез) в приповерхностных частях литосферы. Генезис минерала не определяет его устойчивость. С одной стороны, такие минералы, как магматогенный оливин, метаморфический кордиерит и осадочный сидерит, одинаково энергично преобразуются в коре выветривания. С другой стороны, один и тот же минерал (например, магматогенный, метаморфический и осадочный кальцит), но образующийся в различных условиях, будет вести себя в процессе гипергенеза совершенно одинаково независимо от его генезиса. Предположение о принципиально большей устойчивости осадочных пород к гипергенезу по сравнению с породами магматическими не подтверждается фактическим материалом.

Можно предположить, что важным фактором устойчивости минералов исходных пород в зоне гипергенеза является их кристаллическое строение. Окончательно этот вопрос в настоящее время решен быть не может,

Однако гипергенная устойчивость магматогенных силикатов свидетельствует об определяющем значении их кристаллохимической структуры. Наиболее устойчивы минералы, кристаллохимическая структура которых представлена сложными трехмерными сочетаниями алюмо-кремнекислородных тетраэдров, соединенных ионами щелочей. Далее в последовательности убывающей устойчивости выделяются минералы с листовыми двухмерными структурами (слюды), двойными цепочками кремнекислородных тетраэдров (амфиболы), одинарными цепочками (пироксены) и наименее устойчивые минералы, кристаллохимическую структуру которых образуют изолированные кремнекислородные тетраэдры, соединяющиеся ионами железа и магния (оливин). Наиболее устойчив при гипергенезе кварц, состоящий из сплошного каркаса кремнекислородных тетраэдров.

Если устойчивость минералов при выветривании определяется их кристаллохимической структурой, то закономерности гипергенного преобразования получают энергетическое обоснование. Основы геоэнергетической теории были заложены А. Е. Ферсманом (1937). Согласно геоэнергетическим представлениям, каждая кристаллохимическая структура характеризуется определенным количеством энергии. Энергия кристаллической решетки складывается из величин, вносимых каждым ионом при образовании структуры. Эти величины были названы А. Е. Ферсманом энергетическими константами (сокращенно ЭК) ионов. Они вычисляются приближенно для катионов:  $ЭК = \frac{W^2}{2R} \cdot 0,75 (R + 0,20)$ . Для анионов:  $ЭК = \frac{W^2}{2R}$ , где  $W$  — валентность,  $R$  — ионный радиус. Величина ЭК выражена в условных единицах: Умножив на коэффициент А. Капустинского, равный 256,1, получаем размерность в килограмм-калориях.

Установлено, что устойчивость минерала при выветривании возрастает с увеличением энергии решетки. Согласно И. И. Гинзбургу, энергия связи породообразующих минералов в расчете на 24 атома кислорода составляет (в килограмм-калориях): для серпентина — 29 440, оливина — 29 796, биотита — 30 475, нефелина — 31 860, роговой обманки — 31 883, анортита — 31 935, пироксена — 32 344, мусковита — 32 492, ортоклаза —

34 266, альбита — 34 335. Некоторые отклонения от фактической последовательности степени устойчивости (например, большая устойчивость анортита по сравнению с роговой обманкой и биотитом), по-видимому, объясняются приближенностью расчетных формул.

В последнее время для анализа энергетики процессов выветривания привлекаются принципы термодинамики и физической химии (Бугельский, 1962; Гинзбург, 1963 — II; Перельман, 1965; Ермолаев, 1966; Летников, 1966).

## Глава 2. РАСПРОСТРАНЕННЫЕ НОВООБРАЗОВАННЫЕ МИНЕРАЛЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Каждый минерал представляет собой образование, возникновение которого происходит лишь во вполне определенных условиях. Вне системы этих условий состояние минерала будет в той или иной степени неустойчивым. С этим мы познакомились при обзоре свойств и поведения при выветривании распространенных породообразующих минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Можно априорно предполагать, что кора выветривания должна характеризоваться некоторыми специфическими минералами, возникающими в условиях гипергенеза. Изучение этих минералов совершенно необходимо для познания коры выветривания.

Минеральный состав коры выветривания необычайно сложен. В нем отражены как остатки минералов исходных пород, так и продукты их гипергенного преобразования. Последнее осуществляется, как правило, постепенно, в результате закономерного возникновения последующих минералов на месте предыдущих. Этот принцип стадийности гипергенного преобразования минералов, установленный К. Д. Глинкой (1906), был дополнен А. Е. Ферсманом (1914), констатировавшим мутабельность<sup>1</sup> минералов коры выветривания. С геоэнергетических позиций это явление представляет собой своеобразное приспособление к условиям выветривания — изменение кристаллических структур в разновидности с числом минимальной энергией решеток (Гинзбург, 1963 — I).

Стадийная эволюция минералов при выветривании не исключает явлений синтеза новообразованных минералов,

---

<sup>1</sup> mutatio (лат.) — изменение, перемена; mobilis (лат.) — подвижный.

формирующихся из наиболее геохимически подвижных химических элементов.

В результате взаимопроникновения процессов гипергенеза, литогенеза и катагенеза некоторые минералы, типичные для коры выветривания, возникают также в других условиях.

**Минералы кремнезема.** Халцедон образуется в определенных условиях в зоне гипергенеза, хотя этот минерал особенно характерен для процессов диагенеза и катагенеза. Он образует металлоидные стяжения, выполнения пустот или метасоматически замещает некоторые минералы (серпентин, кальцит и др.). Под микроскопом в скрещенных николях видно характерное для халцедона волокнистое и радиально-волокнистое строение.

Халцедон является распространенным минералом кремнистых осадочных пород, а также слагает основную массу так называемых кремней — диагенетических стяжений в толще карбонатных пород. В условиях ландшафтов умеренной зоны халцедон довольно устойчив к выветриванию. Поэтому он встречается в осадочных и рыхлых континентальных отложениях. В частности, на площади развития каменноугольных известняков Русской равнины халцедон переполняет крупные фракции четвертичных отложений.

Опал довольно распространен в осадочных отложениях преимущественно в качестве эпигенетического минерала. В виде цемента он присутствует в песчаниках, входит в состав кремнистых отложений (трепел, опоки), образует вместе с халцедоном псевдоморфозы по органическим остаткам. Опал — типичный гипергенный минерал. Он встречается как в различных видах древней и современной коры выветривания, так и в зоне окисления рудных месторождений. Особенно распространен в древней коре выветривания ультраосновных пород. В современной коре выветривания опал в значительных количествах констатирован в условиях жарких аридных ландшафтов. Здесь он выпадает из грунтовых (литомарж Индии) или поверхностных вод (стяжения опалов в пустыне Намиб).

Принято считать, что естественная эволюция минералов кремнезема может быть представлена схемой: опал—халцедон—кварц. Следует отметить, что этот процесс требует весьма длительного времени и, по-види-

тому, особых условий. Во всяком случае переход опала в кварц не имеет широкого развития в современной коре выветривания.

**Минералы окиси железа.** Гематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и гидрогематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) исключительно широко распространены в древней коре выветривания докембрийского и нижнепалеозойского возраста. Так, например, в нижнепалеозойской коре выветривания джеспилитов района Курской магнитной аномалии гематит и гидрогематит являются главными минералами. В большом количестве гидрогематит содержится в мезозойской и отчасти палеогеновой коре выветривания. В тех горизонтах коры выветривания, где начинаются процессы гидролиза и окисления, выделения гидрогематита замещают первичные минералы или выполняют пустоты и мелкие трещины в породе. Основная масса гидрогематита обычно находится в самом верхнем горизонте древней коры выветривания в виде скоплений и конкреций различной формы.

Чрезвычайно широко в зоне гипергенеза распространены гетит ( $\text{FeO} \cdot \text{OH}$ ) и гидрогетит ( $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). Эти минералы являются важнейшими гипергенными новообразованиями коры выветривания рудных месторождений и имеют значение как поисковый признак. Они составляют основную массу бурых железняков. В древней коре выветривания гидрогетит обычно сопутствует гидрогематиту. В современной коре выветривания формы проявления гидрогетита весьма многообразны. Многие исследователи отмечают, что он типичен для гипергенеза в условиях гумидных ландшафтов умеренного пояса. В этих условиях гидрогетит образует рыхлые скопления, массивные пропластики, конкреции различной формы. Гипергенный гидрогетит метасоматически замещает дисперсные гидрослюдистые минералы и корродирует кварц. В аридных районах образование гидрогетита имеет весьма органичное распространение, будучи локализовано определенными участками супераквальных ландшафтов.

Аморфная гидроокись железа, имеющая подчиненное значение в составе древней коры выветривания, повсеместно образуется в современных гумидных ландшафтах в виде ржаво-бурых сгустков по берегам ручьев, рек и озер, радужных пленок на поверхности

застойных вод. Аналогичные образования содержатся в толще преобразуемых пород в виде пленок, мелких скоплений, а также входят в состав своеобразных трубчатых конкреций — роренштейнов. В песчаных толщах характерны проявления ритмического выпадения гидроокиси железа при диффузии через пористую среду.

**Минералы группы гидроокислов марганца** — обычные компоненты некоторых осадочных горных пород. Пиролюзит ( $MnO_2$ ) и псиломелан ( $mMnO \cdot pMnO_2 \cdot rH_2O$ ) составляют значительную часть руд известных осадочных месторождений марганца — Никопольского, Чиатурского, Полуночного. В настоящее время происходит образование марганцевых конкреций на дне Балтийского, Баренцева и Белого морей. В зоне окисления сульфидных месторождений обычны землистые скопления и дендриты гидроокислов марганца. В древней коре выветривания минералы гидроокислов марганца обычно приурочены к верхней части профиля площадной коры выветривания основных и ультраосновных пород. Для коры выветривания ультраосновных массивов, содержащих кобальт и никель, типичны асболаны.

В новейшей коре выветривания гидроокислы марганца весьма типичны для гумидных ландшафтов. В условиях таежно-подзолистых ландшафтов гидроокислы марганца образуют цемент песчаников, пленки, конкреции. Интересен факт замещения марганцевыми новообразованиями дисперсных гидрослюдов и обломочных минералов вплоть до кварца.

**Минералы свободного глинозема.** Среди различных соединений алюминия наибольшей растворимостью обладают сульфаты этого металла. Поэтому при гипергенезе сульфидных месторождений часто вовлекаются в миграцию значительные количества алюминия. В коре выветривания распространенных горных пород алюминий мигрирует преимущественно в виде золь гидроокиси. Установлено, что возникновение коллоидных гидроокислов алюминия связано преимущественно с выветриванием силикатов, однако процесс и условия образования гидроокислов алюминия в зоне гипергенеза недостаточно изучены. Золи гидроокислов алюминия коагулируют в широком интервале значений рН. Поэтому при наличии

достаточного количества золь гидроксиды алюминия в коре выветривания может возникнуть гидраргиллит —  $Al(OH)_3$ .

Алюминий в значительном количестве выносится за пределы материков и накапливается в осадочных породах. Осадочные горные породы, обогащенные окислами и гидроокислами алюминия, называются бокситами. Бокситы, согласно Ю. К. Горецкому, формировались в озерно-болотных и лагунных условиях. Озерные бокситы близки в озерным бобовым рудам. Работами Н. И. Горбунова, И. И. Гинзбурга, А. П. Никитиной, Н. А. Лисициной, М. Н. Яковлевой, М. М. Ермолаева и других исследователей установлено присутствие гидраргиллита в корках выветривания различного возраста на территории СССР. Особенно значительные количества гидраргиллита образуются при выветривании основных изверженных пород.

Другие минералы группы гидроксидов алюминия (диаспор, бемит), характерные для бокситов, подвергшихся воздействию регионального метаморфизма, в зоне гипергенеза встречаются значительно реже гидраргиллита и преимущественно в виде обломочного материала.

В коре выветривания распространенных горных пород довольно часты новообразования фосфатов железа, возникновение которых типично для супераквальных условий гумидных и семигумидных ландшафтов. В тропических ландшафтах в условиях обильного скопления богатого фосфором органического вещества (например, гуано) возникают новообразования фосфатов алюминия. В коре выветривания рудных месторождений формируются многочисленные фосфаты различных металлов, часто имеющие яркую окраску (зеленую, желтую, голубую и др.) и являющиеся важным поисковым признаком.

Виванит ( $3FeO \cdot P_2O_5 \cdot 8H_2O$ ) возникает при наличии фосфорной кислоты в обстановке дефицита кислорода. Поэтому его новообразования часто приурочены к захороненным органическим остаткам (кости, бивни и т. п.), находящимся ниже уровня грунтовых вод. Наиболее широко распространен виванит на участках энергичного воздействия грунтовых вод (низинные болота, притеррасные поймы). В этих условиях он обра-

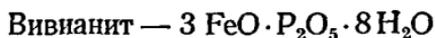
зует белесые, светло-серые скопления. Будучи извлеченным на поверхность, вивианит на протяжении нескольких минут превращается в окисно-закисный фосфат ярко-синего цвета.

**Бета-керченит** ( $5\text{FeO} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 23\text{H}_2\text{O}$ ) представляет собой продукт изменения вивианита, в котором окислена почти половина атомов железа. Он образуется при свободном доступе кислорода к скоплениям вивианита (вследствие понижения уровня грунтовых вод или механического перемещения грунтовых масс). Окисление части железа сопровождается появлением яркой голубовато-синей окраски. Бета-керченит во влажных условиях на протяжении нескольких месяцев превращается в полностью окисный фосфат. В сухих условиях (например, в комнате, музее и пр.) минерал может сохраняться долгие годы.

**Босфорит** ( $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ ) — продукт полного окисления гипергенных закисных и закисно-окисных фосфатов. Он образует грязно-желтоватые рыхлые землистые массы, развивающиеся по скоплениям ярко-синего бета-керченита.

**Фосфористый лимонит** ( $m\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{P}_2\text{O}_5 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ ) представляет собой конечный продукт преобразования фосфатов в виде рыхлых ноздреватых скоплений красно-бурого цвета.

Минералы группы вивианита — хороший пример стадийного гипергенного преобразования — от начального фосфата закиси железа до фосфористого лимонита. Начальные стадии преобразования характеризуются прогрессивным окислением закиси железа. При этом количество атомов железа, содержание фосфатного аниона и воды остаются постоянными. Это хорошо видно, если сделать пересчет на количество фосфатного аниона, равное единице.



Дальнейшее развитие процесса приводит к разрушению фосфата и прогрессивному выносу фосфора.

**Карбонаты** — одни из наиболее характерных новообразований зоны гипергенеза. Среди них преоблада-

ют карбонаты щелочноземельных элементов. Источником оснований для новообразованных карбонатов служат минералы исходных горных пород, источником углекислоты — преимущественно растительные и животные организмы. На примере гипергенных карбонатов особенно ярко проявляются роль и значение жизни для образования коры выветривания. Можно сказать, что подавляющая масса карбонатов зоны гипергенеза обязана своим происхождением жизнедеятельности организмов. Однако образование карбонатов как непосредственная функция организмов имеет в коре выветривания довольно скромное значение. Таковы известковые накопления бактерий в поверхностных водах (Исаченко, Калининко). Основная масса гипергенных карбонатов возникает в результате сложных химических и главным образом физико-химических процессов, но условия протекания этих процессов и в значительной мере исходные соединения обусловлены деятельностью живого вещества.

Для явлений разрушения и образования карбонатов важнейшее значение имеет концентрация углекислоты в жидкой фазе, в свою очередь зависящая от абсолютного содержания  $\text{CO}_2$  в газовой фазе, температуры и давления. Двухвалентные основания, взаимодействуя в воде с углекислотой, образуют главным образом бикарбонаты. Растворимость последних значительно выше, чем карбонатов. При удалении из растворов углекислоты происходит распад бикарбонатов. В результате создаются условия перенасыщения раствора карбонатами, которые выпадают в виде гелеобразных осадков. Коллоидные явления при возникновении карбонатов в зоне гипергенеза более распространены, чем случаи спокойной кристаллизации.

В древней коре выветривания гипергенные карбонаты особенно характерны для ультраосновных пород. Здесь карбонаты магния и кальция замещают оливин и продукты его эпигенетического и гипергенного преобразования.

В новейшей коре выветривания карбонаты типичны для аридных ландшафтов, причем в этом случае как в элювиальных, так и в супераквальных условиях резко преобладает кальцит. Для выветривания в гумидных ландшафтах образование карбонатов мало характерно

и совершается лишь в супераквальных условиях, часто в обстановке дефицита кислорода. Здесь возникают сидерит ( $\text{FeCO}_3$ ) и родохрозит ( $\text{MnCO}_3$ ), устойчивые в обстановке достаточного количества кислорода.

Кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ). Широкое распространение в коре выветривания и многообразии морфологии в зависимости от ландшафтно-геохимических условий позволяют считать кальцит одним из типоморфных минералов зоны гипергенеза.

В древней коре выветривания минерал встречается в виде мелких скоплений и тонких мелкокристаллических прожилок.

В новейшей коре выветривания новообразования кальцита в виде различных конкреций широко распространены в аридных ландшафтах. В супераквальных условиях формируются мощные кальцитовые скопления в виде крупных стяжений, глыб и протяженных пластов. Подобные образования особенно типичны для гидроморфного плиоценово-нижнечетвертичного гипергенеза. Характерная особенность кальцитовых новообразований — гипергенный метасоматоз; замещению подвергаются в первую очередь тонкодисперсные глинистые минералы.

Своеобразной разновидностью гипергенного кальцита является люблинит. Новообразования люблинита распространены в современной коре выветривания семиаридных ландшафтов. Люблинит имеет игольчатый облик благодаря очень сильной вытянутости кристаллов вдоль ребра основного ромбоэдра. Иголочки люблинита рассеяны в массе междуречных суглинков либо, войлокообразно переплетаясь, образуют белые пленки по структурным поверхностям этих суглинков.

Арагонит представляет собой ромбическую модификацию карбоната кальция. Это распространенный биогенный минерал; им сложены полностью или частично раковины моллюсков. В древней коре выветривания ультраосновных пород Урала арагонит образует шестоватые агрегаты, радиально-лучистые конкреции и натечные формы в средней части профиля. В современной коре выветривания он иногда встречается в составе обломочного материала; указания о новообразовании арагонита в черноземах ошибочны.

**Доломит** —  $(Ca, Mg) CO_3$ . Образование этого минерала весьма широко осуществляется при литогенезе, но в условиях гипергенеза он довольно редок. Это лишний раз иллюстрирует отличие литогенеза от гипергенеза.

В древней коре выветривания доломит распространен на площади серпентинитовых массивов Урала. Здесь он образует мелкокристаллические выделения и крупные скопления концентрической структуры, а также замещает серпентин и магнезит. В свою очередь доломит замещается опалом и халцедоном. В современной зоне гипергенеза образование доломита происходит в очень небольшом количестве в супераквальных условиях аридных ландшафтов в обстановке притока карбонатных вод.

**Сода** ( $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ ). Возникновение соды в зоне гипергенеза происходит в супераквальных условиях аридных ландшафтов. Следует отметить, что сода — редкий минерал. Далеко не во всякой обстановке, характеризующейся присутствием натрия и  $CO_3$  в водных вытяжках из коры выветривания, может образоваться минерал состава  $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ .

Отчасти это обусловлено высокой растворимостью карбоната натрия (178 г/л), а также обменными реакциями в процессе эволюции водных растворов. Поэтому в так называемых содовых солончаках, как правило, минерал отсутствует. В СССР сода в твердой фазе обнаружена в нескольких солончаках и озерах Илийской долины (Посохов, 1955). Она образуется в зимнее время в виде примеси к хлоридно-сульфатным скоплениям. За рубежом сода отмечена в озерах на востоке Гоби, в Долине Смерти (США), в пустынях Судана и др.

**Гипс** ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ). Среди проявлений третичного аридного гипергенеза известны крупные псевдоромбоэдрические кристаллы, друзы и конкреции гипса в районах Южного Казахстана и Средней Азии.

В современной зоне гипергенеза новообразованный гипс встречается начиная с лесостепной зоны, однако наибольшего содержания и разнообразия он достигает в ландшафтах пустынь.

В условиях резко аридных тропических и субтропических ландшафтов сохранились гипсовые новообразования плиоценово-нижнечетвертичного гидроморфного

гипергенеза (шестоватый гипс). В пределах СССР такие образования встречаются в Средней Азии и в аридных районах Закавказья, а за рубежом — на Ближнем Востоке и в Северной Африке.

Своеобразная остаточная гипсовая кора выветривания сформирована на глауберитовых отложениях палеогеново-миоценового возраста в межгорных впадинах Тянь-Шаня (Щербина, 1956).

Целестин ( $\text{SrSO}_4$ ) — характерный минерал плиоценово-нижнечетвертичного гидроморфного гипергенеза аридных ландшафтов Средней Азии и Южного Казахстана. Особенно типична парагенетическая ассоциация целестина с шестоватым гипсом. Интересно, что среди современных гипсовых новообразований целестин не обнаружен.

**Группа водорастворимых сульфатов и хлоридов.** Минералы этой группы своим генезисом тесно связаны с поверхностными и грунтовыми водами и поэтому мало характерны для элювиальных условий аридных ландшафтов. На водораздельных пространствах сульфаты и хлориды образуют солевые выцветы, приуроченные к депрессиям рельефа или к склонам, на которых иссякает верховодка. В последнем случае образуется своеобразный солевой пролювий. Обильны и разнообразны водорастворимые сульфаты и хлориды в супераквальных условиях аридных ландшафтов. Преобладающими минералами в этой группе являются мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), тенардит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) и галит ( $\text{NaCl}$ ), реже встречаются эпсомит ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), астраханит ( $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), глауберит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ ) и др.

**Силикаты.** В зоне гипергенеза силикаты распространены не менее, чем в изверженных породах. Однако гипергенные силикаты резко отличаются от гипогенных своим кристаллохимическим строением и свойствами. Особенно типичны для зоны гипергенеза так называемые глинистые минералы.

Гипергенные силикаты представлены преимущественно кристаллическими образованиями, гелевые образования имеют значительно меньшее распространение. В начале XX в. в связи с увлечением достижениями коллоидной химии значение аморфных силикатов в коре выветривания было переоценено. Широко распрост-

раненным мнением было представление о коре выветривания как о «царстве гелей». Критика этих взглядов и представлений была дана К. Д. Глинкой (1906, 1908, 1910). В настоящее время установлено резко подчиненное значение гелевых («коллоидных») силикатов в зоне гипергенеза, хотя многие гипергенные силикаты с кристаллической структурой имеют размеры коллоидных частиц (десятые доли микрона и менее). Подобные образования описываются под названием метаколлоидов (Чухров, 1955), коллоидно-дисперсных минералов (Седлецкий, 1948) или высокодисперсных минералов (Горбунов, 1963).

Наиболее важное свойство тонкодисперсных минералов — сорбция, т. е. способность к избирательной концентрации на поверхности ионов с противоположным электрическим зарядом или молекул определенного строения. Это свойство обусловлено весьма мелкими размерами гипергенных силикатов и, следовательно, большой удельной поверхностью<sup>1</sup>, а также особенностями кристаллохимической структуры этих минералов.

Тонкодисперсные гипергенные силикаты представляют собой своеобразную парагенетическую ассоциацию. С одной стороны, тонкодисперсные силикаты являются устойчивыми образованиями для зоны гипергенеза. Установлено, что гипогенные минералы, даже такие устойчивые, как кварц, легко разрушаются, будучи измельченными до величины дисперсных силикатов. Поэтому фракция частиц менее микрона содержит ничтожную примесь распространенных породообразующих минералов. На этом основании можно сделать вывод, что дисперсные силикаты устойчивее кварца. С другой стороны, тонкодисперсные силикаты легко разрушаются в процессе гипергенеза. Так, например, при гипергенном метасоматозе замещение тонкодисперсных силикатов осуществляется значительно энергичнее, чем замещение обломочных гипогенных минералов.

---

<sup>1</sup> Удельной поверхностью называется величина поверхности тела, приходящаяся на единицу его объема. Со степенью дисперсности возрастает величина удельной поверхности. Поэтому поверхностная энергия минерала, ничтожно малая при небольшой удельной поверхности, достигает внушительных размеров при огромной удельной поверхности этого же минерала, находящегося в тонкодиспергированном состоянии.

Гипергенные дисперсные силикаты можно подразделить на кристаллические и аморфные (гелевые). Кристаллическим дисперсным силикатам свойственна слоистая кристаллическая решетка. По строению кристаллической решетки гипергенные силикаты подразделяют на две группы. К группе двухслойных силикатов относятся минералы, кристаллическая решетка которых представляет собой сочетание двухслойных пакетов. Один слой их сложен кремнекислородными тетраэдрами, другой — алюмогидроксильными октаэдрами. Кристаллическая решетка трехслойных дисперсных силикатов представляет собой сочетание трехслойных пакетов. В каждом пакете слой алюмогидроксильных октаэдров ограничен с обеих сторон слоями кремнекислородных тетраэдров. При бесконечном повторении кремнекислородные слои имеют состав  $\text{Si}_4\text{O}_{10}$ , а алюмогидроксильные слои —  $\text{Al}_2\text{OH}_6$ . Часть кремния в четверной координации может замещаться алюминием, а алюминий в шестерной координации — железом и магнием. Пакеты могут соединяться между собой или непосредственно, или ионами с большим радиусом.

Гипергенные силикаты многочисленны и разнообразны. С подробным описанием их минералогии можно познакомиться в монографиях И. И. Гинзбурга и И. А. Руквишниковой (1951), Ф. В. Чухрова (1955), Р. Е. Грима (1959) и др. Ниже приведена краткая характеристика наиболее распространенных гипергенных силикатов.

Каолинит —  $\text{Al}_4(\text{OH})_8 \cdot [\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  характеризуется кристаллохимической структурой, состоящей из двухслойных пакетов. Каждый пакет сложен из слоя кремнекислородных тетраэдров и слоя алюмогидроксильных октаэдров (рис. 8). Межплоскостное расстояние не увеличивается при насыщении каолинита глицирином.

В древней коре выветривания каолинит является распространенным минералом. Он метасоматически развивается по полевым шпатам, слюдам, в отдельных случаях корродирует кварц. Особенно значительны его скопления в коре выветривания пород, богатых полевыми шпатами. Выделяют элювиальные и переотложенные каолиновые глины. Каолиновые глины древней коры выветривания распространены во многих

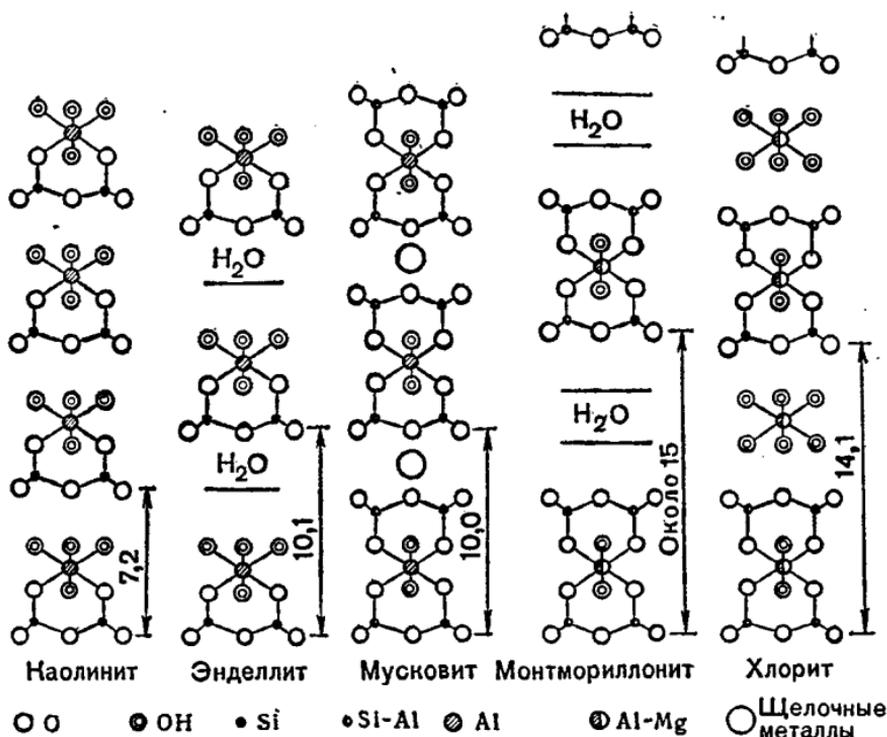


Рис. 8. Схемы кристаллохимической структуры гипергенных силикатов

районах Советского Союза (Урал, Украина, Казахстан и др.) и за рубежом.

Для новейших процессов выветривания каолинит менее типичен. В умеренном и холодном поясах северного полушария не обнаружено ландшафтно-геохимических обстановок, в которых происходит образование каолинита в значительном количестве. В континентальных отложениях четвертичного возраста каолинит — второстепенный минерал и часто отсутствует. В коре выветривания гумидных ландшафтов тропиков и субтропиков он нередко образуется в большом количестве.

**Галлуазит.** Галлуазиты представляют собой тонкие смеси металлуазита —  $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$  и энделлита —  $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] \cdot 2H_2O$ .

Кристаллохимическое строение галлуазитовых минералов представляется в следующем виде: двухслойные пакеты типа каолинита разделяются слоями моле-

кул воды (см. рис. 8). Межплоскостное расстояние составляет около  $16 \text{ \AA}$ . Галлуазит поглощает глицерин, но межплоскостное расстояние при этом увеличивается незначительно (до  $10,8 \text{ \AA}$ ). На фото под электронным микроскопом видно, что частицы галлуазита имеют вытянуто-пластинчатое или игольчатое строение. Предполагают, что это тонкие трубочки, в которые свернуты дисперсные чешуйки.

Галлуазиты весьма распространены в древней коре выветривания, где их часто принимают за каолиновые глины. Они образуются как на кислых, так и на основных и ультраосновных породах. Обычно развиваются по полевым шпатам и хлоритам, частично — по роговым обманкам. В значительном количестве галлуазит присутствует в осадочных отложениях, образованных за счет переотложения материала древних кор выветривания. Часто содержит повышенные количества металлов — меди, хрома, никеля.

Ферригаллуазит —  $(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Название не совсем удачное, так как минерал существенно отличается от галлуазита. Под электронным микроскопом видно, что ферригаллуазиты не имеют игольчатых форм, типичных для галлуазитов, а представлены чешуйками неправильных очертаний.

Ферригаллуазиты типичны для древней коры выветривания основных и ультраосновных пород, где они содержатся преимущественно в охристом горизонте. Минерал группы ферригаллуазита — фаратзит — довольно часто встречается в зоне окисления рудных месторождений. Минералы группы ферригаллуазита входят в состав железистых новообразований (ортштейнов, ортзандов и т. п.). Большое количество разновидностей ферригаллуазитов обусловлено значительным количеством различных примесей в этих минералах, состав которых непостоянен.

Монтмориллонит. Этот минерал представляет собой типичный трехслойный гипергенный силикат. Особенностью монтмориллонита является разделение трехслойных пакетов слабо связанной водой (см. рис. 8). Межпакетное расстояние после насыщения глицерином увеличивается до  $17 \text{ \AA}$ , что используют для рентгеноструктурной диагностики. Структурная формула типичного монтмориллонита —  $\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

Однако кремний в четверной координации может замещаться алюминием, а алюминий в шестерной координации — магнием, железом, никелем, цинком, медью и др.

Особенности кристаллохимического строения монтмориллонита обуславливают его характерные свойства — набухание и высокую сорбционную способность. Вхождение воды в межпакетное пространство вызывает значительное увеличение объема монтмориллонита. Большая внутренняя поверхность (поверхность пакетов) обуславливает большую емкость поглощения, превышающую емкость поглощения всех других гипергенных силикатов.

Бейделлит —  $\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$  представляет собой монтмориллонит, в котором около одной позиции кремния замещено алюминием.

Монтмориллонит и бейделлит широко распространены в коре выветривания основных, частично ультраосновных пород и особенно вулканических туфов. Согласно И. И. Гинзбургу и И. А. Рукавишниковой (1951), темноцветные минералы (пироксены, амфиболы, эпидоты) при выветривании большей частью дают бейделлит, а основные плагиоклазы — монтмориллонит. Весьма распространены монтмориллонитовые глинны в осадочных отложениях в качестве переотложенных продуктов выветривания и литогенеза вулканических пеплов в слабощелочных водоемах.

Нонтронит —  $(\text{Fe}, \text{Al})_2(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$  рассматривают как монтмориллонит, в котором значительная часть алюминия в октаэдрических слоях замещена железом.

Нонтронит — типичный гипергенный минерал, возникающий при выветривании железосодержащих силикатов. Особенно характерен для коры выветривания основных и ультраосновных пород. В условиях усиленного атмосферного увлажнения происходит разрушение нонтронита в результате процесса гидролиза. При этом гидроокись железа относительно накапливается, а кремнезем выносится (явление обохривания нонтронитов).

Гидрослюды. Минералы этой группы составляют большую часть дисперсных силикатов зон гипергенеза.

Кристаллохимическая структура гидрослюдов как бы занимает переходное положение между структурой светлых (глиноземистых) слюд и структурой монтмориллонита (см. рис. 8). Гидрослюды обладают трехслойными пакетами, которые соединяются между собой ионами калия и гидроксония ( $H_3O$ ). Величина межплоскостного расстояния гидрослюдов около 10 Å. При насыщении глицерином эта величина существенно не изменяется. Структурная формула гидрослюда —  $[K, (H_3O)] \cdot Al_2(OH)_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$ .

При этом алюминий в октаэдрических позициях может замещаться магнием и железом (преимущественно трехвалентным). Калий в небольшом количестве может быть замещен катионами с большим ионным радиусом, например натрием или кальцием.

Таким образом, гидрослюды можно рассматривать как продукт гипергенного преобразования слюд, причем основное в этом преобразовании — замещение ионов щелочей гидроксонием. Поэтому слабопреобразованные (т. е. сохранившие большую часть щелочей) минералы этой группы называют гидробиотитами и гидромусковитами. Гидрослюды, у которых 50% позиций межпакетных щелочных ионов замещено гидроксонием, называют иллитом. Для более сильно измененных гидрослюдов специального названия не предложено.

Подобно понятию «полевые шпаты» понятие «гидрослюды» включает в себя целую серию минералов. Поэтому естественно, что различные минералы этой серии отличаются условиями генезиса. Некоторые гидрослюдистые минералы возникают вне зоны гипергенеза.

Возникновение своеобразных минералов типа гидрослюдов происходит при формировании осадочных отложений в определенных условиях. Примером подобных минералов является глауконит, состав и строение которого напоминают биотит, однако в глауконите часть калия замещена гидроксонием.

Гидрослюды весьма распространены в древней коре выветривания, а среди дисперсных силикатов новейших континентальных отложений они составляют преобладающую часть. Изучение дисперсных гидрослюдов из рыхлых поверхностных отложений имеет важное значение, поскольку эти минералы определяют

многие геохимические особенности гипергенеза. Дисперсные гидрослюды, выделенные во фракции менее микрона, имеют бурый цвет различных оттенков. Именно они придают континентальным четвертичным отложениям специфический буроватый цвет, позволяющий легко отличать их от более древних образований.

Для дисперсных гидрослюд весьма характерно наличие отдельных монтмориллонитовых прослоев.

Дисперсные гидрослюды из четвертичных отложений отличаются высокой степенью замещения калия гидроксонием — от 70 до 90% позиций.

Группа хлоритов. Минералы этой группы по своему химическому составу представляют собой водные силикаты магния и железа, содержащие переменные количества алюминия. Состав и строение этих минералов весьма сложны.

Хлориты широко распространены в качестве продуктов эпигенетического преобразования изверженных пород, регионального гидротермального метаморфизма (хлоритовые сланцы, зеленокаменные породы) и гидротермального рудообразования. Железистые хлориты являются обычным минералом осадочных горных пород и часто накапливаются в значительном количестве.

В зоне гипергенеза хлориты распространены повсеместно в нижних горизонтах древней коры выветривания средних, основных и ультраосновных пород. В верхней части профиля древней коры выветривания они неустойчивы и быстро разрушаются. Возможно, что значительную часть хлоритов следует рассматривать как результат катагенного минералообразования, а не гипергенеза.

Силикаты, не имеющие кристаллического строения. Основная масса дисперсных силикатов зоны гипергенеза обладает кристаллической структурой. Весьма мелкие размеры кристаллических индивидов, недоступные изучению при помощи поляризационного микроскопа, способствовали представлению о преобладании гелей — «коллоидов» — в коре выветривания. Применение методов более тонкого исследования — рентгеноструктурного и термохимического анализа — позволило установить кристаллическое строение этих псевдоаморфных минералов.

Однако наряду со скрытокристаллическими образованиями в коре выветривания присутствуют действительно аморфные, некристаллические минералы. Образование их происходит преимущественно в результате синтеза конечных продуктов разрушения минералов исходных горных пород. Несмотря на подчиненное (в количественном отношении) содержание аморфных силикатов в коре выветривания по сравнению с дисперсными кристаллическими, аморфные минералы имеют важное значение.

Аллофаноиды наиболее распространенная группа аморфных синтетических дисперсных силикатов. Под ними подразумевают кремнеглиноземистые водные гели с подчиненным содержанием других элементов. Химическая формула минералов этой группы —  $m\text{SiO}_2 \cdot n\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ . Идеальная формула аллофана —  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , однако равное содержание кремнезема и глинозема встречается довольно редко. Помимо основных компонентов — кремния, алюминия и воды — в аллофанах присутствует в результате соосаждения или последующей сорбции большое количество различных примесей.

## Глава 3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

### БИОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Влияние климата на процесс выветривания в первую очередь обратило на себя внимание исследователей. С климатом связано поступление энергии для процессов выветривания и воды, являющейся необходимым условием большей части реакций на поверхности земли.

В XIX в. при систематизации геологических представлений определенное внимание было уделено коре выветривания, которую геологи того времени отождествляли с почвой. Была высказана мысль об определяющем влиянии климата на образование коры выветривания. Согласно климатической гипотезе, процесс выветривания в условиях определенного климата развивается до определенного состояния. Эта гипотеза, на первый взгляд не требовавшая специальных доказательств, легко завоевала широкую популярность. Известно, что даже учение В. В. Докучаева о факторах почвообразования было воспринято как улучшенный вариант климатической гипотезы.

Особенно резко заметно различие кор выветривания, находящихся в условиях тропического и умеренного климата. Один из исследователей тропической коры выветривания, П. Фегелер (1935), писал: «Можно принять интенсивность выветривания во влажных тропиках в десять (и выше) раз большей, чем в умеренной зоне. Иначе говоря, столетия, которые требуются для разложения минералов в почве умеренных, а тем более холодных зон, в жарком и влажном климате превращаются в десятилетия...» Естественно, что наиболее яркими выразителями климатической гипотезы были специалисты, изучавшие продукты выветривания в различных ландшафтных условиях,—

Э. Бланк, Г. Гаррасович, П. Фагелер и др. Подчеркивание роли климата для выветривания характерно также для работ К. Д. Глинки.

Климатическая гипотеза была воспринята литологами, для которых выветривание представляет не самостоятельный интерес, а важно лишь как исходный момент истории образования осадочных отложений.

А. Е. Ферсман подчеркивал большое значение климатической зональности для ряда гипергенных процессов и наметил схему широтной геохимической зональности материковых отложений (табл. 4).

Для гипергенного преобразования исходных пород требуется энергия. Она необходима для полного разрушения кристаллохимической структуры одних и глубокой перестройки других гипогенных минералов, для построения структур синтетических гипергенных новообразований. Так, например, полное разрушение (на ионы) одной грамм-молекулы оливина требует затраты около 5 тыс. ккал, альбита — 11,4 тыс. ккал.

По мнению Н. В. Белова и В. И. Лебедева (1957), наиболее распространенные минералы коры выветривания — тонкодисперсные силикаты слоистой структуры — обладают большим запасом энергии, чем гипогенные силикаты. Указанные авторы считают, что гипергенные глинистые минералы аккумулируют в зоне гипергенеза энергию, которая затем освобождается при перемещении этих минералов на большую глубину, в условиях высокой температуры и давления.

Основным источником энергии на поверхности земли является лучистая энергия солнца. Приход солнечной радиации на поверхность земли зависит от угла падения солнечных лучей и возрастает от полюсов к экватору.

Поступающее количество энергии (радиационный баланс) в среднем составляет  $68 \text{ ккал/см}^2$  в год. Эта цифра сильно меняется в различных географических зонах. На территории СССР величина радиационного баланса варьирует примерно от 10 до  $50 \text{ ккал/см}^2$  в год. В низких широтах поверхностная толща прогревается сильнее и на большую глубину.

Известно, что с повышением температуры возрастает энергия химических реакций. Согласно правилу Вант-Гоффа, скорость химической реакции возрастает

Широтная геохимическая зональность  
(по Ферману, 1934)

	Направление растворов	Геохимия процесса	Геохимическая концентрация	
Арктическая область	Нисходящие (сухость)	Механические смеси раз- рушений	Мало глин, илы, пески, диатомиты	рН низкое
Средний влажный климат	Нисходящие	Смеси гидратов $Al_2O_3$ , $SiO_2$ Гидро-алюмосиликаты коллоидальные	Железные руды с Mn, сапропели, обилие гумуса Глины аллофанового ряда	рН ней- тральное
Пустынный климат (влажность низкая)	Восходящие	Разрушение силикатов Миграция $SiO_2$	Корки $SiO_2$ , каолинит Соли, корки загара Fe, Mn	рН большое
Экваториальная область (тропики — периодичность)	Нисходящие	Гидраты Al Водные алюмосиликаты Эмиграция $SiO_2$	Боксит-латерит, руды Fe, Mn, Al Накопление $CaCO_3$ Накопление $SiO_2$ , $BaSO_4$	Смена раз- ных вели- чин рН

в 2—3 раза на каждые 10°С. Поэтому в различных районах в связи с неодинаковыми термическими условиями скорости химических реакций могут отличаться в десятки раз. От температуры зависит растворимость газов в воде, процессы коагуляции, сорбции, проявления механических свойств минералов.

Далеко не вся энергия, поступающая на поверхность почвы, может быть использована для химических и биологических реакций. Как бы долго ни подвергался термическому воздействию гранит, в нем не возникнут гипергенные минералы при отсутствии среды для реакций — жидкой воды. Полнота использования поступающей энергии зависит от степени увлажнения. В аридных условиях, при небольших атмосферных осадках, количество которых меньше величины испарения, степень использования солнечной энергии очень мала. В условиях хорошего увлажнения степень использования солнечной энергии резко возрастает.

Таким образом, в зависимости от степени атмосферного увлажнения среди продуктов гипергенеза возникают две основные группы образований, а на поверхности суши выделяются гумидные и аридные области выветривания. Следует подчеркнуть, что размещение этих областей определяется конкретными географическими условиями континентов. Поэтому смена гумидных ландшафтов аридными может осуществляться в любом плане — от широтного до меридионального — в отличие от четкой широтной зональности термических условий на равнинах.

В. Р. Волобуевым (1963) для современных ландшафтных условий установлены интервалы одинаковой относительной увлажненности, намечаемые ареалами распространения почв одного типа. Границы между этими интервалами образуют различные значения коэффициента относительной увлажненности ( $K$ ), который равен отношению суммы атмосферных осадков к величине испаряемости. Выделены следующие интервалы относительной увлажненности ландшафтов:

Области равного увлажнения (гидроряды)	Величина $K$
Крайне сухие (А, АВ)	< 0,20
Сухие (В, ВС)	0,20—0,40
Умеренно сухие (С, СД)	0,40—0,75

Умеренно влажные (D, DE)	0,75—1,20
Влажные (E, EF)	1,20—1,95
Очень влажные (F, FG)	1,95—2,90
Особо влажные (G)	>2,90

В условиях одинаковой относительной увлажненности (т. е. в пределах одного гидроряда) затраты энергии на почвообразование и, по-видимому, на выветривание возрастают с увеличением радиационного баланса.

При низкой относительной увлажненности влияние изменения величины радиационного баланса сказывается слабо из-за ограниченного количества воды, поступающей в зону гипергенеза. С увеличением увлажненности возрастает влияние величины радиационного баланса на выветривание. Так, например, аридные условия существуют в некоторых районах Северо-Востока СССР и в сухих степях Южного Казахстана. По количеству энергии, которое может быть использовано для почвообразования и выветривания, эти районы различаются незначительно (около  $10 \text{ ккал/см}^2$ ). В то же время поступление энергии (радиационный баланс) в этих районах изменяется весьма заметно — от  $20 \text{ ккал/см}^2$  в год на Северо-Востоке до  $50—60 \text{ ккал/см}^2$  на юге Казахстана. Если же обратиться к районам, расположенным примерно в таких же термических условиях, но хорошо увлажняемым, то картина существенно изменится. При выветривании в Южной Карелии на процессы гипергенеза расходуется примерно  $15 \text{ ккал/см}^2$  в год, а в районе Северного Кавказа — около  $25 \text{ ккал/см}^2$ .

Степень использования поступающей энергии может быть охарактеризована отношением  $\alpha = \frac{R}{Q}$ , где  $R$  — радиационный баланс,  $Q$  — количество энергии, расходуемое на почвообразование. Величина этого отношения закономерно увеличивается от аридных ландшафтов к гумидным (рис. 9). Следовательно, внутри гумидных и аридных областей можно выделить различные термические зоны.

На современном уровне знаний среди продуктов выветривания, сформированных в гумидных условиях, можно выделить гипергенные образования жарких, умерен-

ных и тундрово-нивальных условий. Критерии для выделения продуктов аридного выветривания низких и высоких широт пока не установлены.

Степень увлажненности не только определяет интенсивность гипергенного преобразования исходных пород, но и обуславливает миграцию подвижных химических элементов и соединений. В условиях высокого атмосферного увлажнения кора выветривания формируется при наличии сплошного промывания выветриваемой толщи с удалением наиболее подвижных компонентов. Для аридных условий типичен непромывной режим, затрудненность выноса подвижных химических элементов и накопление легкорастворимых соединений.

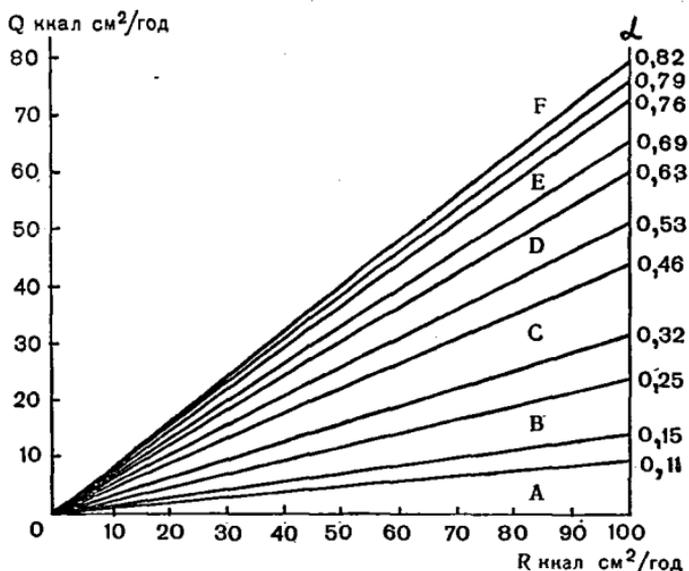


Рис. 9. Изменение суммарных затрат энергии на почвообразование ( $Q$ ) в зависимости от радиационного баланса земной поверхности ( $R$ ) в пределах гидрорядов от A до F;  $\alpha$  — коэффициент полноты использования радиационной энергии на почвообразование (по В. П. Волобуеву, 1963)

Значение климатических условий сказывается не только в их непосредственном влиянии на выветривание. Не менее важна косвенная роль климатических факторов, так как они в значительной мере регу-

лируют биологические и почвообразовательные процессы.

При высокой относительной увлажненности происходит образование лесных биоценозов. Этот тип растительности характеризуется огромной биомассой, измеряемой тысячами центнеров сухого органического вещества на одном гектаре, значительным опадом. По данным Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (1965), величина опада бореальных лесов (тайги) составляет 35—55 ц/га сухого органического вещества, а вечно влажных тропических лесов — 250 ц/га. В почвах под покровом гумидных лесов в результате преобразования органического вещества в большом количестве возникают легкорастворимые агрессивные фульвокислоты и слабополимеризованные гуминовые кислоты. Величина рН водной вытяжки этих почв равна 4,5—5,5.

Интенсивность преобразования органического вещества влажных лесов возрастает с увеличением радиационного баланса. Несмотря на то что опад бореальных лесов почти в десять раз меньше, чем в тропических лесах, разрушение отмершего органического вещества в высоких широтах совершается неизмеримо медленнее. Поэтому на поверхности таежных почв содержится 300—350 ц/га слабоизмененных растительных остатков, т. е. в десять раз больше, чем на почвах влажных тропических лесов. Высокая концентрация ионов водорода в кислых растворах обуславливает извлечение из кристаллических решеток гипогенных минералов катионов и вовлечение их в миграцию.

Следовательно, в гумидных ландшафтах кора выветривания формируется под влиянием систематического промывания обильными кислыми растворами. Эти условия наиболее благоприятны для глубокого преобразования исходных пород и выноса наиболее подвижных компонентов. Интенсивность этого процесса возрастает в высокотермических условиях и снижается в областях умеренных температур.

В ландшафтах пониженного атмосферного увлажнения при величине коэффициента относительной увлажненности 0,75 и менее в настоящее время распространены травянистые сообщества. Их характерной чертой является значительно меньшая по сравнению с лесной растительностью биомасса, обычно равная 100—200 ц/га

сухого органического вещества. В относительно хорошо увлажненных районах тропического пояса величина биомассы поднимается до 666 ц/га (Родин и Базилевич, 1965), в сильно засушливых — резко сокращается. Как экологическая реакция на засушливые условия основная часть биомассы аридных ландшафтов находится в почве, а не на ее поверхности, как в лесах. Согласно Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич, поверхностная часть растений обычно ежегодно отмирает. Аридная растительность отличается высокой зольностью.

Иной, чем в лесных почвах, состав микрофлоры обуславливает образование в почвах степных биоценозов высокополимеризованных гуминовых соединений, не обладающих агрессивными свойствами по отношению к минералам. Этому способствует насыщение сорбционной емкости гумуса аридных почв катионами, главным образом кальцием. В результате эти почвы имеют нейтральную или щелочную реакцию (рН 7—8). Малоподвижные гумусовые соединения связывают некоторые химические элементы. Промывания почв и коры выветривания аридных ландшафтов не происходит, и зона гипергенеза постепенно насыщается относительно легко растворимыми соединениями.

Следует отметить, что травянистые сообщества по сравнению с лесными являются молодыми образованиями, сложившимися в неогене. В более отдаленном геологическом прошлом процессы выветривания в аридных условиях затруднялись не только из-за недостатка воды, но и весьма слабого воздействия растительности.

Таким образом, биоклиматические условия определяют общую направленность процесса выветривания. Изменение этих условий преимущественно в результате неравномерного распределения атмосферных осадков создает два основных типа гипергенного преобразования исходных пород: гумидный и аридный. Основные черты этих типов выветривания в значительной мере определяются кислотно-щелочной характеристикой вод зоны гипергенеза, которая в свою очередь обусловлена деятельностью живых организмов, главным образом растений. В связи с длительной эволюцией такого важного фактора гипергенеза, как растительный покров суши, условия выветривания геологического прошлого заметно отличались от современных.

Интенсивность процессов гумидного типа гипергенеза зависит от термических условий. Поэтому внутри гумидного типа выделяется (в качестве подтипа) гумидное выветривание низких широт (тропиков и субтропиков) и высоких широт. Внутри аридного типа выветривания влияние термических условий менее сказывается.

Особый тип выветривания намечается условиями кратковременного увлажнения при сохранении в течение большей части времени года воды в твердой фазе. Этот тип выветривания может быть назван нивальным. В зависимости от степени увлажнения в теплый период частные процессы нивального гипергенеза приобретают общие черты с процессами, совершающимися в гумидных холодных или аридных холодных условиях.

### **ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИКИ, РЕЛЬЕФА И ГРУНТОВЫХ ВОД**

Рассмотренные в предыдущем разделе общие закономерности гипергенеза справедливы для условий хорошего дренажа верхней части коры выветривания и достаточного доступа кислорода атмосферы. Такая обстановка обычно создается на положительных элементах рельефа. Коры выветривания, образующиеся в этих условиях, так же как и почвы, можно называть автоморфными.

Характерная черта автоморфных кор выветривания — формирование полностью за счет ресурсов исходной породы, без существенного поступления химических элементов с других участков суши.

Считалось (Гинзбург и др., 1947), что наиболее благоприятным элементом рельефа для формирования автоморфной коры выветривания является пенеплен, а необходимым тектоническим элементом — участок платформы, находящийся в состоянии покоя. В последнее время предполагают, что для образования автоморфных кор на платформах наиболее благоприятен режим глыбовых поднятий, который обеспечивает глубокий дренаж грунтовых вод и соответствующую гипергенную проработку исходных пород (Разумова и Херасков, 1963).

Мощная автоморфная кора выветривания может образовываться в областях со сложнорасчлененным и

активно развивающимся рельефом. В настоящее время такие коры образуются на Зондских островах, Филиппинах и в ряде других мест. Формирование палеогеновой коры мощностью 100—200 м в условиях расчлененного рельефа предполагают для Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна (Добродеев, 1965).

По мнению некоторых исследователей, при длительности гипергенеза тектоническая деятельность и рельеф — ведущие факторы формирования коры выветривания (Гуцаки, 1963).

Подвижные компоненты, выносимые из дренируемой толщи выветривающихся пород, мигрируют с грунтовыми водами в относительно пониженные части рельефа. Здесь процессы гипергенеза имеют совершенно особый характер. Гипергенное изменение пород совершается под воздействием вод, обогащенных химическими элементами, вынесенными из автоморфных кор выветривания. Коры выветривания и почвы, формирующиеся под влиянием грунтовых вод, называются гидроморфными.

Автоморфные и гидроморфные коры резко отличаются окислительно-восстановительными условиями. Формирование мощной автоморфной коры происходит при достаточно большой толще промывания, расположенной над уровнем грунтовых вод и доступной для проникновения кислорода атмосферы. Гидроморфные коры располагаются в пределах капиллярной каймы грунтовых вод, сильно насыщены водой и лишь в самом верхнем горизонте имеют окислительные условия.

Гидроморфные коры находятся в геохимическом сопряжении с автоморфными, так как при их образовании аккумулируются именно те химические элементы, которые были вынесены из автоморфных кор.

При гумидном типе гипергенеза в гидроморфных корах накапливаются новообразования окисного железа, часто содержащие значительное количество гидроокислов марганца и примесь гидроокислов алюминия. Гидрогенная аккумуляция происходит с широким развитием метасоматического замещения минералов исходной породы новообразованиями. В нижней части гидрогенных аккумуляций вследствие дефицита кислорода образуются карбонаты и фосфаты закиси железа.

В высокотермических гумидных ландшафтах формирование гидроморфных кор отличается большой интен-

сивностью. Как показали исследования В. М. Фридланда (1964), мощные железистые коры (латериты) Юго-Восточной Азии представляют собой гидроморфные аккумуляции. Скорость их образования в условиях Северного Вьетнама измеряется несколькими десятками лет. Содержание гидроокислов алюминия в этих корях может быть значительно больше, чем в гидроморфных корях гумидных ландшафтов высоких широт.

При аридном типе гипергенеза в гидроморфных образованиях аккумулируются преимущественно карбонаты, сульфаты, хлориды. Периоды повышенного грунтового увлажнения аридных областей сопровождалось образованием более значительных гидрогенных аккумуляций. Таковы мощные карбонатные коры типа каличе, формировавшиеся в конце неогена и начале четвертичного периода в Средней Азии, в области Средиземноморья, в Мексике, на юге США, а также гипсовые коры закаспийских пустынь, Сирии и Северной Африки.

Сформированная кора выветривания подвергалась размыву в связи с дифференциальными тектоническими движениями на платформах и воздымавшем горных стран. Поэтому наряду с остаточными автоморфными и гидроморфными корами существуют продукты их переотложения. Они представлены различными типами континентальных отложений: от склоновых (делювиальных), обнаруживающих ясную связь с корой выветривания в первичном залегании, до аллювиальных, испытавших длительное перемещение и разбавленных компонентами невыветренных пород. Эти образования, согласно Б. Б. Полюнову (1935), мы объединяем под названием переотложенной коры выветривания.

Процессы переотложения приобретают большой размах при смене гумидных лесных ландшафтов аридными условиями. Известный французский почвовед Г. Эрар считает, что широкое распространение лесных биоценозов обуславливает этапы автоморфного выветривания (стадии биостази), на протяжении которых из выветриваемых пород удаляются щелочи и щелочные земли и частично перемещаются кремний, железо и алюминий. Наиболее подвижные элементы выносятся в океан, где кальций и магний связываются, входя в состав карбонатных отложений. Смена лесных формаций травянистыми влечет за собой нарушение равнове-

сия. Начинается эрозия, кора выветривания размывается, в морских бассейнах вместо известняков откладываются терригенные отложения (Eghart, 1956).

При переотложении продуктов выветривания возникают месторождения руд железа, бокситов, огнеупорных глин, а также образуются скопления различных устойчивых компонентов — от кварцевых песков до россыпей золота и некоторых редкометаллических минералов.

Таким образом, формы рельефа и обуславливающие их явления тектоники вносят усложнение в структуру зоны гипергенеза, воздействуя на перераспределение воды, подвижных форм химических элементов и окислительно-восстановительных условий. В результате на площади однородных гидротермических условий выделяются автоморфные и гидроморфные коры выветривания, находящиеся в геохимическом сопряжении.

Каждый тип гипергенеза характеризуется сочетанием определенных автоморфных и гидроморфных продуктов выветривания. Отличительные особенности низко- и высокотермических условий гумидного типа гипергенеза проявляются как в составе автоморфных, так и гидроморфных кор.

Наконец, активно развивающийся пересеченный рельеф обуславливает переотложение продуктов выветривания и образование особой формы коры выветривания — переотложенной. Этому способствует сокращение площади гумидных лесных ландшафтов.

На основании изложенного материала можно произвести группировку кор выветривания по условиям их образования, исходя из того что эти условия определяют существенные свойства кор. При этом автор полностью разделяет мысль Б. Б. Полынова (1956) о том, что «ни выветривание, ни продукты его не могут быть строго дифференцированы». Поэтому целью предлагаемой группировки является не выделение максимального количества различающихся между собой типов коры выветривания, а установление определенных семейств кор выветривания, объединяемых общими условиями образования и соответственно близкими свойствами.

Единицами первого ранга будут большие группы кор выветривания, объединяемые принадлежностью к одному из трех типов гипергенеза: гумидному, аридно-

му и нивальному. Условия образования коры выветривания этих групп будут отличаться степенью обеспечения процессов гипергенеза жидкой водой. Термин «нивальный» обозначает не термическую характеристику, а состояние воды на протяжении большей части года.

Влияние термических условий на процессы выветривания достаточно сильно проявляется только в гумидном типе гипергенеза. Поэтому в этой группе кор выветривания выделено две подгруппы: гумидные высокотермические и гумидные низкотермические.

Внутри каждой группы (а для гумидных кор выветривания внутри каждой из двух подгрупп) по геоморфологическим условиям и влиянию грунтовых вод выделены семейства автоморфных и гидроморфных кор. Семейства являются основными единицами в данной группировке. Установить принадлежность изучаемой коры выветривания к семейству автоморфных или гидроморфных кор определенного типа гипергенеза — значит определить условия атмосферного увлажнения, кислотно-щелочную характеристику почвенных растворов, направленность перераспределения химических элементов, положение по отношению к формам рельефа и к критической глубине грунтовых вод, окислительно-восстановительные условия и место в геохимическом сопряжении.

Учитывая возможность переотложения, в каждом семействе выделены остаточная и переотложенная формы коры выветривания.

## **ГРУППИРОВКА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ**

### **I. Группа кор гумидного типа гипергенеза**

Подгруппа кор высокотермических условий

1. Семейство автоморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма
2. Семейство гидроморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма

### Подгруппа кор низкотермических условий

1. Семейство автоморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма
2. Семейство гидроморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма

### II. Группа кор аридного типа гипергенеза

1. Семейство автоморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма
2. Семейство гидроморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма

### III. Группа кор нивального типа гипергенеза

1. Семейство автоморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма
2. Семейство гидроморфных кор  
остаточная форма  
переотложенная форма

## ВРЕМЯ КАК УСЛОВИЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Время является необходимым условием всякого природного процесса. Определенное время требуется для преобразования кристаллохимических структур гипогенных минералов и построения новообразований.

Известны попытки установить скорость выветривания в современных условиях. Были проведены многочисленные наблюдения за выветриванием горных пород, использованных при строительстве зданий и памятников. Обнаружено, что кислые изверженные породы в условиях Западной Европы, не проявляющие явных признаков выветривания спустя 150 лет, были заметно изменены с поверхности по прошествии 400 лет (Hirschwald, 1908). Известны описания почв и продуктов выветривания на развалинах древних зданий. Наши исследования почв на древних сооружениях Новгорода, Пскова, Владимира, Москвы, на руинах древних городов Крыма показали, что образование рыхлого почво-

образующего субстрата связано не столько с выветриванием материала зданий, сколько с отложениями атмосферной пыли, на которой затем формируется почва (рис. 10).



Рис. 10. Почва, сформированная на псевдоэрозии стен Троицкого монастыря в Пскове

Процессы преобразования и разрушения кристаллохимических структур минералов при выветривании протекают в определенной последовательности. Это явление впервые было осмыслено и теоретически обобщено Б. Б. Польшовым (1934) в виде теории единого процесса выветривания. Согласно этой теории, выветривание горных пород сопровождается выносом химических элементов, который происходит в строгой последовательности в соответствии с миграционной способностью химических элементов. Основным фактором этого процесса является время; внешние условия могут лишь благоприятствовать или затруднять его развитие. Математическое исследование уравнения миграционной способности привело А. И. Перельмана (1965) к выводу о том, что при неизменной величине миграционной способности содержание химического элемента в коре выветривания будет убывать по показательному зако-

ну. Энергичный вынос должен уменьшаться — вначале резко, затем постепенно (рис. 11).

Следует подчеркнуть, что теория единого процесса отражает лишь направленность геохимического баланса вещества при выветривании. Многообразие совре-

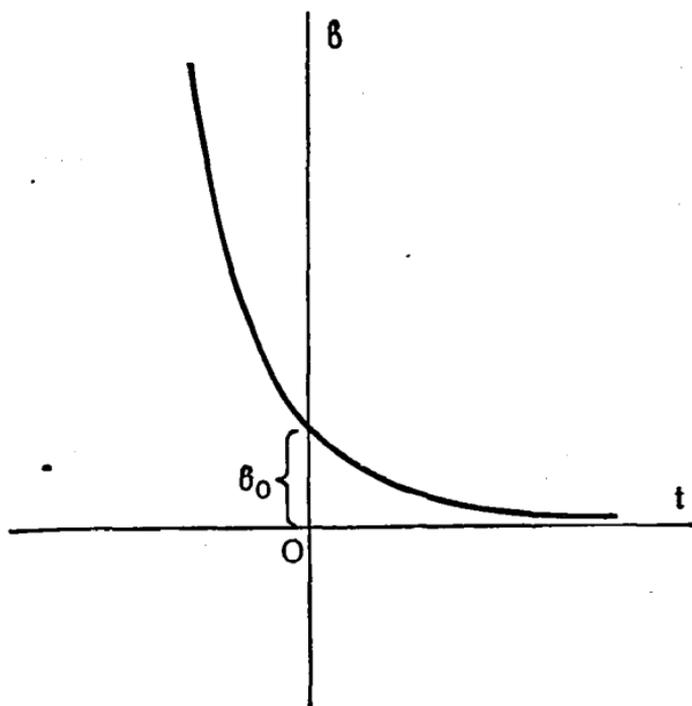


Рис. 11. Зависимость содержания химического элемента ( $v$ ) в коре выветривания от времени ( $t$ ) при неизменной величине его миграционной способности (по А. И. Перельману, 1956)

менных ландшафтно-геохимических условий и их изменение на протяжении геологической истории обусловили значительно более сложный характер выветривания в каждом конкретном районе.

Поэтому, рассматривая время как условие выветривания, необходимо различать длительность гипергенного преобразования горной породы и геологический возраст того или иного продукта выветривания. Итогом гипергенного преобразования исходной породы являет-

ся установление динамического равновесия между составом коры выветривания и ландшафтно-геохимическими условиями конкретного района. Для совершения этого процесса требуется определенное время, в различных условиях неодинаковое. Время для законченного гипергенного преобразования исходной породы может оказаться недостаточным. Это произойдет в том случае, когда развивающийся процесс выветривания окажется прерванным из-за изменения внешних условий или вообще удаления данной коры из зоны гипергенеза.

Поскольку географические и геохимические условия на поверхности земли непрерывно эволюционировали, то и процессы гипергенеза (а следовательно, и коры выветривания) древних эпох отличались от современных. Поэтому установление возраста коры выветривания необходимо для правильного понимания ее формирования.

Так как определенные отрезки геологического времени характеризовались специфическими условиями гипергенеза, то можно предполагать, что коры выветривания каждого геологического периода обладают своими, лишь им присущими особенностями. Однако изучение этих особенностей пока далеко от завершения.

Резкое изменение ландшафтно-геохимических условий на территории СССР в конце неогена обусловило четкое отличие процессов выветривания плейстоценово-четвертичного возраста, с одной стороны, и более древнего — с другой. Поэтому среди кор выветривания можно выделить новейшую и группу древних. К древним корам выветривания относятся разнообразные продукты гипергенеза, как правило, досреднеогенового возраста, среди которых в свою очередь можно выделить коры выветривания нескольких эпох гипергенеза, обладающие сходными условиями формирования и близкими чертами вещественного состава.

## **МОРФОЛОГИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ**

Условия формирования коры выветривания и состав исходных горных пород отражаются на ее внешнем облике. Основная и характерная особенность остаточной коры выветривания — закономерное изменение

ее состава. Морфологически это проявляется в виде профильного строения гипергенной коры.

Остаточная выветренная толща автоморфной коры выветривания состоит из горизонтов, отличающихся вещественным составом и различными свойствами. Эти горизонты<sup>1</sup> являются генетическими, т. е. обособляются в процессе формирования коры выветривания. Они, как правило, лишены резких границ и постепенно переходят один в другой, составляя профиль коры выветривания. Как было установлено В. В. Докучаевым, аналогичное строение имеет почва. Наличие генетических горизонтов, по-видимому, является характерным признаком природных тел зоны гипергенеза (Перельман, 1965).

Как известно, отдельные типы почв четко различаются определенными генетическими горизонтами. В какой-то степени это наблюдается и среди остаточных кор выветривания. Однако по сравнению с почвой на состав и строение коры выветривания более сильное влияние оказывает состав исходной породы. Кроме того, современные почвы являются весьма молодым (в геологическом отношении) образованием, сформированным под воздействием современных физико-географических условий, в то время как различные коры выветривания формировались от архея до современной эпохи. Эти два обстоятельства обуславливают значительно большее разнообразие строения профиля остаточных кор выветривания. Тем не менее можно отметить некоторые характерные черты, общие для кор выветривания различного возраста и состава.

Особенно хорошо выражен профиль автоморфных кор выветривания гумидного высокотермического типа гипергенеза.

В полном профиле автоморфной коры выветривания на изверженных породах можно выделить следующие горизонты (снизу вверх).

1. Горизонт слабо гипергенно измененных пород (щебенчатая кора выветривания). Окраска горизонта

---

<sup>1</sup> Геологи называют горизонты коры выветривания зонами. Нам это представляется неправильным как с исторической точки зрения, поскольку В. В. Докучаевым эти образования были названы горизонтами, так и в силу того, что термином «зона» обозначают пространственное обособление целой группы явлений в географии (природная зона) и в геологии (зона метаморфизма).

обусловлена цветом исходной породы. Породы кислого состава имеют более или менее светлый цвет, основного состава — темный (до черного). В этом горизонте часто преобладают первичные минералы изверженной породы или продукты их эпигенетического изменения.

2. Гидрослюдисто-гидрохлоритовый горизонт. Этот горизонт значительно менее прочен, чем исходная порода, и легко рассыпается на мелкие частицы (псевдопесок). Горизонт обычно имеет пеструю окраску, желтоватые и зеленоватые тона. Структура исходной горной породы внешне как будто бы сохраняется — видны очертания первичных минералов, их текстурно-структурные соотношения не изменяются. Однако сохраняется лишь внешний вид структуры горной породы. В шлифе хорошо видно, что большая часть первичных минералов полностью замещена агрегатом новообразованных минералов, преимущественно гидрослюдов и гидрохлоритов. Здесь происходит преобразование гипогенных и возникновение гипергенных силикатов со слоистой структурой кристаллической решетки, причем значительная часть оснований выщелачивается и гидратируется.

3. Горизонт глиноземистых и железистых глин. Масса горизонта имеет более или менее вязкую консистенцию с отдельными участками рыхлого щебнистого материала. Окраска этого горизонта бурая; охристая или белая с ржавыми пятнами. Здесь окончательно заканчивается извлечение щелочей и щелочных земель из силикатов. Характерны процессы гидролиза, в результате которых силикаты частично распадаются на гидроокислы. Наиболее типично для этого горизонта образование глинистых минералов — каолинита, монтмориллонита, нонтронита.

4. Самая верхняя часть остаточной коры выветривания представлена охристым или ожелезненным горизонтом. В этом горизонте от структуры исходной породы не остается следа. Здесь продолжают процессы гидролиза и окисления, в результате которых образуются конечные продукты элювиального выветривания — гидроокислы железа, марганца и алюминия (последние в определенных условиях). В горизонте содержатся также глинистые минералы и остаточный кварц. При незначительном содержании железа в исходной

поруде верхний горизонт коры выветривания лишь слабо окрашен в буроватый цвет, при большом количестве железа образуется горизонт охристых гидроокислов железа.

Приведенная схема имеет целью характеризовать общее строение профиля, а не состав генетических горизонтов, который в значительной мере обусловлен составом исходной горной породы. Для профиля выветривания пород кислого состава характерны гидрослюдистый и каолинитовый горизонты, горизонт гидроокислов (гиббситовый) выражен слабо. В профиле коры выветривания среднего и основного состава образуются мощные горизонты гидроокислов, состоящие из новообразований гиббсита, гидрогематита и гидрогетита. В глинистом горизонте этой коры выветривания преобладают гидрохлориты и гидрослюды. Для профиля выветривания ультраосновных пород типичны сильноразвитый горизонт гидроокислов железа с подчиненным количеством гиббсита и ниже расположенный выщелоченный горизонт исходной породы (Гинзбург, 1963).

Относительное уменьшение атмосферной увлажненности при сохранении гумидного типа гипергенеза сопровождается появлением монтмориллонита в глинистом горизонте основных пород, а нонтронита — в ультраосновных.

Влияние изменения термических условий на строение профиля коры выветривания гумидного типа гипергенеза окончательно не выяснено. Есть предположения, что при выветривании в условиях высоких широт, при меньшей обеспеченности солнечной энергией образуется неполноразвитый, «укороченный» профиль, менее мощный и без верхнего горизонта гидроокислов (Гинзбург, 1963; Перельман, 1965).

Общая мощность профиля автоморфной коры выветривания гумидных ландшафтов низких широт достигает 60—80 м.

При малом времени, недостаточном для образования глубоко проработанной коры выветривания, горизонты профиля полностью не успевают сформироваться и лишь намечаются скоплениями новообразований. Это особенно характерно для коры выветривания четвертичного возраста.

Профиль кор аридного типа гипергенеза изучен недостаточно. Новейшая автоморфная кора выветривания аридных ландшафтов характеризуется наличием горизонтов карбонатных и гипсовых новообразований. Возможно, что слабая выраженность профиля автоморфных кор аридного типа в геологическом прошлом связана с отсутствием в то время травянистых биоценозов — растительного покрова аридных ландшафтов, который возник лишь в третичном периоде.

Таковы основные черты строения профиля автоморфного выветривания распространенных горных пород. Однако процессам гипергенного преобразования весьма способствует повышенная проницаемость выветриваемых пород. Такие условия возникают, например, на участках тектонических контактов. Здесь формируются своеобразные коры выветривания, отличающиеся большей или меньшей протяженностью, незначительной шириной в плане и весьма большой мощностью профиля выветривания (до 150—200 м). Подобные коры выветривания получили название линейных в отличие от площадных — обычных автоморфных кор, распространенных на большой площади.

Совершенно особым строением профиля характеризуются гидроморфные коры. Если формирование автоморфных кор выветривания совершалось под влиянием нисходящего движения почвенно-грунтовых вод, то для процессов гидроморфного гипергенеза ведущее значение имеют капиллярно-восходящее и внутрипластовое движение вод.

Новообразованные минералы, слагающие горизонты профиля гидроморфных кор, выпадают из грунтовых вод в результате химических реакций или изменения физико-химических условий. Современная гидроморфная кора выветривания, как правило, ограничена отрицательными элементами рельефа и поэтому не имеет такого широкого распространения как площадная.

В гумидных ландшафтах в гидроморфной коре выветривания среди минеральных новообразований преобладают гидроокислы железа и марганца, фосфаты и карбонаты. Особенно большое накопление различных минералов, содержащих железо. Этот химический элемент, интенсивно мигрирующий в условиях гумидных ландшафтов, частично аккумуляруется в геохимических

обстановках притеррасных пойм, небольших озер и болот. Накопление железа в озерах в настоящее время происходит на огромной территории таежно-подзолистой зоны Советского Союза. Бобовые, озерные и болотные руды представляют собой конкреционно-метакolloидные образования. Они возникают в прибрежной части озер, обычно не распространяясь за пределы глубины более 5 м. Новообразованные минералы гидрокислов железа корродируют и замещают обломочные минералы, в том числе зерна кварца (Кротов, 1950).

В условиях дефицита кислорода гидроморфная кора может быть обогащена закисными соединениями железа и марганца, среди которых особенно характерны фосфаты и отчасти карбонаты. В обстановке торфяных болот часто накапливаются карбонат закиси железа (сидерит) и фосфат закиси железа (вивианит). В подчиненном количестве здесь содержится карбонат марганца (родохрозит). Закисные соединения железа и марганца неустойчивы в условиях свободного доступа кислорода. Поэтому верхняя часть скоплений сидерита окисляется с образованием своеобразной лимонитовой шляпы, а вивианит трансформируется в серию вторичных фосфатов.

Формирование латеритных кор аналогично процессу возникновения болотных руд и других железистых новообразований в условиях гумидных внетропических ландшафтов. Естественно, что различные термические условия определяют существенные отличия этих новообразований. В гипергенную миграцию в тропиках вовлекаются значительно большие массы железа, чем в условиях умеренного пояса. Морфология гидроморфных железистых новообразований тропиков имеет существенные отличия от аналогичных образований умеренного пояса. Некоторые формы тропических гидроморфных новообразований (например, мощные структурно-каркасные стяжения железа) при гипергенезе в ландшафтах умеренного влажного климата не встречаются.

В аридных ландшафтах современная гидроморфная кора представлена солевыми накоплениями преимущественно галита и тенардита-мирабилита. Значительно менее распространены содовые, магнезиальные, хлоридно-сульфатные и селитряные солевые аккумуляции.

Чрезвычайно своеобразны гидроморфные коры плиоценово-четвертичного времени, известные под названием карбонатных и гипсовых. Карбонатная кора, наподобие бетонного покрытия облегающая поверхность, представляет плотное образование мощностью до 1—2 м. На отдельных участках распространены скопления крупных карбонатных конкреций различной формы. Гипсовая кора имеет обычно меньшую мощность и представлена плотными пластообразными образованиями, рыхлыми, ноздреватыми скоплениями и так называемым шестоватым гипсом. Примером профиля гидроморфной коры аридного типа гипергенеза является карбонатная кора Бадхыза, описанная А. И. Перельманом (1959). Верхний горизонт представлен скоплениями известковых конкреций, которые на глубине 50 см переходят в плотный карбонатный горизонт мощностью около 150 см. Ниже располагается переходный горизонт — рыхлый песчаник с мягкими стяжениями карбонатов кальция, постепенно переходящий в розовато-желтый песчаник неогена.

Образование этих мощных карбонатных и гипсовых накоплений связано с плиоценово-нижнечетвертичным гидроморфным гипергенезом. Столь широкое развитие супераквальных условий обусловлено пювиальными фазами на протяжении этого времени. Интенсивное обводнение территории в условиях резкой аридности сопровождалось интенсивным испарением грунтовых вод вплоть до их сезонного иссякания. В результате происходило выпадение относительно легко растворимых соединений. В начальные этапы гидроморфного гипергенеза воды имели бикарбонатно-кальциевый состав, что обуславливало образование карбонатных кор. Окончание пювиальных фаз сопровождалось обычной эволюцией солевого состава и соответственно сменой бикарбонатных вод водами сульфатного состава. Поэтому гипсовые новообразования одной и той же стадии всегда являются более поздними, чем карбонатные. Наличие нескольких пювиальных фаз и межпювиальных эпох определяет сходные соотношения карбонатных и гипсовых кор разного возраста.

## ЧАСТЬ II

# ОБЗОР РАСПРОСТРАНЕННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Гипергенное изменение пород и минеральных скоплений охватывает все типы петрографических образований, все типы рудных жил и т. д.

*А. Е. Ферман, 1937*

### Глава 4. ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Продукты гипергенеза отдаленного геологического прошлого длительное время привлекают к себе пристальное внимание исследователей. Термин «древняя кора выветривания», введенный первоначально для обозначения гипергенных глин определенного возраста (Гинзбург, 1912, 1914), вскоре значительно расширил свое содержание.

К древней коре выветривания мы относим разнообразные по составу, генезису и возрасту доплиоценовые продукты выветривания.

Древняя кора выветривания представлена преимущественно автоморфным типом. Гидроморфные образования древних этапов гипергенеза изучены пока недостаточно.

Весьма важным признаком древней коры выветривания является характер ее пространственного размещения. По этому признаку среди древних кор выветривания выделяют площадную, линейную и локальную (табл. 5).

Схема подразделения остаточной древней коры выветривания по условиям залегания

Кора выветривания	Состав и геологический характер исходных пород
Площадная (региональная)	<p>На крупных массивах и покровах изверженных и метаморфических пород</p> <p>На осадочных (в том числе слабометаморфизованных) породах</p> <p>На более древней коре выветривания</p>
Линейная	<p>На участках стратиграфических контактов и тектонических зон, существенно не измененных гидротермальной деятельностью</p> <p>На участках стратиграфических контактов и тектонических зон, гидротермально проработанных</p>
Локальная	<p>На штоках, neckах и других малых интрузиях и вулканических каналах изометричного сечения</p> <p>На неправильной формы участках локального метаморфизма (скарны и др.)</p>

Следует отметить, что остаточная кора выветривания в результате последующей эрозионной деятельности в большей или меньшей степени разрушается. Это разрушение происходит вплоть до полного эродирования площадной коры выветривания, от которой остаются часто только остатки нижних горизонтов («корни» и «карманы» коры выветривания). Изолированные останцы площадной коры выветривания, сохранившиеся от последующей эрозии, следует рассматривать как реликты древней площадной коры, а не формы локальной коры выветривания.

Перемещенная кора выветривания изучена менее полно, чем остаточная. Этот тип коры можно разделить на местную и дальнеприносную. Под первой подразумевается материал остаточной коры выветривания, перенесенной на небольшое расстояние (от нескольких до сотен метров). Более протяженное перемещение влечет за собой явления механической дифференциации, в

той или иной мере свойственные дальнепринесной перемещенной коре выветривания. Примером последней могут служить мезо-кайнозойские континентальные отложения Казахстана, изученные В. Н. Разумовой (1961).

Перемещенная и остаточная коры выветривания находятся в определенной генетической зависимости. Остаточной площадной коре выветривания соответствует как местная, так и дальнепринесная перемещенная кора определенного состава. В процессе длительного переноса материал локальных и линейных кор поглощается перемещенными массами площадной коры выветривания. Поэтому линейной и локальной остаточной корам выветривания обычно соответствует только местная перемещенная кора.

Автором произведен первый опыт составления обзорной карты древней коры выветривания СССР в масштабе 1:20 000 000. На этой карте выделены области распространения автоморфных и переотложенных кор; показать линейные коры в указанном масштабе невозможно.

Оригинальная перемещенная кора выветривания формируется в карстовых трещинах и кавернах. Материал, слагающий эти выполнения, представляет собой перемещенную — как местную, так и дальнепринесную — кору выветривания. Часто остаточная кора выветривания, давшая материал для карстовых выполнений, полностью эродирована. Специфический характер контактово-карстовой (Корин, 1956) перемещенной коры выветривания обуславливается реакционной способностью карбонатных пород к избирательному осаждению растворимых соединений и коагуляцией зелей и взвесей. К подобному типу перемещенной коры выветривания относятся образования типа *terra rossa*.

Палеогеография древнего выветривания реконструируется с трудом. Большой знаток древней коры выветривания И. И. Гинзбург (1963 — I, стр. 379) писал: «Древние коры выветривания, и особенно допалеозойские и палеозойские (частично и мезозойские), образовались в условиях, столь не похожих на современные или третичные условия, что наши современные геологические и геохимические представления о них требуют ряда существенных поправок». Однако понять генезис коры выветривания возможно только в связи с

выяснением факторов выветривания. Поэтому одновременно с описанием древней коры определенного возраста и характеристикой ее пространственного распространения мы делаем попытку воспроизвести палеогеографические условия гипергенеза. Для этого использованы экологические данные многочисленных палеобиологических исследований, последние палеоклиматические построения, которые увязаны с минералого-геохимическими особенностями продуктов выветривания.

В настоящее время для территории СССР можно систематизировать характерные черты гипергенных образований нескольких очень крупных отрезков геологического времени.

### **КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ**

Согласно последним данным, возраст древнейших горных пород Балтийского щита составляет 4—6,5 млрд. лет. Как протекали процессы гипергенеза на протяжении нескольких миллиардов лет на древнейшей суше, судить можно очень ориентировочно. К. К. Марков (1960) предполагает наличие весьма протяженного абиогенного этапа развития поверхности Земли. Отсутствие живых организмов обуславливало совершенно иной состав атмосферы, отличавшейся отсутствием кислорода. Количественное преобладание в составе литосферы химических элементов, образующих сильные катионы, над элементами, образующими сильные анионы, способствовало щелочной реакции поверхностных вод (Перельман, 1966). Следы жизни предполагаются в отложениях, имеющих возраст порядка 3 млрд. лет или более (Вологдин). Нарастающая геохимическая деятельность живых организмов (в основном морских синезеленых водорослей) на протяжении 2 млрд. лет обусловила связывание углекислого газа в составе мощных толщ карбонатных отложений и накопление свободного кислорода в воздухе. В результате к концу протерозоя обстановка формирования автоморфных кор выветривания стала окислительной, хотя поверхностные воды, по-видимому, обладали щелочной реакцией.

Несмотря на отсутствие, а затем относительно слабое развитие наземной растительности, различное атмо-

сферное увлажнение и неодинаковый состав исходных пород обуславливали формирование различных автоморфных кор выветривания и их переотложенных форм.

Древнейшие гипергенные образования приурочены к территории докембрийских платформ.

Наиболее древняя кора выветривания на территории СССР обнаружена на архейских породах Карелии. Проявления выветривания были обнаружены финским геологом А. Метцгером (Metzger, 1924) в районе Суоярви, а позже Л. Я. Харитоновым (1941) в Медвежьегорском районе. В настоящее время установлено широкое распространение протерозойской коры выветривания не только на территории Карелии, но и за ее пределами.

Эта древнейшая кора выветривания метаморфизована и местами дислоцирована. Однако имеющиеся данные позволяют реконструировать не только строение профиля этой коры выветривания, но и ее положение в древнем (досреднепротерозойском) рельефе. По-видимому, кора формировалась на выравненной поверхности и отсутствовала в отрицательных элементах рельефа, заполненных озерными и вулканическими образованиями (рис. 12).

Строение профиля протерозойской коры выветривания следующее (Соколов, Хейсканен, 1966).

На исходных гранитах и гранито-гнейсах располагается горизонт слабовыветренных пород. Он характеризуется альбитизацией и серицитизацией плагиоклазов, а также замещением железо-магнезиальных силикатов хлоритом. Выше находится горизонт, в котором полевые шпаты полностью замещены тонкочешуйчатым серицитом, но структура исходных пород сохранилась. Самый верхний горизонт профиля представлен расщепленными кварцево-серицитовыми породами, не сохранившими реликтов исходных гранитов. Общая мощность профиля колеблется от 5 до 25 м. Выше залегают кварцевые конгломераты, гравилиты и кварцитопесчаники осадочно-метаморфической ятулийской толщи. Цементом в этих отложениях служит тонкочешуйчатый серицит. По-видимому, отложения ятулийской толщи сформировались за счет размыва и переотложения верхних горизонтов автоморфной площадной коры выветривания.

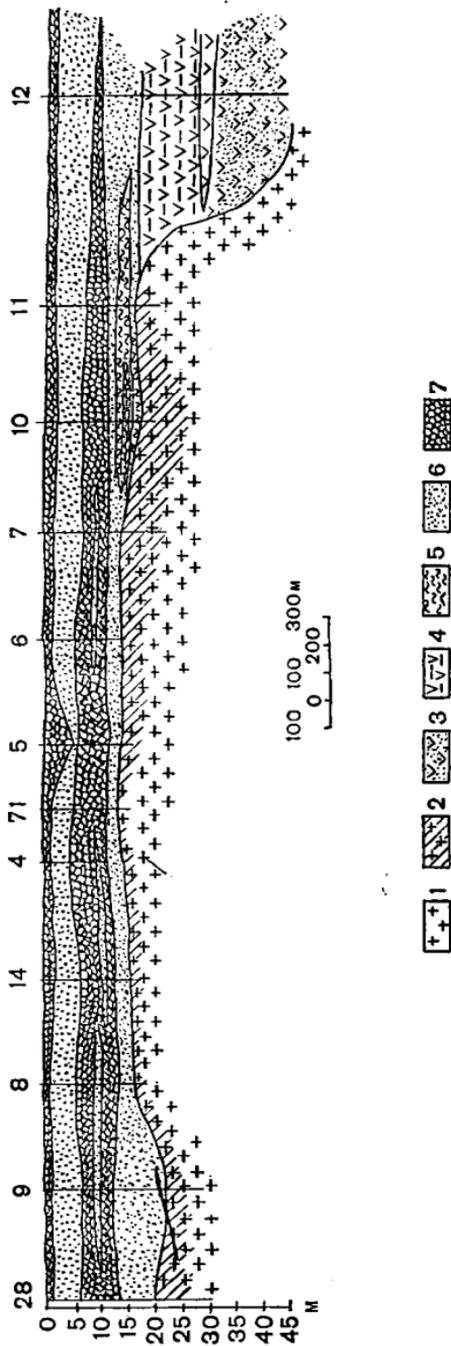


Рис. 12. Реконструкция положения коры выветривания в нижнепротерозойском рельефе Карелии (по данным Л. П. Безденежных и др., 1966):

- 1 — неизмененные граниты архея; 2 — метаморфизованная автоморфная кора выветривания; 3 — туфопесчаники; 4 — туфы с прослоями мандельштейнов; 5 — арсилиты; 6 — кварцито-песчаники; 7 — кварцевые конгломераты (цифры сверху профиля — номера скважин)

Содержание кварца в профиле протерозойской коры выветривания не остается постоянным, оно увеличивается в горизонте с остаточной структурой, но в самом верхнем горизонте ниже, чем в исходной породе. Соответственно меняется содержание  $\text{SiO}_2$  (табл. 6).

Таблица 6

**Химический состав протерозойской коры выветривания  
гранитов южного берега Сегозера  
(по Соколову и Хейсканену, 1966)**

Компоненты	Исходные породы (неизмененные граниты)	Кора выветривания		
		слабовыветренный гранит	горизонт с остаточной структурой гранита	горизонт с нарушенной структурой
$\text{SiO}_2$ . . . . .	70,66	65,34	72,84	65,18
$\text{TiO}_2$ . . . . .	0,15	0,12	0,16	0,22
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	15,99	17,11	15,44	19,39
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	1,15	1,20	1,45	1,58
$\text{FeO}$ . . . . .	0,45	0,29	0,25	0,25
$\text{MnO}$ . . . . .	0,04	0,06	0,01	0,01
$\text{MgO}$ . . . . .	0,53	1,07	1,96	2,63
$\text{CaO}$ . . . . .	1,92	3,09	0,19	0,24
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	4,59	3,03	0,28	следы
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	3,38	5,03	5,24	6,80
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	0,14	0,10	0,11	0,09
Потери при прокаливании . . .	0,74	3,53	2,39	3,00
Сумма . . . . .	99,74	99,97	100,32	99,39

Характерная особенность химического состава древнейшей коры выветривания — увеличение содержания калия в верхних горизонтах профиля. Это нетипично для относительно более молодых кор выветривания и, по-видимому, связано с щелочной реакцией поверхностных вод ландшафтов протерозоя.

В Сегозерском районе Н. А. Елисеевым (1929) изучены продукты преобразования ультраосновных пород (серпентинизированные метапикриты), которые, возможно, являются метаморфизованной корой выветривания этих пород. Исходные ультрабазиты постепенно переходят в тальково-хлоритовую породу, причем хорошо заметно метасоматическое замещение первичных мине-

ралов вторичными с сохранением реликтов исходной породы.

При изучении метаморфизованных продуктов выветривания близкого возраста известный финский геохимик К. Ранкама обнаружил, что в процессе древнего выветривания не изменялось содержание окисного и закисного железа. Это свидетельствует о том, что выветривание в архее совершалось в условиях дефицита кислорода. Гипергенное преобразование горных пород продолжалось и на протяжении дальнейшей истории протерозоя (об этом свидетельствуют признаки выветривания ятулийских отложений), однако формирования мощных автоморфных кор выветривания, по-видимому, не происходило.

Возможно, что кора выветривания образовывалась в протерозое на территории Украинского кристаллического щита, однако это еще недостаточно изучено.

Первые же минералогические исследования керн глубоких скважин Русской платформы показали, что под мощным покровом осадочных отложений породы кристаллического фундамента в ряде мест заметно выветрены. Так, например, в районе Москвы под осадочными отложениями нижнего палеозоя была обнаружена каолининовая кора выветривания мощностью около 10 м (Заварицкий и Батурин, 1951). Кора выветривания, развитая на архейских породах Русской платформы и покрытая нижнекембрийскими и рифейскими отложениями, имеет позднекембрийский возраст (рис. 13). В этой коре выветривания М. М. Веселовская (1957) выделяет две разновидности.

Наиболее распространена белая кора, сформированная на гнейсах и гранито-гнейсах. Ее мощность в зависимости от степени эродированности меняется от 1 до 20 м. В профиле этой разновидности выделяются три горизонта. В нижнем горизонте полевые шпаты по трещинам спайности замещаются гидрослюдой. Выше располагается горизонт, в котором полевые шпаты полностью замещены агрегатом тонкодисперсных гидрослюды при сохранении структуры исходных пород. В верхнем горизонте структура пород нарушена и остатки гипогенных минералов рассеяны в тонкочешуйчатой гидрослюдисто-галлуазитовой и каолининовой массе. Кварц в этом горизонте замещается тонкодисперсными силика-

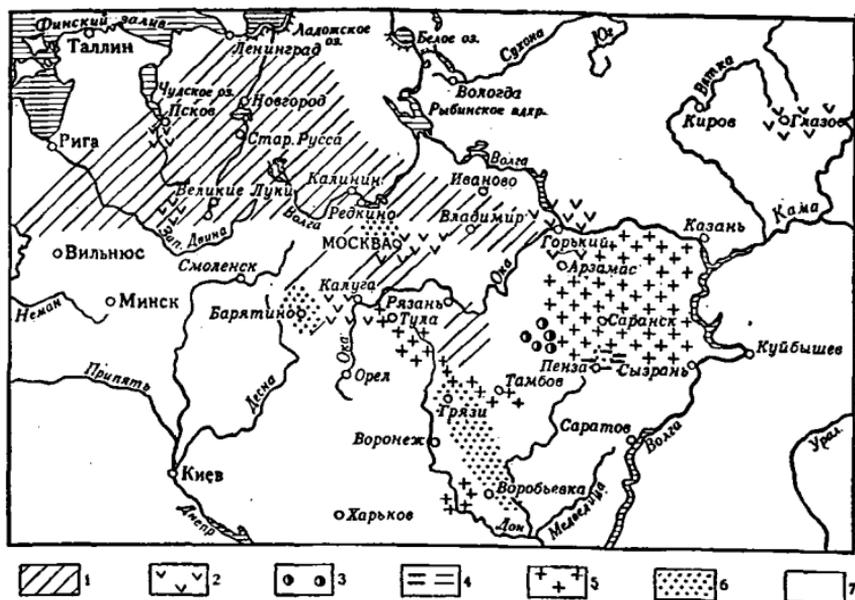


Рис. 13. Схема распространения донинепалеозойской коры выветривания на Русской платформе (по М. М. Веселовской, 1957): 1 — донинепалеозойская белая кора; 2 — донинепалеозойская красно-бурая кора; 3 — донинепалеозойская переотложенная кора; 4 — более древняя перекристаллизованная кора; 5 — архейские образования, иногда покрытые доживетской, реже доверхнедевонской корой; 6 — протерозойские морские образования; 7 — породы фундамента не вскрыты

тами, и содержание кремнезема в химическом составе соответственно уменьшается вверх по профилю коры.

Менее распространенной разновидностью является красно-бурая кора выветривания, содержащая до 17% окиси железа. При выветривании гидроокислы железа замещали гранат, биотит, частично кварц. Полевые шпаты замещались гидрослюдай и каолинитом.

Детальные исследования Т. А. Лапинской и Е. Г. Журавлева (1967) показывают, что кристаллический фундамент на площади Волго-Уральской нефтеносной области также обнаруживает ясные следы выветривания. Авторы отмечают, что в более древних корах, залегающих под верхнедевонскими отложениями, каолинит обычно отсутствует. Его содержание в верхнем горизонте профиля увеличивается в корах более позднего времени. На отрицательных элементах па-

леорельефа в коре выветривания обнаружены проявления гидроморфизма в виде наложенной минерализации сульфидов и сидерита. Авторы предполагают, что это результат влияния озерно-болотных условий древнего гипергенеза.

В последнее время В. А. Васильевым (1967) довольно подробно изучена кора выветривания кристаллического фундамента западных районов Русской платформы в пределах Латвийской, Литовской и Белорусской республик.

На поверхности кристаллического фундамента, под мощным покровом осадочных отложений, сохранилась древняя (дорифейская) кора выветривания. Ее мощность меняется от нескольких метров в западной части до 50 м на востоке. Профиль выветривания обнаруживает ясную дифференциацию и некоторые общие черты, хотя минералогический состав кор, образованных на различных породах, заметно различается.

В коре, сформированной на породах кислого состава, снизу расположен горизонт слабоизмененных исходных горных пород, характеризующийся пелитизацией полевых шпатов и хлоритизацией темноцветных компонентов. Выше находится гидрослюдистый горизонт, кверху переходящий в гидрослюдисто-каолиновый, где гипергенные минералы ясно преобладают, составляя 70—80% всей массы. В результате последующих процессов инфильтрации кора выветривания часто содержит обильную наложенную кальцитовую минерализацию.

На кристаллических сланцах, богатых железомagneзиальными силикатами, в заметном количестве образуются хлориты, а по ним — минералы группы монтмориллонита. Профиль коры выветривания в этом случае приобретает следующее строение (снизу вверх): слабо измененные породы, гидрослюдистый и монтмориллонитовый горизонты. К охарактеризованному профилю близка кора выветривания кристаллических пород среднего состава (граносиенитов, диоритов).

Сравнительно значительной мощностью обладает кора выветривания горных пород основного состава. В профиле выветривания лабрадоритов Курземского массива выделяются слабоизмененные (хлоритизированные) исходные породы, выше — хлоритово-гидрослюдистые.

стый горизонт и еще выше — гидрослюдисто-каолинитовый горизонт.

В процессе докембрийского выветривания осуществлялось определенное перераспределение редких и рассеянных химических элементов. В коре выветривания пород кислого и среднего состава В. А. Васильев (1967) обнаружил повышенную концентрацию титана, никеля, кобальта, марганца, меди, ниобия, бериллия, бария, стронция, урана. В коре выветривания основных пород содержание никеля, кобальта, титана, ванадия и меди в несколько раз превышает кларковые значения.

Формирование коры выветривания, по-видимому, не сопровождалось интенсивной миграцией железа. В ряде случаев констатировано накопление окислов железа в верхних горизонтах профиля, составляющих около 50% всей массы. Одновременно с накоплением железа увеличивается содержание титана, марганца, циркония, галлия, урана, меди, иттрия, бария.

Значительно меньше сведений о наличии автоморфных кор выветривания докембрийского возраста на территории Сибирской платформы. Есть предположения, что некоторые силлиманитовые кристаллические сланцы архейского возраста на юге Сибирской платформы являются перекристаллизованной корой выветривания (Бессолицын и Файнштейн, 1963). На западном склоне Анабарского щита, на поверхности предрифейского рельефа гранито-гнейсового фундамента, отмечена кора выветривания в виде красноцветных и зеленоватых глин. Выше залегают кварцевые песчаники (Чайка, 1966).

Переотложенные продукты выветривания докембрийского возраста хорошо известны. Они представлены в виде двух красноцветных горизонтов среди карбонатной толщи позднедокембрийского (синийского) возраста. В их составе находятся каолинитовые глины, железные руды, минералы свободного глинозема. Эти красноцветные горизонты, по мнению Н. В. Нижнего (1965), сформированы в докембрийские эпохи выветривания.

Переотложенные коры выветривания имеют чрезвычайно широкое распространение на площади окраин и складчатого обрамления Сибирской платформы — от Игарки до Южного Прибайкалья и от Енисея до Алда-

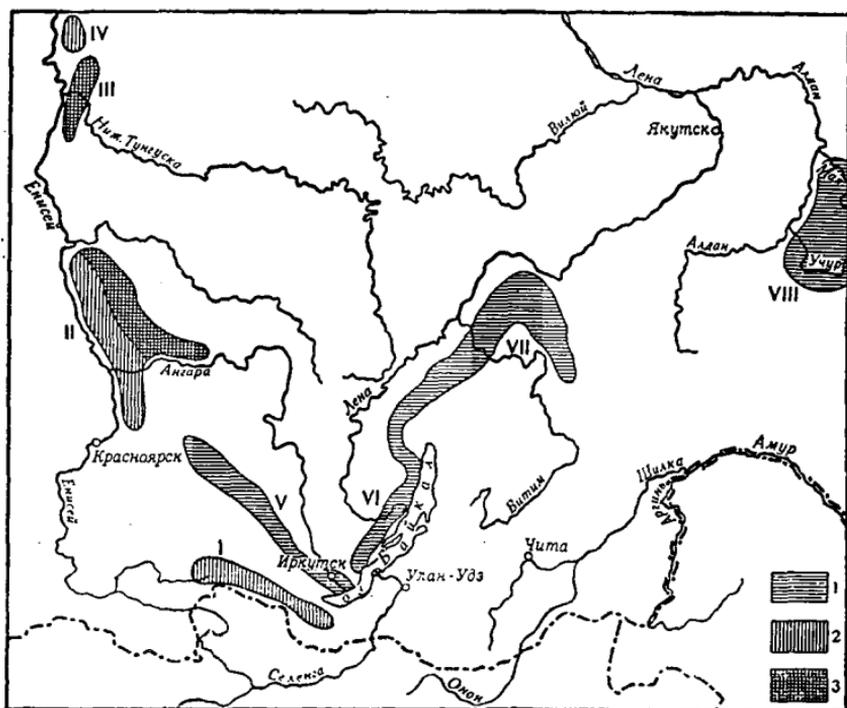


Рис. 14. Схема распространения горизонтов с переотложенными продуктами коры выветривания в позднекембрийских отложениях Восточной Сибири (по Н. В. Нижнему, 1965):

1 — области распространения нижнего и 2 — верхнего красноцветных горизонтов; 3 — области совместного нахождения красноцветных горизонтов (I — Боксонский район; II — Енисейский кряж; III — Туруханское поднятие; IV — район Игарки; V — Восточное Присяянье; VI — Западное Прибайкалье; VII — Байкало-Патомский район; VIII — Учуро-Майский район)

на (рис. 14). Возраст верхнего красноцветного горизонта определяется 600—700 млн. лет, нижнего — 800—1100 млн. лет.

Переотложенные докембрийские коры выветривания Центральной и Восточной Сибири имеют весьма важное практическое значение, так как к ним приурочено крупное Боксонское месторождение бокситов, до сих пор единственное крупное месторождение бокситов докембрийского возраста.

В некоторых районах древней суши можно проследить постепенное изменение состава и мощности коры выветривания на протяжении нижнего палеозоя.

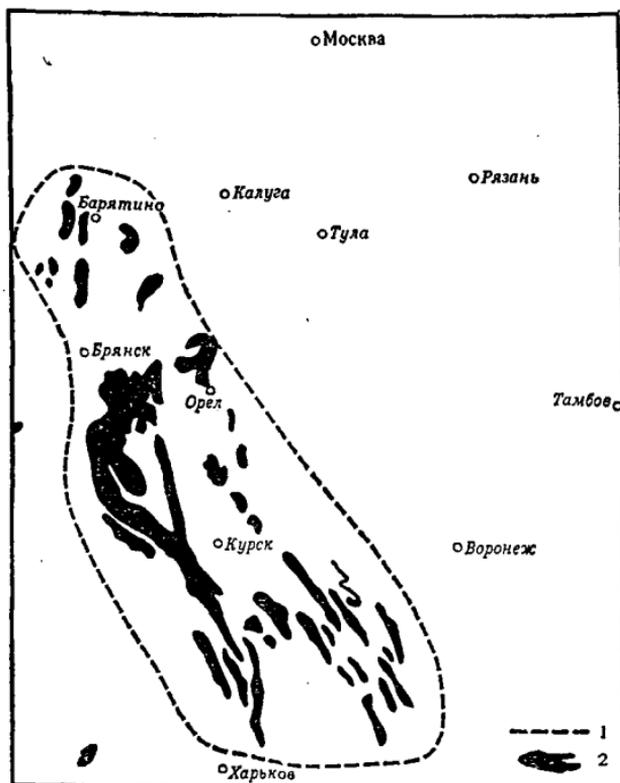


Рис. 15. Область Курской магнитной аномалии (КМА):

1 — границы области; 2 — интенсивные магнитные аномалии, связанные с железистыми кварцитами

В этом отношении большой теоретический интерес и важное практическое значение имеет древняя кора выветривания территории Курской магнитной аномалии (КМА). Здесь под осадочными отложениями девонского, каменноугольного и мезо-кайнозойского возраста сохранилась автоморфная кора выветривания железистых кварцитов и кристаллических сланцев протерозоя, а также разнообразные формы переотложенной коры выветривания.

Процессы гипергенеза развивались на протяжении весьма большого отрезка времени. Наиболее древние продукты выветривания развиты на архейских плагитогранитах. Эта кора выветривания имеет общие черты с

докембрийскими кора́ми Карелии, она тоже метаморфизована и перекрыта породами нижнепротерозойского возраста.

Более поздние процессы выветривания непосредственно связаны с образованием железорудных залежей. Залежи руд в плане имеют вид полос протяженностью до 70—100 км (рис. 15). Геологические исследования показали, что залежи железных руд являются определенным горизонтом древней коры выветривания, развитой на железистых кварцитах (рис. 16). Нижний го-

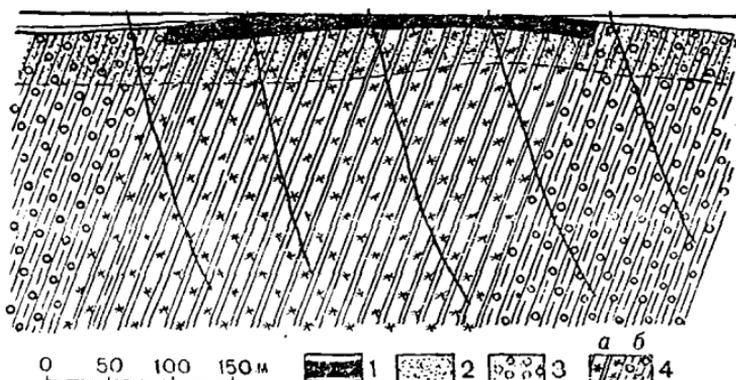


Рис. 16. Профиль коры выветривания железистых кварцитов. Лебединское месторождение (по С. И. Чайкину, 1964): 1 — горизонт полного выщелачивания кремнезема (богатые железные руды); 2 — горизонт окисления железистых кварцитов (мартит-гидрогематитовые кварциты); 3 — горизонт каолинитизированных и гидрослюдизированных сланцев; 4 — горизонт незатронутых гипергенным изменением пород (а — амфиболово-магнетитовые кварциты, б — филлитовые сланцы)

ризонт профиля этой коры представлен дезинтегрированными окисленными кварцитами. Здесь характерно нарастание снизу вверх мартитизации (псевдоморфного замещения осадочного магнетита гематитом). Мощность нижнего горизонта составляет 15—25 м.

Верхний горизонт сильно обогащен минералами железа (гематит и гетит). Процесс мартитизации здесь полностью завершен, часть железистых минералов гидратируется с образованием гидрогематита и гидрогетита. Этот горизонт древней коры выветривания представляет собой богатые руды, содержащие 52—63% (до

72%) железа. Для формирования этой коры выветривания чрезвычайно характерны растворение кварца и вынос кремнезема.

По данным С. И. Чайкина (1964), содержание кремнезема в исходной породе составляет 46%, в горизонте дезинтегрированных и окисленных кварцитов — 38%, в горизонте богатых руд — только 2—9%. Обломочные силикаты, содержащиеся в исходной породе, в верхнем горизонте разрушены и замещены охристыми скоплениями.

Плотные верхние горизонты коры выветривания магнетитсодержащих кварцитов играли роль своеобразной железистой брони, предохранявшей эти участки от эрозии, и поэтому выступают в древнем погребенном рельефе в виде вытянутых гребней.

Одновременно с выветриванием магнетитсодержащих кварцитов происходило гипергенное преобразование других пород. Профиль коры выветривания этих пород имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Исходные породы.

2. Гидрослюдистый (или гидрохлоритовый и монтмориллонитовый при наличии железо-магнезиальных силикатов) горизонт.

3. Каолининовый горизонт, часто содержащий примесь гидрогетита и гидрогематита.

В ряде мест верхней части коры выветривания хлоритовых и серицитовых сланцев, диоритов и более поздних базальтов присутствуют минералы свободного глинозема — гиббсит и бемит. В этом случае выделяют четвертый — гетитово-бемитово-каолининовый горизонт.

Мощность отдельных генетических горизонтов и профиля автоморфной коры выветривания в целом сильно меняется в зависимости от состава исходной породы, ее положения в древнем рельефе, степени тектонической раздробленности. Намечается закономерное уменьшение мощности профиля с севера на юг. По данным А. П. Никитиной (1963), в районе Орел — Брянск мощность коры выветривания не превышает 10—15 м, а в Белгородском районе достигает 200 м. Мощность профиля, как правило, возрастает в пределах железорудных зон.

На территории Курской магнитной аномалии хорошо выражены линейные коры, часто приуроченные к

глубоким сколовым нарушениям на контактах железорудной толщи со сланцами.

В процессе формирования коры выветривания сланцев и изверженных пород происходил вынос щелочей и кремнезема, причем так же, как и при выветривании кварцитов, гипергенному разрушению подвергался кварц (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

**Изменение содержания кварца и щелочей по профилю коры выветривания гранитов территории Курской магнитной аномалии (по Никитиной, 1963)**

Образец	Na <sub>2</sub> O, %	K <sub>2</sub> O, %	кварц, %
Выветренный гранит, глубина 588,0 м . . . . .	0,18	1,09	14,30
Слабовыветренный гранит, глубина 597,0 м . . . . .	3,14	3,38	16,60
Неизменный гранит, глубина 674,4 м . . . . .	3,57	3,56	29,66

Еще более интенсивное растворение кварца происходило при выветривании кварцево-серицитовых сланцев (табл. 8). Это в значительной мере обусловлено весьма небольшой величиной минеральных зерен (сотые и тысячные доли миллиметра).

Генезис коры выветривания территории Курской магнитной аномалии весьма сложен и во многом пока недостаточно ясен. Начало процессов выветривания, по-видимому, относится к времени выхода на поверхность докембрийских пород, т. е. к концу протерозоя. В позднепротерозойское время значительная часть поверхности кристаллического фундамента Русской платформы была объектом гипергенного преобразования. Процессы выветривания на большей части этого региона прервались в результате погружения его под уровень моря в кембрии, однако область Воронежской антеклизы оставалась сушей до среднего девона — нижнего карбона. В начале нижнего карбона в связи с формированием

Изменение химического состава и содержания  
 [кварца по профилю коры выветривания кварцево-  
 серицитового сланца, вес. %  
 (по Никитиной)

Компоненты	Исходная порода	Ободренный каолининово-гидрослюдистый горизонт	Железисто-каолининовый горизонт с гиббситом
SiO <sub>2</sub> . . .	51,52	36,13	29,26
TiO <sub>2</sub> . . .	1,31	1,32	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	28,12	34,02	36,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	3,79	13,97	8,65
FeO . . .	1,76	1,20	3,58
MgO . . .	0,00	0,00	0,00
CaO . . .	2,02	1,48	1,34
Na <sub>2</sub> O . . .	0,60	0,59	0,31
K <sub>2</sub> O . . .	5,30	0,16	2,46
H <sub>2</sub> O — . . .	0,00	0,34	0,00
H <sub>2</sub> O + . . .	5,30	11,28	13,91
Сумма . . .	99,72	100,49	100,32
Кварц . . .	15,86	Нет	Нет

Днепровско-Донецкой впадины Воронежская антеклиза полностью погружается под уровень моря, а автоморфная кора выветривания и продукты ее переотложения (континентальные отложения) покрываются толщей морских осадков.

Длительный континентальный период развития этой территории в протерозое и нижнем палеозое сопровождался изменением палеогеографических условий. Некоторые исследователи рассматривают кору выветривания Курской магнитной аномалии как нижнепалеозойское образование, соответствующее гумидным условиям ордовика и нижнего силура. Более правдоподобно считать, что формирование описываемой коры выветривания продолжалось длительное время — от верхнего протерозоя до верхнего девона, а в юго-западной части территории — до нижнего карбона. Смена условий, несомненно, отражалась на составе продуктов выветривания. В частности, не исключена возможность, что накопление новообразований свободного глинозема в верхней части коры выветривания было связано с ландшафт-

ными условиями, нехарактерными для досреднедевонского этапа гипергенеза, предшествовавшими наступлению каменноугольного моря и отложению известняков.

А. И. Тугаринов и другие (1964) обнаружили явление миграции радиогенного свинца при гипергенезе горных пород области Курской магнитной аномалии. В результате изучения соотношения изотопов свинца указанные исследователи пришли к выводу о том, что этот процесс имеет возраст не более 200—400 млн. лет. Полученные данные подтверждают предположение о том, что формирование описываемой коры выветривания, несомненно, продолжалось на протяжении девона.

### **КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРГЕНЕЗА НА ПРОТЯЖЕНИИ ПАЛЕОЗОЯ**

Верхнедевонская эпоха совпадает с началом нового этапа гипергенеза, характеризующегося более энергичным преобразованием минералов исходных пород. Это нашло отражение в формировании четко дифференцированного профиля автоморфных кор выветривания, возникших под воздействием, по-видимому, достаточно кислых поверхностных вод.

Об изменении ландшафтных условий на поздних стадиях выветривания упоминалось при описании древней коры выветривания горных пород области Курской магнитной аномалии. Для представления об изменениях гипергенеза от нижнего к верхнему палеозою еще более показательны результаты изучения продуктов выветривания Северо-Онежского района. Этот район расположен на восточном склоне Балтийского щита. Поверхность кристаллического фундамента очень полого, с уклоном менее одного градуса, погружается под толщу осадочных образований, а затем обрывается резким уступом. Кристаллические породы представлены нижне-среднепротерозойскими метаморфическими сланцами и эффузивами, слагающими возвышенность Ветреного Пояса. Поверхность кристаллических пород подверглась гипергенному преобразованию и последующей эрозии с образованием сильнорасчлененного рельефа. Докембрийские кристаллические породы трансгрессивно перекрываются осадочными отложениями кембрия, верхнего

девона и нижнего карбона. Так как поверхность кристаллических пород перекрыта отложениями разного возраста, то имеется возможность сравнить степень гипергенного преобразования исходных пород в коре выветривания докембрийского, доверхнедевонского и до-нижнекаменноугольного времени.

По данным Э. А. Кальберга и Е. П. Левандо (1963), докембрийское выветривание выражено здесь очень слабо. Более заметно проявлены процессы выветривания, совершившиеся до отложения верхнедевонской толщи. Согласно А. П. Афанасьеву и М. М. Ермолаеву (1958), додевонская кора выветривания имеет малую мощность — 4—5 м. При ее формировании часть гипогенных минералов была разрушена и образовались гидрохлориты.

Совершенно иной характер имеет остаточная кора выветривания, образованная на протяжении конца верхнего девона и начала нижнего карбона. Профиль этой коры характеризуется глубокой проработанностью и значительной мощностью. На основной части площади сформирована ожелезненная каолиновая кора амфиболитов и диабазов, а на возвышенных участках Ветреного Пояса, сложенных серпентинитизированными оливиновыми базальтами, развита нонтронитовая кора выветривания.

Главные породообразующие минералы амфиболитов и метадиабазов — актинолит, хлорит, минералы группы эпидота-цоизита, кварц и полевые шпаты. В процессе гипергенеза произошло закономерное преобразование этих минералов и сформировался профиль автоморфной коры выветривания.

Нижнюю часть профиля образует горизонт дезинтеграции, характеризующийся самыми начальными стадиями преобразования исходной породы. Его средняя мощность около 10 м. Выше находится гидрохлоритовый горизонт мощностью около 5 м. Здесь происходит глубокое преобразование исходной породы. Большая часть гипогенных минералов разрушается, возникает гидрохлорит и в небольшом количестве — каолинит и гидроокислы железа. В этом горизонте в результате полного растворения кварца происходит резкое уменьшение содержания  $\text{SiO}_2$  и относительное возрастание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 17).

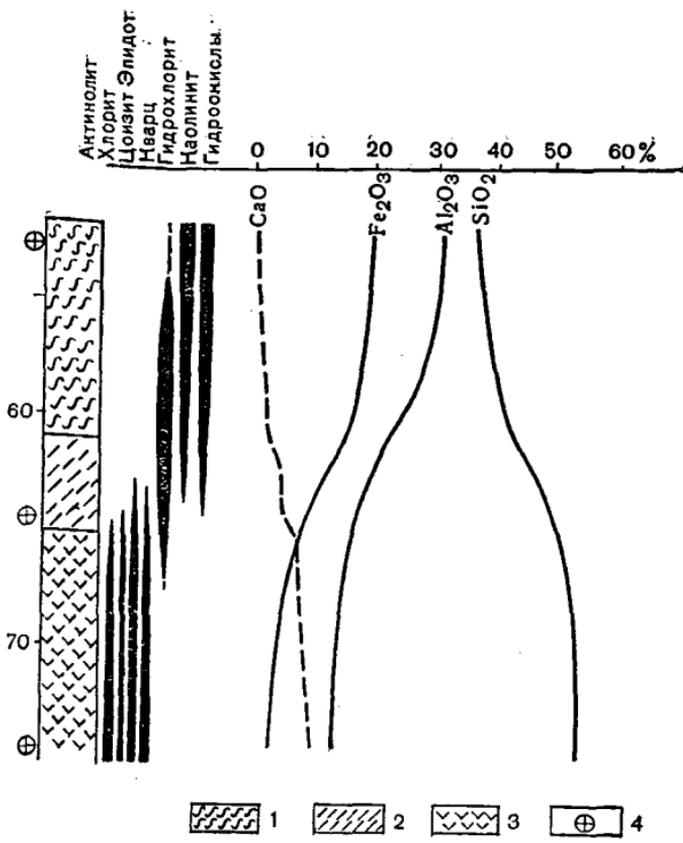


Рис. 17. Профиль автоморфной коры выветривания амфиболитов Ветреного Пояса (по А. П. Афанасьеву и М. М. Ермолаеву с дополнениями автора):

1 — гидрогетитово-каолинитовый горизонт; 2 — гидрохлоритовый горизонт; 3 — дезинтегрированный амфиболит; 4 — место взятия проб

Далее вверх располагается гидрогетитово-каолинитовый горизонт. Его средняя мощность 10 м. Помимо каолинита и гидрогетита в верхней части этого горизонта местами содержатся гидроокислы алюминия. В результате последующей эрозии верхняя часть коры выветривания была размыта, и ее компоненты вошли в состав переотложенной коры выветривания, залегающей в плоских эрозионных понижениях древнего рельефа, а также в состав терригенных осадочных пород, которыми

начинается толща нижнего карбона. Как переотложенная кора, так и терригенные отложения нижнего карбона содержат свободные гидроокислы алюминия и имеют практическое значение.

Рассмотрение кор выветривания Северо-Онежского района свидетельствует о нарастании интенсивности процессов гипергенеза от докембрия к каменноугольному периоду, причем степень гипергенного преобразования пород резко возросла в конце девона — начале карбона. Причина этого вряд ли заключается в продолжительности процесса выветривания. По-видимому, в конце верхнего девона произошли какие-то изменения в ландшафтно-географических условиях, которые обусловили столь существенное отличие продуктов выветривания, образовавшихся до верхнего девона, от сформировавшихся на границе верхнего девона — нижнего карбона. Мы это связываем с распространением наземной древесной растительности.

На протяжении девона происходило энергичное освоение суши растениями. Известно, что среднедевонская флора была уже довольно многочисленной, хотя доминировали в ней псилофиты. Эти низкие кустарниковые растения имели много общего с водорослями: у них не было листьев, роль которых выполнял стебель, вместо корней имелись ризоиды. Подобная околоводная слабоспециализированная растительность еще не оказывала существенного воздействия на процесс выветривания.

Резкое изменение состава флоры происходит в верхнем девоне, когда приобретают широкое распространение древние хвощевые, папоротниковые, плауновые и складываются первые лесные группировки. В гумидном климате верхнего девона впервые появились ландшафты болотных лесов, получившие затем весьма широкое распространение на протяжении каменноугольного периода и нижней перми. Возникновение в сфере гипергенеза наземной растительности должно было в первую очередь отразиться на составе важнейшего агента выветривания — поверхностных водах. Кислые воды, содержащие органические вещества кислотной основы, активно извлекая щелочи и щелочноземельные элементы из кристаллических решеток минералов, способствовали энергичному преобразованию исходных пород и формирова-

нию хорошо дифференцированного профиля коры выветривания.

Помимо Ветреного Пояса верхнедевонская кора выветривания известна и в других районах.

На площади Воронежской антеклизы распространены верхнедевонские базальты, по-видимому покровного характера. В конце верхнего девона они были подвергнуты сильному гипергенному преобразованию, в результате которого кора выветривания развилась по всему базальтовому покрову (3—15 м). В профиле коры выветривания базальтов выделяются (снизу вверх): неизменные базальты, слабо карбонатизированные по трещинам (мощностью 0—8 м), гидрохлоритовый горизонт (мощность 0—5 м) и охристо-каолиновый горизонт, содержащий в верхней части гидраргиллит. Химический состав горизонтов этой коры выветривания приведен в табл. 9.

Таблица 9

Химический состав остаточной коры выветривания базальтов Воронежского горста (по Гинзбургу и Никитиной, 1962)

Компоненты	Неизменный базальт	Горизонты коры выветривания	
		гидрохлоритовый	охристо-каолинизированный
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,95	44,15	30,42
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,00	1,74	2,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,85	17,41	29,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,31	6,00	19,23
FeO . . . . .		9,90	1,74
MgO . . . . .	Не определен	4,16	Следы
CaO . . . . .	»	2,19	»
H <sub>2</sub> O + . . . . .	5,87	6,67	11,67
H <sub>2</sub> O — . . . . .	Не определен	7,61	Не определен
Сумма . . . . .		99,83	99,06

Исходный базальт сложен плагиоклазами типа андезин-лабрадора и авгитом, а также нераскристаллизованной массой, как правило хлоритизированной. Из акцессорных минералов отмечены ильменит и магнетит. Сос-

тав верхнего горизонта выветривания следующий: каолинит и метагаллуазит — 65,45%, гематит — 15,39%, гетит — 3,8%, гидраргиллит — 5,3%, кварц — 3,7%, ильменит — 3,7%.

Переотложенная кора выветривания, местами содержащая минералы свободного глинозема, присутствует в виде континентальных отложений (мамонских слоев) нижнего девона.

Кора выветривания образовывалась не только на кристаллических породах, но и на осадочных. С. Г. Вишняков (1963) обнаружил формирование автоморфной коры выветривания на верхнедевонских глинах Тихвинского района. Автор показал, что образование этой коры происходило в пределах определенного гипсометрического уровня (75—135 м абс. высоты) на плоских водораздельных участках, рассеченных неглубокими балками и более глубокими речными долинами. В отрицательных элементах рельефа накапливались переотложенные продукты выветривания.

В конце нижнего девона происходило аналогичное гипергенное преобразование эффузивно-осадочных пород в районе Южного Тимана, сопровождавшееся возникновением каолинита, гетита, бемита. Обильные остатки растительности в континентальных отложениях этого возраста позволяют предполагать, что выветривание осуществлялось в теплых гумидных условиях (Калужный, 1960).

Верхнедевонская кора выветривания значительной мощности установлена также в Азиатской части СССР, в северо-восточной части Салаирского кряжа (Харин, 1963). Кора развита на алевролитах среднедевонского возраста. В профиле выделяются (снизу вверх): пестроцветный горизонт, характеризующийся образованием гидрослюдов по полевым шпатам и скоплением гидроокислов железа, отбеленный глинистый горизонт, где развит каолинит, и окремшелый горизонт. Окремнение, возможно, связано с наложенными процессами. Автоморфная кора выветривания сильно размыта (сохранилась лишь в мульдах синклиналильных структур) и перекрыта морскими отложениями нижнекаменноугольного возраста.

Как отмечено выше, в конце девона наметилось качественное изменение условий выветривания в результате распространения древесной растительности и возник-

новения гумидных лесных ландшафтов. Вместе с тем на протяжении длительного отрезка геологического времени отсутствовали травянистые сообщества, приспособленные к засушливым условиям. Вследствие этого уменьшение атмосферной увлажненности сопровождалось резким уменьшением интенсивности гипергенного преобразования исходных пород, а также энергичной эрозией и широким размахом переотложения ранее сформированных кор выветривания. Наземная растительность верхнего палеозоя в значительной мере тяготеала к условиям повышенного увлажнения. Поэтому развитие лесной растительности преимущественно происходило в супераквальных ландшафтах типа обширных лесных болот. Образованию подобных ландшафтов способствовали преобладание гумидных климатических условий на территории СССР и широкое распространение в карбоне низменных равнин, подтопленных океаническими и эпиконтинентальными морями. Не только растительные, но и значительная часть животных наземных организмов была локализована в супераквальных ландшафтах в виде разнообразных земноводных.

Лесные ландшафты верхнего палеозоя вначале были приурочены к приморским болотам и низменностям. Поэтому каменные угли верхнего девона и нижнего карбона имеют паралическое (прибрежно-морское) происхождение. Позже лесная растительность распространилась на внутриконтинентальные заболоченные низменности, что повлекло за собой колоссальное накопление каменных углей континентального озерно-болотного генезиса.

С начала карбона в пределах СССР четко намечаются две лесные зоны, отличающиеся термическим режимом и составом растительности (рис. 18). На Юге Европейской части СССР, в Южном Казахстане и Средней Азии существовали леса с богатой растительностью, состоящей из лепидодендровых, сигиллярий, настоящих каламитов. Для этой растительности характерны приспособления, облегчающие транспирацию. У деревьев отсутствуют годовые кольца. На этом основании можно предполагать господство здесь влажного высокотермического климата без существенных сезонных колебаний температуры и влажности. На остальной части СССР формировались леса, в составе которых преобладали кордаитовые и отсутствовали многие представители

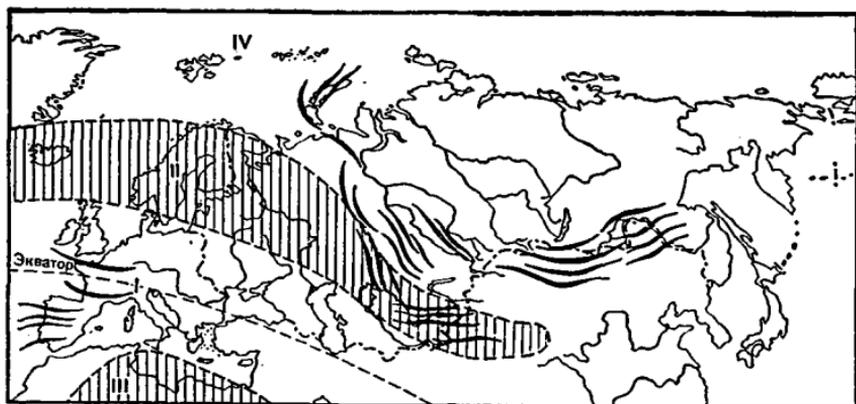


Рис. 18. Географическая зональность территории СССР в верхнем карбоне (по Н. М. Страхову, 1960):

I — тропическая влажная зона; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренно влажная

жаркого гумидного пояса. Для растений северной гумидной зоны характерны четкие годовые кольца, свидетельствующие о сезонных колебаниях температуры. По-видимому, эти леса, получившие от А. Н. Криштофовича образное название кордаитовой тайги, развивались в условиях гумидного климата с сезонными колебаниями температур.

Коры выветривания каменноугольного и нижнепермского времени изучены пока недостаточно. Можно отметить, что широко распространенные на Русской платформе переотложенные продукты выветривания этого возраста имеют преимущественно кварцево-каолинитовый состав, что свидетельствует о глубоком гипергенном преобразовании исходного материала. Известны указания о корях выветривания карбона и перми в Западной и Восточной Сибири (Гинзбург, 1957; Милашев, 1959), а также в Средней Азии (Абдуллаходжаев и др., 1963).

Во второй половине пермского периода происходят резкая аридизация климата и увеличение области суши. Постепенно сокращались и исчезали супераквальные ландшафты, занимавшие большие площади и являвшиеся основным местообитанием влаголюбивой верхнепалеозойской растительности.

Лишь немногие растительные группы смогли приспособиться к нарастающей аридности. На огромной терри-

тории совершенно исчез сплошной растительный покров, растительность сосредоточилась в относительно небольших убежищах — отрицательных элементах рельефа (долинах рек и впадинах с периодически существовавшими водоемами).

Сокращение площади лесов повлекло за собой энергичную эрозию продуктов выветривания и поверхностной части коренных пород. В этих условиях на значительной территории происходило переотложение продуктов выветривания в виде континентальных красноцветных отложений аллювиально-дельтового, частично озерного или лагунного типа. Красноцветные отложения этого возраста широко распространены на площади Русской и Сибирской платформ и в других районах.

При изучении обломочной части пермо-триасовых континентальных красноцветных отложений Западного Приуралья было установлено, что процессы эрозии с нарастающей интенсивностью охватывали области от западного склона Урала до его осевой части (Саркисян, 1949). Полимиктовый состав песчаников и конгломератов пестроцветной толщи указывает на слабую гипергенную проработанность исходных пород. Это было вызвано как аридными условиями, так и энергичным вздыманием области сноса. Присутствие среди пестроцветной толщи глинистых минералов (в том числе каолинита), по-видимому, связано с размыванием нижнепермской и каменноугольной коры выветривания, сформированной в гумидных условиях. Следовательно, состав обломочных и глинистых компонентов красноцветных отложений был предопределен составом исходных пород и характером их гипергенного преобразования в предшествовавшую эпоху гумидного выветривания.

Большой интерес представляют процессы эпигенетического преобразования этих отложений, в результате которого они приобрели свойственные им признаки (красный цвет, карбонатность, огипсованность, иногда засоленность).

При изучении геохимии красноцветов А. И. Перельман и Е. Н. Борисенко (1962) пришли к выводу, что характерные особенности этих отложений — их образование в результате деятельности поверхностных вод и в то же время окислительная обстановка их формирования, равно как и отдельные признаки засушли-

ности, — связаны с отсутствием выдержанного растительного покрова в этих ландшафтах.

Как установили упомянутые авторы, пермо-триасовые красноцветы характеризуются своеобразным микроэлементарным составом. В них обнаружено повышенное содержание (по сравнению с кларковыми значениями) бария, галлия и свинца, на отдельных участках — меди, никеля, кобальта и других химических элементов. Это обстоятельство, по-видимому, связано с избирательной аккумуляцией рассеянных химических элементов в процессе переотложения продуктов верхнепалеозойского гипергенеза и последующего их преобразования.

Таким образом, пермо-триасовые красноцветные отложения представляют собой сложное гипергенное образование, состоящее из переотложенных компонентов гумидных кор выветривания нижнепермского возраста и минералов коренных пород, подвергшееся после осадочного преобразования в специфических ландшафтных условиях, по-видимому не имеющих аналога в настоящее время.

### **КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕЗОЗОЯ**

Термический режим климата в мезозое слабо изменялся между низкими и высокими широтами. Для территории СССР, согласно В. М. Силицыну (1966), намечается два термических типа климата: тропический и мезозойский бореальный, не имеющий современного аналога. От современного субтропического второй тип климата отличался отсутствием прохладного зимнего сезона, связанного с поступлением холодных масс воздуха из области умеренного климата, который в мезозое, по-видимому, не был выражен.

На протяжении мезозоя происходила дифференциация термического режима планеты. В первой половине триаса на преобладающей части территории СССР был распространен тропический климат, а позже расширилась зона мезозойского бореального климата. В связи с возрастающей контрастностью термического режима усилились процессы циркуляции атмосферы и стали намечаться сезонные различия термического режима. В итоге к концу мезозоя бореальный тип климата несколько приблизился к субтропическому.

Так как температурный режим на протяжении мезозоя слабо изменялся, то основные колебания климата конкретных районов определялись степенью атмосферного увлажнения. На территории СССР увлажнение то усиливалось, и возрастала площадь гумидных ландшафтов, то понижалось, и соответственно увеличивалась площадь аридной зоны.

Изменение климатических условий оказывало определяющее влияние на состояние важнейшего фактора гипергенеза — растительного покрова.

Общая аридизация, начавшаяся в верхней перми, достигает своего максимума в начале триаса. Палеогеографические условия этого времени представляются в следующем виде (рис. 19).

В Казахстане, Средней Азии и на юге Европейской части СССР в нижнем триасе господствовали экстрааридные ландшафты с очень редкой растительностью, состоящей из древних хвойных птеридоспермов и цикадофитов. Растительность имела резко выраженный ксерофильный облик; среди остатков обнаружены экологические формы, аналогичные кактусам. Для этих ландшафтов весьма характерными были двоякодышащие рыбы, обитавшие в небольших, часто пересыхавших водоемах. На большей части территории СССР были распространены менее засушливые условия и растительный покров был более сомкнут. В этих ландшафтах, также тяготевших к долинам рек и озерным впадинам, произрастали хвощи, папоротники, мелкорослые кордаиты и жили земноводные пресмыкающиеся.

В верхнем триасе увеличивается атмосферное увлажнение. Материковая поверхность постепенно покрывается лесной растительностью. Одновременно сокращается площадь суши. Море проникает в пределы Западно-Сибирской низменности, покрывает большую часть Верхоянско-Колымской геосинклинальной области и смежные районы Сибирской платформы.

Кульминация гумидности намечается в первой половине юрского периода. На большей части древней суши в пределах СССР — от Земли Франца-Иосифа до Дальнего Востока — была распространена лесная растительность, состоящая из древних хвойных и гинкговых, с папоротниками в подлеске. Влажные леса мезозоя в от-

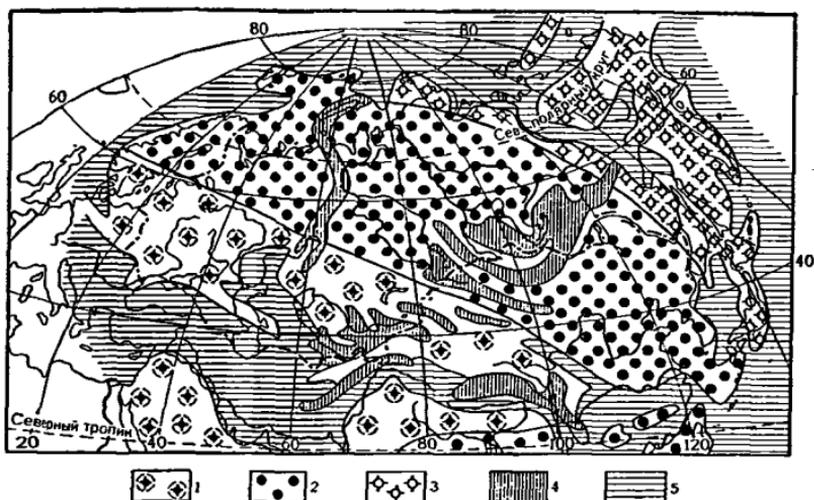


Рис. 19. Палеогеографическая схема СССР и смежных территорий для раннего триаса (по данным В. М. Сеницына, 1966):

1 — отдельные оазисы из птеридоспермов и древних хвойных в пустыне; 2 — умеренно ксерофильная оазисная растительность из хвощей, птеридоспермов, древних хвойных, кордаитовых и цикадофитов; 3 — ксерофильное редколесье из древовидных папоротников, цикадофитов, птеридоспермов, древних хвойных и гинкговых, кордаитов; 4 — горы и плато; 5 — море

личие от заболоченных лесов верхнего палеозоя не ограничивались преимущественно супераквальными условиями, а сплошь занимали водораздельные пространства. Изучение состава растительных остатков позволяет предполагать, что хвойные леса покрывали возвышенности, леса хвойно-гинкгового состава были распространены на равнинах, а на болотистых низменностях произрастали заросли папоротников и хвощевых (Маркович и др., 1962).

Зона хвойно-гинкговых лесов с юга окаймлялась зоной смешанных цикадофито-хвойно-гинкговых лесов. На крайнем юге Европейской части СССР и Средней Азии располагалась растительность цикадофитов и древовидных теплолюбивых папоротников (рис. 20). Близкий состав среднемеозойской растительности на территории СССР свидетельствует о сравнительно однотипных условиях выветривания. По мнению В. М. Сеницына (1966), среднегодовое количество осадков составляло 1500—2500 мм с равномерным распределением по сезонам. Гу-

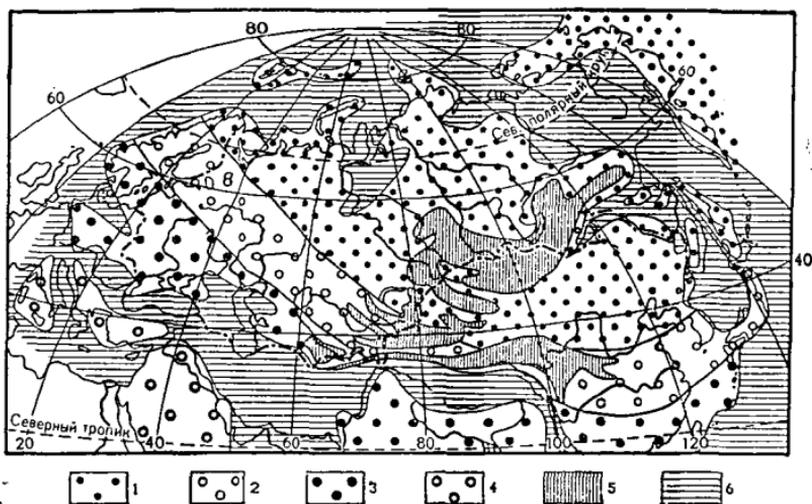


Рис. 20. Палеогеографическая схема СССР и смежных территорий для ранней и средней юры (по данным В. М. Синицына, 1966):

1 — хвойно-гинкговые леса; 2 — цикадофито-хвойно-гинкговые леса; 3 — леса, состоящие преимущественно из цикадофитов и древовидных папоротников; 4 — ксерофильное редколесье из цикадофитов и хвойных; 5 — горы и плато; 6 — море

мидность условий усиливалась постоянной плотной облачностью. Таким образом, на протяжении около 30 млн. лет почти вся древняя суша в пределах СССР являлась территорией интенсивного гипергенного преобразования.

В итоге мощные коры выветривания мезозойского возраста чрезвычайно широко распространены в СССР. На протяжении последних десятилетий коры обнаружены от Западной Украины до Тихоокеанского побережья и от Арктики до хребтов Средней Азии. В отдельных районах мезозойская кора выветривания хорошо сохранилась и занимает большую площадь. На карте древней коры выветривания СССР видно доминирующее положение образований мезозойского этапа гипергенеза. Особо отметим проявления мезозойского выветривания, все чаще обнаруживаемые за полярным кругом. Коры выветривания отмечены на Кольском полуострове (Сидоренко, 1958), на Полярном Урале (Калецкая и Миклухо-Маклай, 1961), в Усть-Енисейском районе (Запорожцева, 1956), на Таймыре (Мирошников, 1960) и на

островах Северного Ледовитого океана (Пирожников, 1965).

В конце юрского периода начинается новый этап аридизации. Количество осадков составляло, вероятно, около 1000 мм в год при неравномерном распределении их по сезонам (Синицын, 1966). Площадь, занимаемая влаголюбивой растительностью, сильно сократилась, уступив место ксерофильному редколесью. У растений выработывались приспособления, позволявшие переносить сухие периоды (например, у цикадовых образовались кожистые листья и хорошо развитая кутикула). Эти ландшафтные условия оказались весьма благоприятными для развития фауны динозавров.

Аридизация ландшафтных условий совершалась параллельно с нарастающим сокращением суши. Море покрывает значительную территорию на Европейской части СССР, Западно-Сибирскую низменность и большую часть Северо-Востока. Возможно, поэтому степень аридности в верхней юре была значительно меньшей, чем в нижнем триасе. Область распространения аридных ландшафтов охватывала лишь южную половину верхнеюрской суши в пределах Советского Союза. Аналогичные ландшафтные условия продолжали сохраняться и в начале нижнемелового времени.

Во второй половине нижнего мела на протяжении альб-аптского времени происходит важнейшая перестройка растительного покрова. Сокращается численность и разнообразие гинговых и цикадофитов. Быстро распространяются покрытосемянные (магнолии, лавры, платаны, эвкалипты, дубы) и хвойные новой формации — сосновые, приспособленные к относительно сухим условиям, и таксодиевые, характерные для ландшафтов избыточного увлажнения (В. А. Вахрамеев). Поэтому, когда во второй половине мелового периода вновь наступил гумидный этап, в пределах СССР широко распространились хвойно-широколиственные леса, получавшие, по видимому, 800—1500 мм в год атмосферных осадков. Площадь, занятая лесными ландшафтами, значительно увеличилась за счет поднятия области мезозойской складчатости Северо-Востока и Дальнего Востока (рис. 21). В аридной зоне, занимавшей незначительную часть верхнемеловой суши СССР, растительность была представлена редкими рошами и галерейными лесами у рек.

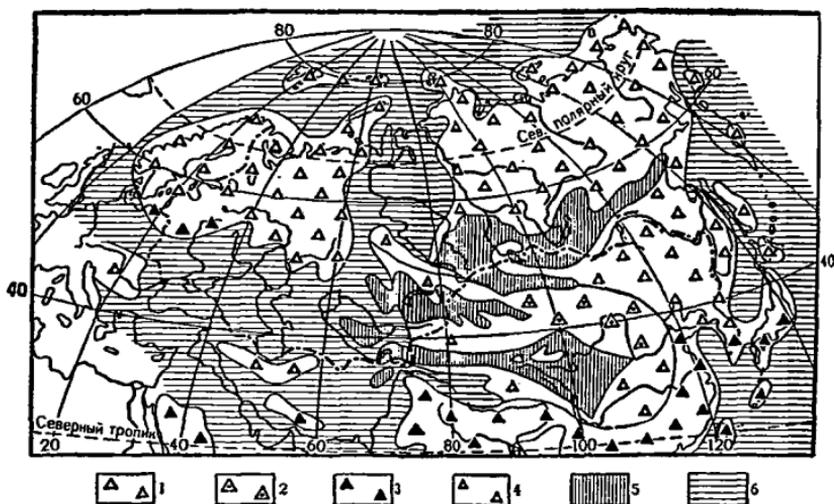


Рис. 21. Палеогеографическая схема СССР и смежных территорий для позднего мела (по данным В. М. Силицына, 1966):

1 — хвойно-широколиственные леса с вечнозелеными растениями; 2 — их ксерофильное редколесье; 3 — вечнозеленая тропическая растительность; 4 — ксерофильное редколесье; 5 — горы и плато; 6 — море

Причины резкого изменения состава растительности в середине мелового периода точно не установлены. В. М. Силицын высказал предположение о том, что это определяется не изменением теплового режима при выпадении осадков, а уменьшением облачности и воздействием прямой солнечной радиации. Максимум солнечности упомянутый автор предполагает в верхнемеловое время, с чем связывает вымирание динозавров.

Исчезновение среднемезозойской растительности А. И. Перельман (1966) объясняет слабой биогенной аккумуляцией химических элементов, не компенсировавшей их вынос из коры выветривания и почвы. Нарастающая потеря физиологически важных химических элементов в результате формирования автоморфной коры выветривания обусловила не только вымирание среднемезозойской флоры, но и появление высокозольных растений, активно противодействующих выносу элементов минерального питания из почвы.

Итак, на протяжении мезозоя формирование автоморфной коры выветривания на территории СССР про-

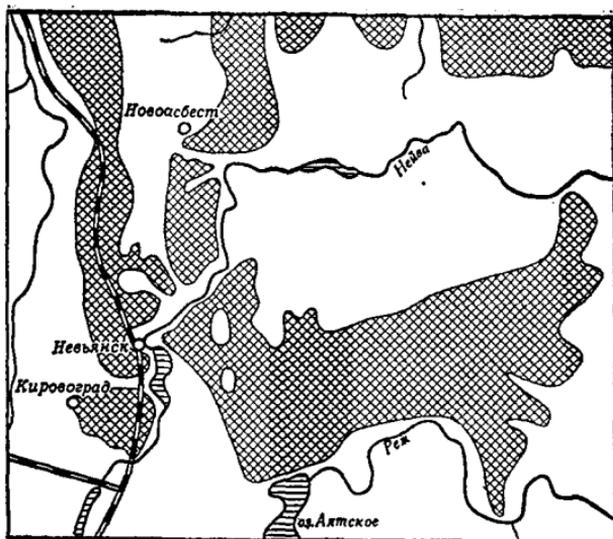


Рис. 22. Распространение остаточной автоморфной коры выветривания мезозоя (заштриховано) в Невьянском районе

исходило в однотипных гумидных ландшафтных условиях под воздействием своеобразного климата и мезофитной лесной растительности. Травянистые сообщества, приспособленные к аридным условиям, отсутствовали. Вследствие этого уменьшение атмосферной увлажненности в мезозое (как и в верхнем палеозое) сопровождалось резким уменьшением интенсивности гипергенного преобразования исходных пород, а также энергичной эрозией и широким размахом переотложения ранее сформированных кор выветривания. Поэтому среди продуктов выветривания мезозоя продолжают доминировать кислые коры выветривания гумидных лесных ландшафтов.

В аридной зоне в автономных ландшафтно-геохимических условиях мощная кора выветривания не образовывалась. Весьма характерным продуктом гипергенеза аридных ландшафтов были красноцветные континентальные отложения. Эти образования представляют собой продукты эрозии горных пород и ранее сформированных автоморфных кор выветривания. Их характер-

ный облик обусловлен эпигенетическим преобразованием в аридных, часто гидроморфных, условиях без существенного влияния растительного покрова.

Автоморфная кора выветривания мезозоя имеет неодинаковый состав и строение на различных исходных породах. Кратко опишем основные типы мезозойской коры выветривания.

**Кора выветривания кислых изверженных пород.** Классическим исследованием подобной коры выветривания является работа В. П. Петрова (1948). Автор считает, что толща каолинов Урала представляет собой кору выветривания нижнеюрского возраста. Кора выветривания кислых полевошпатовых пород имеет мощность до 100 м, а в местах тектонических нарушений и контактов — еще больше. Несмотря на длительную эрозию, в отдельных районах автоморфная кора гранитов занимает около 50% территории (рис. 22). Участки этой коры выветривания встречаются на всем протяжении Урала (более 1500 км длины). Условия залегания остаточной автоморфной и переотложенной каолиновой коры выветривания приведены на рис. 23.

Кора выветривания имеет четко выделяющиеся генетические горизонты. Снизу вверх следуют: 1) дезинтегрированная исходная порода, 2) гидрослюдистый горизонт, 3) каолиновый горизонт.

Результаты химического анализа на первый взгляд создают впечатление о сравнительно небольшом изменении состава по профилю коры выветривания на гранитах (рис. 24). Однако сопоставление минерального состава исходной породы и конечного продукта выветривания — каолинового горизонта — показывает, что в процессе формирования мезозойской коры выветривания гранитов был полностью преобразован минеральный состав (табл. 10).

В. П. Петров проследил все стадии преобразования полевых шпатов через гидрослюды различной степени гидратации до каолинита. Баланс вещества при формировании автоморфной коры выветривания гранитов показан на схеме (рис. 25).

Помимо автоморфной остаточной мезозойской коры выветривания гранитов на Урале распространена переотложенная кора выветривания в виде так называемых вторичных каолинов.

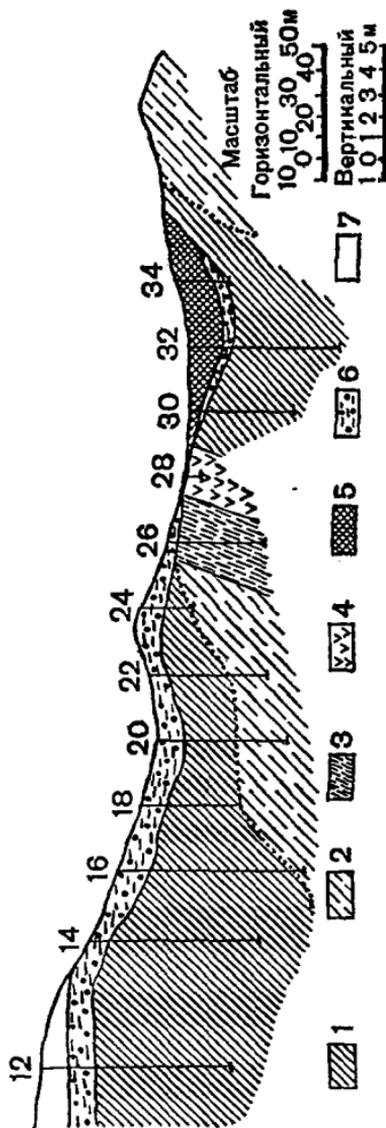


Рис. 23. Разрез через Кыштымское месторождение каолинов (по В. П. Петрову, 1948):

1 — каолин первичный, сохранивший реликты структуры исходной породы; 2 — слабовыветренный гранито-гнейс; 3 — выветренный слюдяной сланец; 4 — выветренный амфиболит; 5 — торф; 6 — вторичный каолинит с кварцевой галькой (перетолоченная кора выветривания); 7 — пески (цифры сверху профиля — номера скважин)

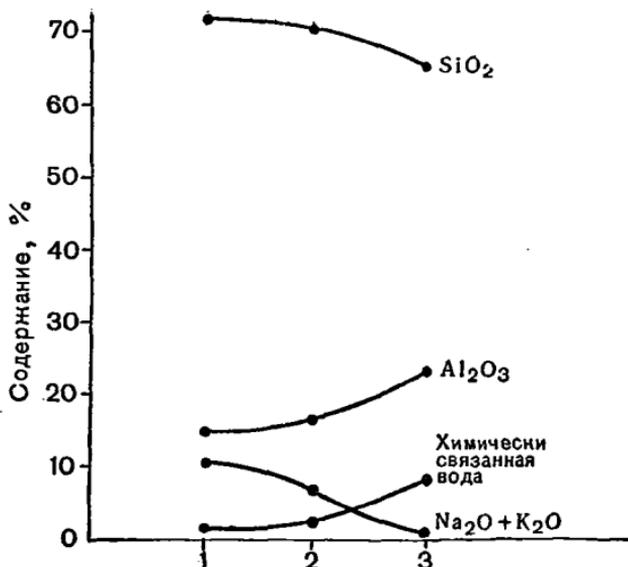


Рис. 24. Изменение химического состава по профилю автоморфной нижнемезозойской коры выветривания гранитов:

1 — исходная порода; 2 — гидрослюдистый горизонт; 3 — каолиновый горизонт

Таблица 10

Средний минеральный состав исходной породы и каолинового горизонта автоморфной коры выветривания на граните, %

Минералы	Средний состав гранита	Состав каолинового горизонта, Еленинское месторождение, (Петров, 1948)
Полевые шпаты	60	—
Гидрослюда . . . . .	—	5,3
Каолинит . . . . .	—	64,2
Темноцветные компоненты . . . . .	10	—
Кварц . . . . .	30	28,5

Нижнемезозойская каолиновая кора распространяется от Урала на восток. Она обнаружена на территории Западно-Сибирской низменности под мощным покровом осадочных отложений мезо-кайнозойского возраста (Казанский и др., 1964).

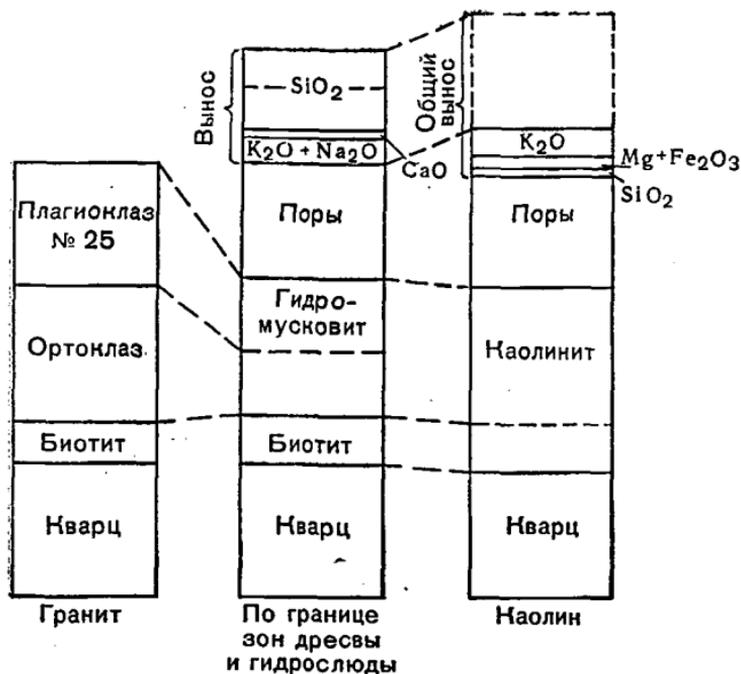


Рис. 25. Баланс вещества и изменение объемов по профилю автоморфной нижнемезозойской коры выветривания гранитов, в % от исходного гранита (по В. П. Петрову, 1963)

Столь же мощная каолиновая кора выветривания имеется на Украине, где она развита на гранитах, кристаллических сланцах и дайковых породах кристаллического фундамента. Именно эта кора явилась первым объектом специального изучения древних продуктов выветривания на территории Советского Союза (Гинзбург, 1912). Каолиновая кора Украинского кристаллического щита сохранилась на больших площадях и обладает мощностью до 60 м и более (Лучицкий, 1928).

Каолиновая кора выветривания несколько меньшей мощности обнаружена в ряде районов в Казахстане. Здесь остаточная площадная кора выветривания обнаружена на участках нижнемезозойской поверхности выравнивания. Согласно данным В. Н. Разумовой (1956), кора выветривания биотитовых и роговообманковых гранитов и гранито-гнейсов Казахского нагорья имеет трехчленное строение. Нижний горизонт представлен дезинтегрированными исходными породами, слабо осветлен. Здесь начинаются процессы гидратации мусковита и хлорита. Следующий выше горизонт имеет пеструю окраску. Структурно-текстурные признаки исходных пород еще заметны, хотя первичные минералы полностью замещены агрегатом глинистых минералов, главным образом гидрослюдами, частично гидрохлоритами и монтмориллонитом. Выше располагается горизонт белых каолинов. В основании он еще сохраняет реликты первичной структуры, но в верхней части совершенно бесструктурен.

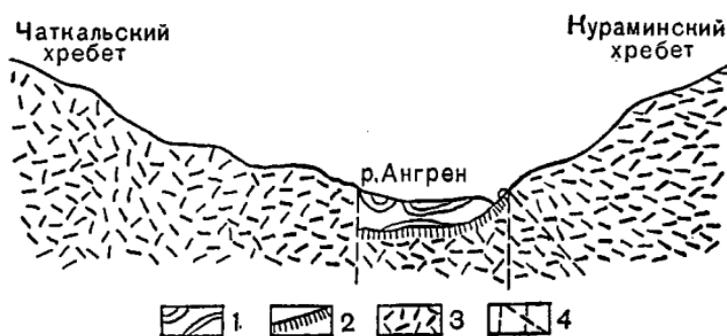


Рис. 26. Схематический профиль через Ангренский грабен (по Н. П. Петрову, 1964):

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — древняя кора выветривания; 3 — эффузивные породы верхнего палеозоя и триаса; 4 — тектонические нарушения

На отдельных участках каолиновая кора выветривания обнаружена в Средней Азии, где она сохранилась преимущественно в тектонических депрессиях под покровом более поздних осадочных отложений. Примером может служить кора выветривания Ангренского грабена (рис. 26). Каолиновая кора сформирована на квар-

цевых порфирах и других эффузивных породах верхнего палеозоя и триаса. Образование ее, по-видимому, произошло в самом конце триаса, так как она перекрыта угленосными отложениями нижнеюрского возраста. В профиле коры выделяются (снизу вверх) горизонты слабо измененной исходной породы — гидрослюдистый и каолиновый. Горизонт белых каолинов иногда достигает большой мощности, превышая всю остальную часть профиля. Общая мощность коры выветривания измеряется десятками метров.

Нижнемезозойская каолиновая кора выветривания развита в Иркутском бассейне, где она обычно покрыта угленосными континентальными отложениями (рис. 27).

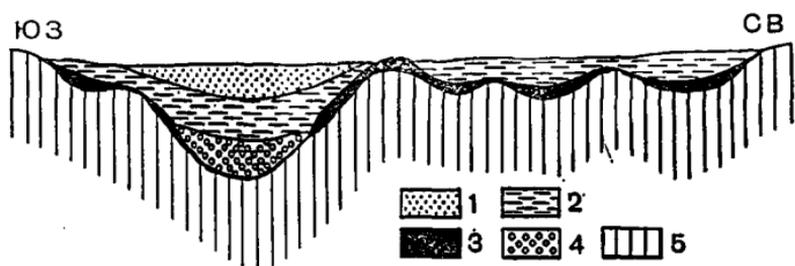


Рис. 27. Схема строения центральной части Иркутского бассейна (по Е. П. Бессолицыну, 1963):

- 1 — присаянская свита ( $J_2$ ); 2 — черемховская свита ( $J_{1-2}$ ); 3 — кора выветривания; 4 — заларинская свита ( $J_1$ ); 5 — нижний палеозой

Автоморфная каолиновая кора сохранилась на возвышенных участках нижнепалеозойского фундамента, а переотложенная обычно встречается на склонах поднятий или в понижениях древнего рельефа.

Каолиновая кора на кислых изверженных и метаморфических породах широко распространена и в других районах: в Кузнецком Алатау, Саянах, на Алтае и др.

Помимо автоморфной коры выветривания кислых кристаллических пород известны продукты ее переотложения (переотложенная кора выветривания) в виде так называемых вторичных каолинов.

**Кора выветривания средних и основных изверженных пород.** Изверженные породы основного и среднего состава богаты темноцветными компонентами. За счет гипергенного преобразования этих компонентов возни-

кают вторичные яркобранные минералы, обуславливающие окраску генетических горизонтов. Поэтому остаточная кора выветривания изверженных пород среднего и основного состава обычно имеет хорошо выраженное четырехчленное строение профиля.

Мезозойская кора выветривания средних и особенно основных изверженных пород изучена на юге Урала (Кемпирсай, Буруктал), на территории Украинского кристаллического щита (Волынский габбровый массив), на площади распространения сибирских траппов, в Центральном Казахстане и некоторых других районах.

Древняя кора выветривания диоритов Южного Урала имеет следующий состав. Нижняя ее часть представлена горизонтом дезинтегрированной горной породы. Выше располагается горизонт, характеризующийся полным преобразованием силикатов исходной породы. Среди новообразований основное значение имеют гидрослюды и гидрохлориты, причем первые преобладают в верхней части горизонта, а вторые — в нижней. Третий горизонт отличается гидрослюдисто-каолинитовым составом, имеет желтовато-серый цвет и рыхлое сложение. Верхний горизонт представляет собой скопление конечных продуктов гипергенного преобразования минералов исходных пород. Цвет горизонта буровато-желтый, основная масса состоит из каолинита с примесью гидрогетита. Изверженные породы среднего состава обычно образуют небольшие массивы или дайки. Мощность коры выветривания увеличивается в приконтактной части даек. Характеристика химического состава коры выветривания диоритов приведена в табл. 11.

Строение остаточной коры выветривания основных изверженных пород напоминает выше описанную кору выветривания изверженных пород среднего состава.

Нижний горизонт остаточной коры выветривания рогообманкового габбро Северного Казахстана (Разумова, 1956) представлен дезинтегрированными, слабо побуревшими габбро. Выше располагается пестроцветный горизонт, где среди новообразований преобладают гидрослюды и гидрохлориты. Сверху залегают каолины, тонко пигментированные гидрогематитом.

На Урале изучена кора выветривания диабазов, входящих в толщу характерных для этого района так называемых зеленокаменных пород (Гинзбург и Писем-

Химический состав древней коры выветривания  
диоритов Нижнего Урала, %  
(по Никитину, 1956)

Компоненты	Неизменный диорит	Горизонты коры выветривания	
		гидрохлори- товый	каолинитово- гидрогетит- товый
SiO <sub>2</sub> . . . . .	51,88	49,60	49,39
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,58	0,72	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,84	19,21	31,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,35	5,20	3,73
FeO . . . . .	4,56	2,40	0,25
MgO . . . . .	4,85	5,80	0,36
CaO . . . . .	8,36	5,64	0,80
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	5,78	4,57	1,26
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,28	2,69	1,09
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,62	1,91	9,87
п. п. п. . . . .	0,70	2,15	0,64
Сумма . . . . .	99,80	99,89	99,58

ский, 1962). Диабазовый комплекс представлен экструзивными породами основного состава и их туфами. Породы претерпели глубокий региональный метаморфизм, в результате которого гипогенные силикаты частично замещены серицитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом и дисперсным гематитом. В основании профиля выветрившихся диабазов выделяется горизонт дезинтеграции, над которым залегает гидрохлоритовый горизонт. В нем сохраняется структура исходной породы, но совершенно меняется минеральный состав за счет новообразования гидрохлоритов, гидрослюд и гидроокислов железа. Выше располагается гидрохлоритово-гидрослюдисто-монтмориллонитовый горизонт, в котором преобразуются не только остатки гипогенных силикатов, но и гидрохлориты. В самом верхнем горизонте профиля преобладают каолинит и монтмориллонит.

По профилю коры выветривания (снизу вверх) резко убывает содержание кальция, в меньшей степени — дру-

гих щелочноземельных, щелочных элементов и кремния. Одновременно возрастает содержание окиси железа и алюминия.

Остатки площадной коры выветривания базальтов обнаружены в Центральной Сибири на базальтовых покровах — знаменитых сибирских траппах. Формирование этой коры совершалось на протяжении весьма большого отрезка времени. Генезис значительной части кор имеет мезозойский возраст.

В профиле выветривания сибирских траппов выделяются три горизонта (снизу вверх):

1. Горизонт дезинтеграции, в котором происходит частичная хлоритизация темноцветных минералов и замещение оливина иддингситом, а плагиоклазов типа андезина-лабрадора — вторичными глинистыми минералами.

2. Горизонт полного замещения первичных минералов гипергенными силикатами с сохранением реликтов структуры исходной породы. Плагиоклазы замещаются здесь тонкочешуйчатой гидрослюдой и частично минералами группы каолинита.

3. Верхний горизонт представлен глинистой массой оранжевого или красноватого цвета. Среди глинистых минералов преобладает каолинит, в значительном количестве присутствуют гидрогематит, гетит и часто минералы гидроокиси алюминия. В ряде случаев в верхнем горизонте коры выветривания базальтов наблюдается резкая концентрация минералов группы гидроокислов железа и алюминия. В табл. 12 приведены примеры изменения химического состава по профилю коры выветривания траппов, соответствующие обоим указанным случаям.

Для профиля I коры выветривания траппов данных минералогического анализа не имеется. Минеральный состав исходной породы профиля II следующий (в процентах): плагиоклаз — 56,53; пироксен моноклинный (вкрапленники) — 19,11; оливин — 4,78; иддингсит (по оливину) — 15,08; основная масса — 3,53; магнетит — 0,97. В верхнем горизонте все минералы исходной породы, кроме магнетита, полностью отсутствуют, уступая место гидроокислам железа и другим гипергенным минералам.

## Химический состав коры выветривания сибирских траппов, %

Компоненты	Неизменная трапповая порода		Горизонты срединной части профиля		Каолинитово-гидроокисный горизонт	
	I*	II**	I	II	I	II
SiO <sub>2</sub> . . .	47,54	48,91	44,62	33,02	43,67	16,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	15,64	15,60	16,70	27,80	24,99	20,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	4,81	2,60	14,21	21,12	12,34	41,44
FeO . . . .	9,97	10,12	5,18	0,71	1,85	2,89
TiO <sub>2</sub> . . . .	1,33	1,44	1,59	2,36	2,16	5,15
CaO . . . .	10,68	9,70	6,44	0,75	1,22	0,76
MgO . . . .	5,43	7,51	4,86	1,28	1,91	1,18
K <sub>2</sub> O . . . .	0,67	0,41	0,55	0,00	0,29	0,00
Na <sub>2</sub> O . . . .	2,33	1,70	1,71	0,03	0,25	0,16
п. п. п . . .	1,16	2,20	4,06	13,15	10,76	10,73
Сумма	99,46	100,19	99,92	100,22	99,44	99,48

\* I — кора выветривания базальтов южной части Сибирской платформы (Бессолицын, 1963).

\*\* II — кора выветривания диабазов северной части Сибирской платформы (Меняйлов, 1964).

Для коры выветривания изверженных пород среднего и основного состава намечается зависимость между составом гипергенных силикатов и силикатов исходных пород. Чем больше в исходной породе основных плагиоклазов и хлоритов, тем большее значение в коре выветривания приобретают минералы группы монтмориллонита; чем больше кислых плагиоклазов и серицита, тем большее значение имеют каолинит и гидрослюда. Монтмориллонитовая кора выветривания особенно характерна для эффузивных горных пород среднего состава, а также их туфов. В частности, к подобным разновидностям коры выветривания относятся известные закавказские месторождения монтмориллонита, образовавшиеся при выветривании эоценовых, андезитовых и трахиандезитовых лав.

Мощная мезозойская кора выветривания эффузивов основного состава установлена в ряде районов Средней Азии. Она была сильно эродирована, мощность сохранившейся части профиля не превышает 50 м.

Переотложенная кора выветривания кристаллических пород среднего и основного состава изучена пока недостаточно, хотя имеет важное практическое значение в связи с проблемой генезиса бокситов. Так, например, по мнению Н. И. Архангельского (1964), нижне-мезозойская кора выветривания эффузивов среднего и основного состава была источником бокситовых месторождений восточного склона Урала. Намечается связь между корой выветривания основных эффузивов и месторождениями бокситов в некоторых районах Средней Азии (Коннов, 1964).

**Кора выветривания ультраосновных изверженных пород.** Этот тип коры выветривания был особенно подробно изучен в связи с приуроченностью к нему месторождений руд никеля и кобальта. Примером является остаточная кора на ультрабазитах Южного Урала (Гинзбург и др., 1946, 1947).

В результате эпигенетических процессов перидотитовые массивы Южного Урала были полностью серпентинитизированы. Серпентиниты подверглись гипергенезу в нижнеюрское время. Кора выветривания их имеет преимущественно следующее строение (снизу вверх):

1. Горизонт малоизмененных серпентинитов. Здесь преобладают серпентин и другие минералы исходной породы (остатки оливина, хромшпинелиды, хлорит).

2. Горизонт разложенных или выщелоченных серпентинитов. В этом горизонте наряду с серпентином содержатся вторичные минералы: керолит (основной продукт замещения серпентина), нонтронит, гидроокислы железа и марганца, халцедон и опал, магnezит и кальцит.

3. Горизонт нонтронитизированных серпентинитов характеризуется преобладанием железистых силикатов (нонтронит, ферригаллуазит), а также присутствием гидроокислов железа и марганца, опала и халцедона.

4. Верхний горизонт представляет собой скопление охристых гидроокислов железа с подчиненным количеством прочих вторичных минералов.

Мощность коры выветривания — 70—80 м.

Позже автоморфная мезозойская кора выветривания ультраосновных пород была обнаружена во многих других районах Урала на всем его протяжении (Куземкина, 1965; Яницкий, 1965, и др.). Значительный фактический материал свидетельствует о том, что при гипергенезе ультраосновных пород в мезозое происходило интенсивное перераспределение химических элементов по профилю коры выветривания (рис. 28).

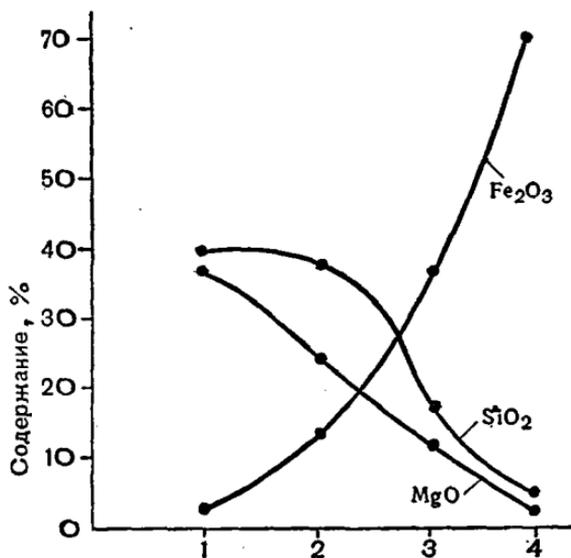


Рис. 28. Изменение химического состава по профилю автоморфной нижнемезозойской коры выветривания серпентинитов:

1 — неизменный серпентинит; 2 — горизонт выщелоченных серпентинитов; 3 — контронитовый горизонт; 4 — горизонт охры

Ориентировочные расчеты баланса вещества при формировании коры выветривания ультрабазитов показывают, что уже в первом горизонте вынесено 30—35% вещества от веса исходной породы, а в верхнем горизонте — около 75% (рис. 29). В результате происходит уменьшение первоначального объема, что сопровождается деформацией жил и даек, пересекавших ультраосновные массивы.

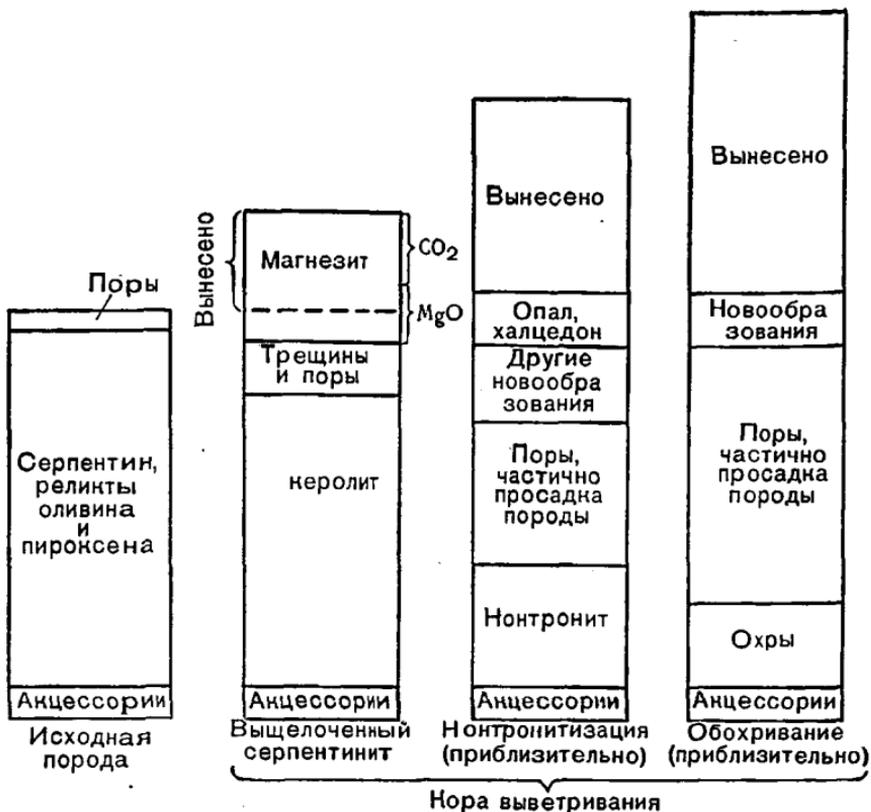


Рис. 29. Баланс вещества и изменение объемов по профилю автоморфной нижнемезозойской коры выветривания серпентинитов (по Н. П. Петрову, 1963)

Ультрасновные породы Украинского кристаллического щита на протяжении длительного времени подвергались интенсивному гипергенному воздействию, сопровождающемуся образованием мощной автоморфной коры выветривания. В большей части районов эта кора, по видимому, имеет мезозойский возраст. В зависимости от степени эрозии мощность профиля меняется от нескольких метров до 60—80 м. Строение профиля коры выветривания принципиально такое же, как на Урале: над дезинтегрированной серпентинитизированной исходной породой располагается кремнестый и карбонатизированный горизонт железистых силикатов типа нонтро-

нита с примесью каолинита и галлуазита. Выше находится горизонт скопления гидрогетита и гиббсита. Среди охристых гидроокислов железа обнаружен игольчато-волокнистый и чешуйчатый магнетит гипергенного происхождения (Литвиненко и др., 1963).

Кора выветривания, по-видимому юрского возраста, была широко представлена на территории Центрального Казахстана: в Кокчетавском, Бошекульском, Экибастузском, Улутавском, Чингизском, Прибалхашском и некоторых других районах Казахской герцинской платформы. В результате последующей эрозии на значительной площади автоморфная кора выветривания была уничтожена и лишь частично сохранилась в виде небольших останцов на возвышенных участках древнего рельефа, а также в отдельных местах под покровом третичных отложений.

Особенность остаточной коры выветривания ультраосновных массивов Прибалхашья — ноздреватое строение верхнего (охристого) горизонта благодаря энергичной ветровой эрозии.

Своеобразной разновидностью остаточной коры выветривания гипербазитов являются окремнелые («силифицированные») серпентиниты, так называемые бирбириты. Окремнелые серпентиниты, более устойчивые к эрозии, чем окружающие породы, выделяются в современном рельефе в виде гряд и сопок. В профиле этой коры выветривания отсутствуют горизонты, обогащенные нонтронитом и охрами, и необычайно широко развито окремнение верхних горизонтов. Поэтому верхняя часть коры выветривания представлена плотной кремнисто-лимонитовой массой. В шлифе видно, что эта масса состоит из остаточного кварца, халцедона и гидроокислов железа. Есть основания предполагать, что образование этой разновидности остаточной коры выветривания ультраосновных пород связано с наложением позднейших проявлений гипергенеза.

**Кора выветривания осадочных и осадочно-метаморфических пород.** Кристаллические метаморфические породы — продукты глубокого преобразования осадочных (и изверженных) пород в зоне метаморфизма. Поэтому минеральный состав изверженных и кристаллических метаморфических пород близок, а их кора выветривания существенно не отличается. Так, например, древняя

кора выветривания гранитов и гнейсов Урала имеет одинаковое строение и состав.

Площадная кора выветривания достаточно хорошо развивается на некоторых осадочных и осадочно-метаморфических породах. Характер ее в значительной мере определяется составом пород. Кора выветривания плохо выражена, если осадочные породы сложены устойчивыми первичными минералами (например, кварцем) или минералами, возникшими при гипергенезе (например, глинистыми минералами).

Хорошо выраженный профиль коры выветривания, как правило, формируется на осадочных и осадочно-метаморфических породах силикатного (неглинистого) состава. Кора выветривания палеозойских осадочных пород (сланцы, полимиктовые песчаники, конгломераты) широко распространена в Казахстане. Пестроцветный горизонт здесь обычно отсутствует. На неизменной породе (например, серицитовых сланцах) располагается горизонт щебенчатой коры выветривания, выше — переходный горизонт серовато-белого цвета. Здесь процессы выветривания проявляются в гидратации серицитовых слюд. Верхний обеленный горизонт имеет рыхлую, иногда глинистую консистенцию. Основные минералы в этом горизонте — гидрослюды и остаточный кварц. Изменения химического состава при выветривании сланцев сводятся в основном к потере железа, что внешне проявляется в обелении верхней части коры выветривания.

Имеются указания (Петров, 1965), что при выветривании сланцев в ряде случаев формируется не только гидрослюдистый, но и хорошо выраженный каолинитовый горизонт. Мощность профиля выветривания при этом может достигать 100 м. Однако и в этом случае перераспределение вещества в профиле коры выветривания имело ограниченные размеры.

Менее отчетливо выражена кора выветривания на осадочных отложениях, не подвергавшихся метаморфизму. Кору этого типа изучены А. Г. Черняховским (1963) на Южном Урале. Согласно его данным, развитие гипергенеза в мезозое для района Орской депрессии представляется в следующем виде.

В результате гипергенного преобразования эффузивно-осадочной толщи силуро-девона в верхнем триасе в условиях тропического переменного-влажного климата

была сформирована мощная кора выветривания с хорошо дифференцированным профилем. Верхний каолиновый горизонт обогащен гидроокислами железа и алюминия. Срединная часть профиля имеет гидрохлоритово-каолиновый и гидроокисно-каолиновый состав. Гидроокисно-каолиновый горизонт обладает красным цветом благодаря дисперсному гематиту, возникшему при гипергенном преобразовании хлоритов.

В конце триаса эта кора выветривания на водоразделах была размыта. Переотложенный материал, преимущественно хлоритового состава, в отрицательных элементах рельефа перекрыл верхнетриасовую кору. Позже на поверхности этой зеленоватой романкульской свиты в условиях постоянно влажного климата конца триаса сформировалась слабовыраженная каолиновая кора выветривания мощностью до 5 м. При выветривании хлоритовой толщи уменьшилось содержание железа и соответственно увеличилось количество всех других компонентов. А. Г. Черняховский предполагает, что в конце нижней юры каолинизация сменяется процессами образования монтмориллонита.

В середине юрского периода в депрессиях рельефа накапливается мощная толща угленосных отложений. В состав этих отложений входят как продукты выветривания, перенесенные с водоразделов, так и дальнепринесенный обломочный материал, представленный главным образом биотитом с примесью кварца, мусковита, полевых шпатов. Верхняя часть сероцветных угленосных отложений гипергенно изменена с образованием гидрослюд и гидрогетита. Таким образом в толще рыхлых отложений, выполняющих Орскую депрессию, выделяется несколько слабовыраженных кор выветривания помимо хорошо образованной коры на палеозойском основании (рис. 30).

Кора выветривания на осадочных отложениях мезозойского возраста установлена в ряде мест Западно-Сибирской низменности, Алтае-Саянской области, на площади Сибирской платформы, Северо-Востока и Дальнего Востока (Вышемирский, 1959; Плотникова, 1959; Прокопчук, 1965).

Весьма своеобразная кора сформирована на относительно легко растворимых осадочных породах (известняки, сульфатно-хлоридные отложения).

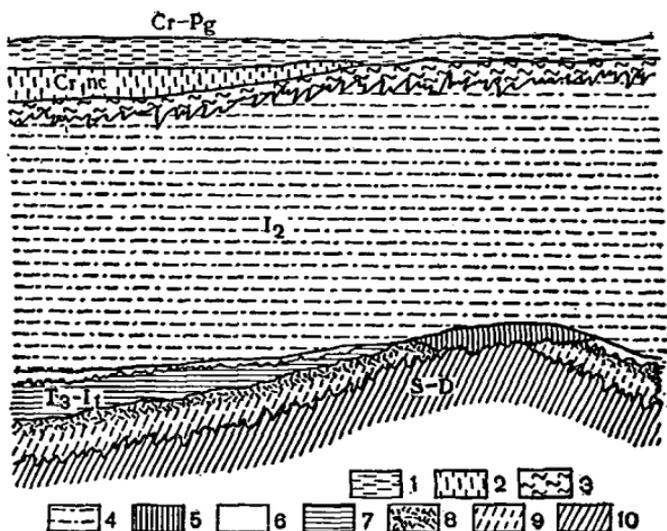


Рис. 30. Положение нижнемезозойских кор выветривания в Орской депрессии (по А. Г. Черняховскому, 1963):

1 — морские и континентальные отложения мела и палеогена; 2 — красноцветы нижнего мела; 3 — верхнеюрский гидрослюдистый элювий; 4 — угленосные отложения средней юры; 5 — среднеюрский монтмориллонитовый элювий; 6 — нижнеюрский каолиновый элювий; 7 — романкульская свита (рэт-лейас); 8 — красноцветные зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов и гиббситово-каолининовая зона верхнетриасовой коры выветривания; 9 — зеленоцветная зона дезинтеграции и гидрохлорит-каолининовая зона верхнетриасовой коры выветривания; 10 — эффузивно-осадочная толща силуро-девона

В нижней части коры выветривания известняков происходило сплошное метасоматическое замещение карбонатов опалом и халцедоном с сохранением всех текстурно-структурных деталей исходной породы (горизонт сливного кварцита). С развитием профиля выветривания начинается растворение наименее устойчивых (перекристаллизованных) участков опалово-халцедоновой массы. Освободившийся кремнезем частично удалялся с трещинными водами, но в значительной степени задерживался в нижнем горизонте, обуславливая его окремнение. В результате массивная окремненная толща распадается на относительно крупные обломки (горизонт кварцитового хряща). В дальнейшем образуется мучнистая масса мельчайших кварцевых обломков (маршал-

лит). Согласно В. П. Петрову, образование маршаллита происходит в результате растворения халцедонового вещества между кварцевыми волокнами.

Профиль автоморфной коры выветривания известняков имеет следующее строение:

Горизонт сливного кварцита . . . . .	10—15 м
Горизонт кварцитового хряща . . . . .	15—20 м
Горизонт маршаллита . . . . .	10—15 м

Перераспределение вещества при формировании автоморфной коры выветривания известняков показано на рис. 31.

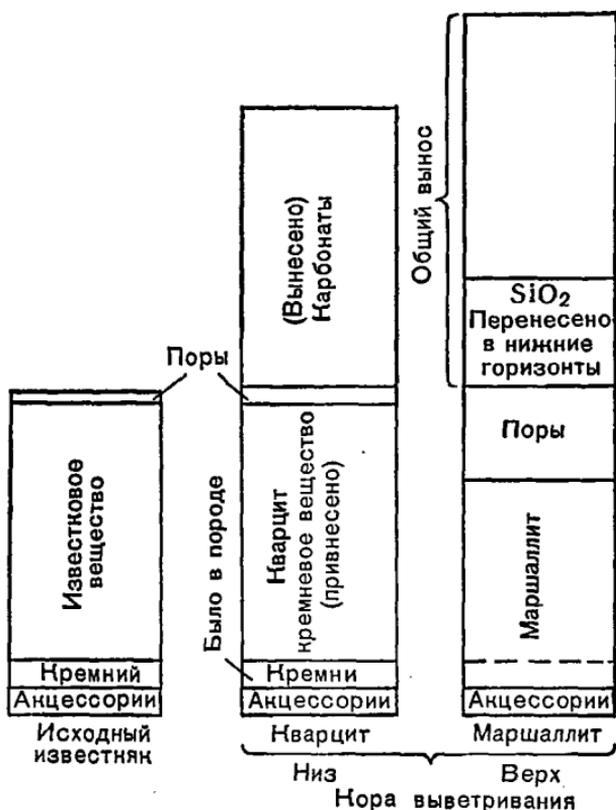


Рис. 31. Баланс вещества и изменение объемов по профилю автоморфной нижнепалеозойской коры выветривания известняков (по В. П. Петрову, 1963)

В результате разрушения доломитовых известняков нередко происходит накопление относительно более устойчивого доломита в виде доломитовой муки.

При выветривании осадочных горных пород сульфатно-хлоридного состава легкорастворимые соединения постепенно удаляются водами, а на месте остается своеобразная остаточная кора, сложенная менее растворимыми компонентами этих пород. Таким образом, на соляных залежах образуются «гипсовые шляпы» и глинисто-гипсовые скопления типа кепроков.

**Линейная кора выветривания** возникает в результате тектонического нарушения пород и их изменения под влиянием различных эпигенетических процессов: регионально-метаморфических, контактово-метаморфических, гидротермальных, катагенных. Такие участки становятся менее устойчивыми к выветриванию, чем окружающие породы. Соотношение между площадной, линейной и местной переотложенными корами выветривания показано на карте (рис. 32). Стратиграфические контакты обычно также представляют собой ослабленные зоны благодаря процессам катагенеза и тектоническим явлениям. Поэтому на этих контактах, на участках, измененных эпигенетическими процессами, и в зонах тектонического дробления пород создаются благоприятные условия для более глубокого проникновения гипергенных процессов. Ю. С. Лебедев (1965) при изучении коры выветривания ультраосновных пород южной части Украинского кристаллического щита установил, что вдоль линейных зон повышенной трещиноватости на контактах гипербазитов с вмещающими породами образуются линейные коры, мощность которых местами превышает мощность площадной коры выветривания более чем в два раза (рис. 33).

В случае энергичной площадной эрозии, уничтожающей до корней площадную кору выветривания, линейные коры менее устойчивы к размыву по сравнению с основной площадью коренных пород, уже лишенных верхних горизонтов коры выветривания. Поэтому к ним часто приурочены отрицательные формы микро- и мезорельефа.

Характер линейных и локальных кор в значительной степени определяется составом исходных пород. Например, на породах кислого состава линейная кора будет

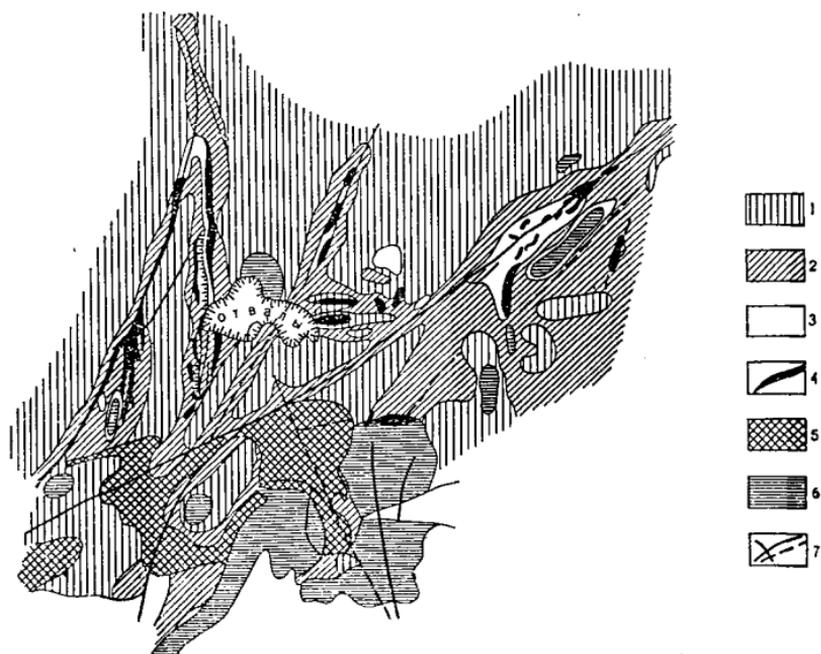


Рис. 32. Схематическая карта участка мезозойской коры выветривания туфогенно-осадочной толщи (составили Ю. В. Шарков и В. В. Добровольский):

1 — площадная щебенчатая кора выветривания; линейная кора выветривания; 2 — глинисто-щебенчатая; 3 — обеленные зоны; 4 — железненные участки; 5 — переотложенная глинистая кора выветривания; 6 — моноклитные породы; 7 — тектонические нарушения

обычно иметь характер каолиновый. Однако от площадной каолиновой коры линейная отличается значительно большей мощностью и в отдельных случаях выпадением гидрослюдистого горизонта. Гидрослюда в этом случае присутствует в горизонте щебенчатой коры выветривания. Линейная кора выветривания на ультраосновных породах Южного Урала (кора новоаккермановского типа) приурочена обычно к контактам известняков и гипербазитов (Гинзбург и др., 1946, 1947). Расчленение на горизонты выражено в ней менее отчетливо, чем в площадной. В линейной коре над свежим серпентинитом выделяются (снизу вверх) горизонт разложившихся серпентинитов и горизонт охр, типично спорадическое окре-

мнение. Таким образом, от соответствующей площадной коры выветривания линейная отличается отсутствием горизонта нонтронитов.

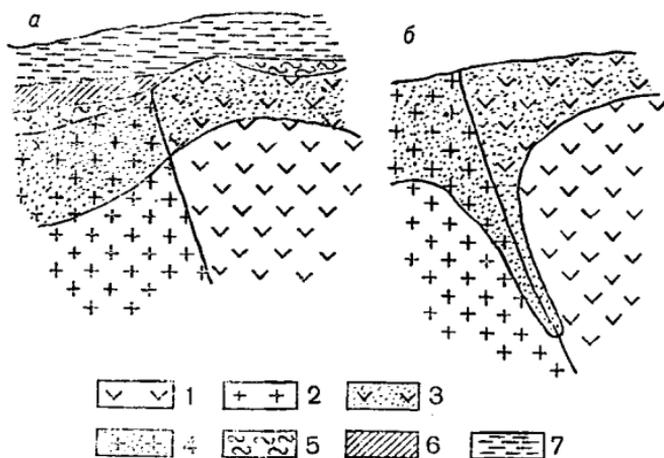


Рис. 33. Площадная (а) и линейная (б) кора выветривания на гипербазитах Среднего Побужья (по Ю. С. Лебедеву, 1965):

1 — гипербазиты; 2 — граниты, мигматиты, гнейсы; 3 — площадная кора выветривания на гипербазитах; 4 — то же на породах кислого состава; 5 — переотложенная кора выветривания; 6 — балтские отложения; 7 — четвертичные отложения

На крайнем севере континентальной части СССР, на мысе Челюскин, Л. Д. Мирошниковым (1960) обнаружена мощная (более 100 м) линейная каолиновая кора выветривания, развитая на дайках гранит-порфиров. Кора частично эродирована и перекрыта юрско-меловыми осадочными породами и четвертичными отложениями. Сохранился верхний глинистый горизонт с реликтами структуры исходной породы и мощный гидрослюдисто-дресвяный горизонт. Возраст коры выветривания верхнетриасовый-нижнеюрский.

В Хибинском массиве нефелиновых сиенитов (Кольский полуостров) была обнаружена оригинальная разновидность линейной коры выветривания. Согласно данным М. Д. Дорфмана (1960), к зонам тектонических разломов приурочена линейная кора выветривания, спускающаяся до глубины более 500 м. Мощность такой трещинной коры составляет от нескольких сантиметров до 1—4 м (рис. 34). Скорость движения вод по трещи-

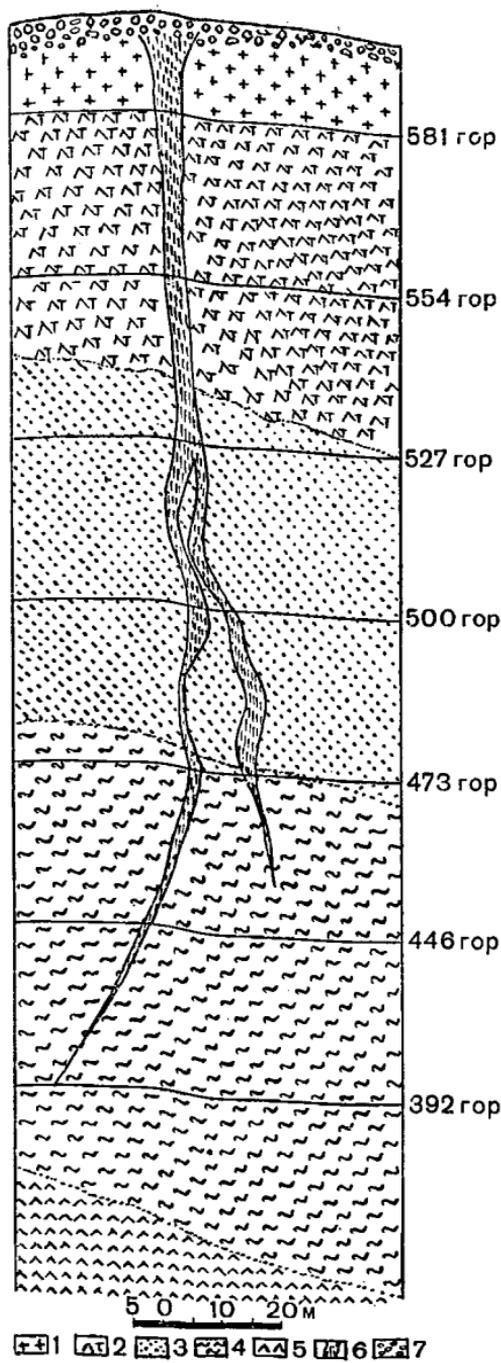


Рис. 34. Трещинная кора выветривания в нефелиновых сyenитах Хибинского массива (по М. Д. Дорфману, 1960):

1 — ризкорриты; 2 — контактная зона; 3 — богатая апатитом руда; 4 — бедная апатитом руда; 5 — уртит; 6 — трещинная кора выветривания; 7 — морена

нам находится в зависимости от падения тектонических зон. Поэтому зоны различного падения несколько отличаются составом вторичных минералов. В нижней части трещинной коры образуются преимущественно цеолиты, гидрослюда и бейделлит. Выше преобладают минералы группы нонтронит-монтмориллонита. В верхней

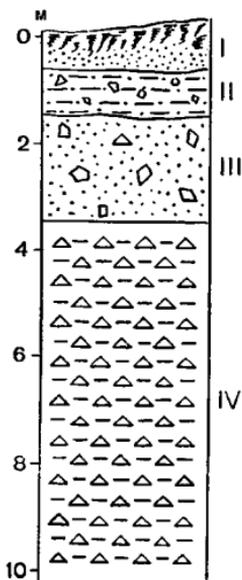


Рис. 35. Профиль коры выветривания кимберлитовой брекчии трубки «Мир» (по И. С. Рожкову, 1963):

I — современная почва;  
 II — глинисто-древянистые продукты выветривания кимберлитов;  
 III — древеснистые продукты выветривания кимберлитов;  
 IV — слабовыветренные кимберлиты

части трещинной коры происходит разрушение минералов этой группы с образованием халцедона и гидроокислов железа. Значительная глубина тектонических нарушений позволяет предположить, что вторичные минералы нижней части трещин — результат не столько гипергенеза, сколько катагенеза.

**Локальная кора выветривания** формируется на породе, имеющей очень небольшую площадь распространения.

Такова триас-юрская кора выветривания на дайках траппов Сибирской платформы. Дайки в плане представляют собой изометричные тела от 40 до 100 м в поперечнике, расположенные среди карбонатных отложений ордовика (Меняйлов, 1964). Яркий пример локальной коры выветривания — известные алмазные трубки Западной Якутии. Они представляют собой жерла, заполненные кимберлитом — вулканической породой ультраосновного состава. Многие кимберлитовые тела с поверхности сильно выветрены и превращены в

глинисто-древяную массу грязно-зеленого или желтоватого цвета (рис. 35). В такой массе и были найдены алмазы в трубке «Зарница» в 1954 г., в трубках «Мир» и «Удачная» в 1955 г.

Основные пороодообразующие минералы кимберлитов — оливин, флогопит, хромдиоспид, пироп, ильменит. В результате процессов катагенеза оливин замещен серпентином, слюдами и хлоритом. Как в исходной по-

роде, так и в нижних горизонтах коры выветривания серпентинитизированных кимберлитов преобладает серпентин. Согласно И. С. Рожкову (1963), нижний горизонт коры выветривания представлен грубой щебенчатой породой. Выше располагается мягкий дресвяный горизонт серовато-зеленого цвета. Здесь обнаружены гидрослюды. Самый верхний горизонт представляет собой слабообохренную глинисто-дресвяную массу. Среди глинистых минералов установлены монтмориллонит и альфа-керолит. Химический состав по профилю меняется очень слабо.

### **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ**

Автоморфная кора выветривания на протяжении верхнего палеозоя и мезозоя формировалась в гумидных лесных ландшафтах в условиях рельефа и тектонического режима, способствующих интенсивному промыванию мощного профиля выветривания. В этих условиях особо важное значение имел состав исходных пород, определивший различия в составе продуктов гипергенеза. Преобразование минерального состава горных пород сопровождалось перераспределением химических элементов. На основании имеющихся аналитических данных, перераспределение основных компонентов в процессе формирования различных типов кор выветривания верхнего палеозоя и мезозоя можно представить следующим образом. На графике (рис. 36) нанесены точки, соответствующие среднему составу исходной породы и генетических горизонтов профиля коры выветривания. Направление стрелок показывает смену горизонтов (снизу вверх) по профилю и одновременно развитие процесса.

Процесс автоморфного выветривания различных пород сопровождается неодинаковым перераспределением основных компонентов. Для кислых пород это перераспределение относительно слабо выражено вследствие сохранения первичного кварца, поэтому каолинитовый горизонт коры выветривания гранитов содержит значительно больше кремнекислоты, чем чистый каолинит. Выветривание средних пород сопровождается более заметным изменением состава. Гипергенез ультраоснов-



Рис. 36. Эволюция химического состава в процессе формирования коры выветривания на различных изверженных породах в мезозое:

1 — кора выветривания гранитов; 2 — диоритов и кварцевых диоритов; 3 — базальтов и порфиритов (*a* — обычный профиль, *b* — профиль с усиленной поверхностной аккумуляцией гидроокислов железа и алюминия); 4 — гипербазитов. Точки в основании кривых характеризуют средний состав исходных пород (по Дели)

ных пород приводит к резкому изменению соотношения основных компонентов за счет аккумуляции гидроокислов железа и частично свободного глинозема. Таким образом, выветривание кислых и ультраосновных изверженных пород дает два крайних вида автоморфной коры выветривания, между которыми располагаются коры других изверженных пород. Это отражается не только на химизме, но и на минеральном составе и строении профиля кислых и ультраосновных пород (табл. 13).

Весьма своеобразна кора выветривания основных изверженных пород, главным образом порфиритов и базальтов. Обобщение данных различных авторов показывает, что в одних случаях их профиль выветривания развивается по типу выветривания кислых пород, в других — сопровождается накоплением в верхнем горизонте свободных гидроокислов железа и алюминия. Можно

Строение профиля мезозойской коры выветривания  
кислых и ультраосновных изверженных пород Урала

Горизонты	Кора выветривания			
	кислых пород		ультраосновных пород	
	состав	мощность, м	состав	мощность, м
Верхний Срединной части про- филя	Каолинистый	30—50	Охристый . . . .	5—6
	Гидрослюдистый	10—20	Нонтронитовый . . .	8—10 (до 15)
Нижний Исходные породы	Щебенчатый Гранит, сиенит, гнейс . . .	50—80	Выщелоченные серпентиниты (часто карбона- тизированные)	20—40
			Щебенчатый Серпентинит, пе- ридотит, дунит	

предположить, что это обусловлено физико-химическими и географическими условиями древних ландшафтов (окислительно-восстановительная характеристика, степень гидроморфизма и пр.).

На протяжении мезозойского этапа гипергенеза наряду с миграцией главных химических элементов осуществлялось энергичное перераспределение редких и рассеянных химических элементов. Результаты этого процесса в мезозойских гипергенных образованиях выражены значительно отчетливее, чем в более древних. В настоящее время еще нет возможности дать более или менее исчерпывающую количественную характеристику концентрации рассеянных элементов в различных типах мезозойской коры выветривания. Можно лишь отметить, что определяющее значение для формирования микроэлементарного состава кор выветривания имел состав исходных пород.

Для коры выветривания кислых горных пород, как правило, типично снижение уровня содержания большей части рассеянных химических элементов. Так, например, автоморфная остаточная кора выветривания гранитоидов и близких по составу метаморфических пород характеризуется той же ассоциацией рассеянных

элементов, что и исходные породы: цирконий, иттрий, бериллий, галлий, олово, молибден, цинк, свинец, медь, барий, стронций, литий и др. При этом содержание большей части перечисленных химических элементов в верхнем (каолинитовом) горизонте профиля коры выветривания ниже, чем в исходной породе. Особенно резко — на математический порядок, а иногда и более — уменьшается содержание таких подвижных элементов, как стронций. В коре выветривания обычно несколько увеличивается концентрация галлия, иногда ванадия, циркония и некоторых других рассеянных элементов.

Автоморфная кора выветривания ультраосновных пород содержит иную ассоциацию рассеянных химических элементов, которая унаследована от исходных горных пород. Здесь типичны никель, кобальт, хром, ванадий, отчасти медь и титан. При этом в верхних горизонтах профиля содержание некоторых элементов резко возрастает. Так, например, в мезозойской коре выветривания ультраосновных пород Кольского массива, на Северном Урале содержание никеля более чем в три раза превышает его концентрацию в исходных породах (Куземкина, 1965). Явное увеличение уровней содержания констатируется для некоторых других химических элементов.

Следует отметить, что широко распространенная переотложенная кора выветривания мезозойского этапа гипергенеза, имеющая преимущественно каолинитовый или каолинитово-гидрослюдистый состав, более богата рассеянными элементами, чем остаточные каолиновые коры. При сравнительном изучении остаточных и переотложенных каолиновых кор выветривания Урала было обнаружено, что переотложенные формы более богаты рассеянными химическими элементами (Петров, 1948). Аналогичное обстоятельство отмечалось выше при характеристике переотложенных продуктов верхнепалеозойского этапа гипергенеза. Возможно, что некоторое обогащение рассеянными элементами — характерная особенность переотложенной коры выветривания. Это предположение особенно вероятно для регионов с широким развитием горных пород кислого состава.

Для автоморфных кор выветривания верхнего палеозоя и мезозоя характерно наложение последующих процессов, как гипергенных, так и относимых к катагенезу.

Особенно распространены явления окремнения мезозойских кор выветривания.

Ранее выделялась так называемая пеликанитовая кора выветривания в качестве одной из разновидностей древней коры выветривания. Пеликаниты представляют собой смесь переменных количеств вторичных минералов кремнезема (опала, халцедона) и каолинита. Как правило, подобная кора выветривания развита на гранитах, хотя отмечены случаи ее образования на различных изверженных породах. Особенно подробно изучены пеликаниты Украины (в пределах Южно-Русской кристаллической плиты) и Казахстана. Пеликанитовая кора выветривания пространственно связана с каолиновой корой. Благодаря большой устойчивости к эрозии окремненные участки выделяются в рельефе среди легко-эродируемой каолиновой коры выветривания. Пеликанитовая кора выветривания часто связана с окремненными (опаловыми) песчаниками эоцена. Как выясняется в последнее время, и та и другая связь представляет собой не только пространственное, но и генетическое явление. Наложенное окремнение столь заметно, что отдельные исследователи приписывали пеликанитам гидротермальный генезис.

Известны случаи окремнения, наложенного на нормальный профиль коры выветривания ультраосновных пород. Окремненные серпентиниты (бирбириты) распространены на большой территории Мугоджар, Южного и Центрального Казахстана. По-видимому, эти образования, так же как и пеликаниты, генетически связаны с явлениями окремнения, широко распространенными в начале палеогена. Окремненные песчаники (бучакские, эоценовые и пр.) распространены на Украине, в бассейне Среднего Дона, в Поволжье, на Южном Урале и в Казахстане. Есть основания предполагать, что эоценовое время характеризовалось гипергенезом, протекавшим в засушливых условиях. Кора выветривания этого периода сформировалась на более ранних гипергенных образованиях.

Некоторые исследователи (Разумова, 1956) придерживаются взгляда, что образование отдельных горизонтов профиля выветривания связано не с его эволюцией в определенных ландшафтных условиях, а с изменениями климата.

В процессе наложения более молодых проявлений гипергенеза на более древние часть признаков предыдущих фаз и стадий гипергенеза утрачивается. Наиболее благоприятную ландшафтно-геохимическую обстановку для сохранения признаков прошлых эпох гипергенеза представляет обстановка пустынь.

Исследованиями А. И. Перельмана (1966) установлено широкое распространение древней (верхнетриасовой-нижнеюрской) коры выветривания в Средней Азии. Особенность коры выветривания Средней Азии — необъяснимая на первый взгляд ассоциация глинистых минералов с гипсом и некоторыми другими легкорастворимыми минералами. Это объясняется наложением на древнюю кору выветривания кайнозойского гидроморфного гипергенеза. Благодаря специфическим «консервирующим» ландшафтно-геохимическим условиям пустыни в древней коре выветривания сохранились реликты верхнетретичного гипергенеза.

Автоморфные площадные коры в связи с дифференциальными тектоническими движениями подвергались размыву. Особенно интенсивно это происходило в эпохи сокращения площади лесной растительности. Поэтому автоморфные коры сопровождаются переотложенной корой выветривания в виде различных типов континентальных отложений. Размываемая кора выветривания также оказывала существенное влияние на состав обломочных морских отложений. Так, например, состав меловых и третичных глинистых отложений Казахской платформы обусловлен мезозойской корой выветривания этого региона (Разумова, 1961). Среди тонкодисперсных минералов в осадочных отложениях преобладают каолинит и монтмориллонит, а среди обломочных минералов — кварц. В тяжелой фракции находятся только устойчивые минералы (ильменит, циркон, турмалин).

Несомненная связь существует между мощными песчано-глинистыми юрскими отложениями Донецкого бассейна и корой выветривания Украинского кристаллического щита. Общность состава осадочных отложений и мезозойской коры выветривания хорошо изучена в Западной Сибири (Казанский и др., 1964).

Формирование переотложенной коры выветривания сопровождалось возникновением месторождений некото-



Рис. 37. Схема расположения древних кор выветривания и некоторых месторождений Средней Азии (по Л. П. Коннову, 1964):

1 — месторождения бокситов; 2 — месторождения каолиновых глин; 3 — участки с выходами кор выветривания.

рых полезных ископаемых (бокситы и железные руды, каолинитовые глины, россыпи золота, ильменита, циркона и др.). Связь между автоморфной корой выветривания и месторождениями бокситов и каолиновых глин на территории Средней Азии показана на рис. 37.

### НИЖНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Процессы гипергенеза в палеогене сохраняют ту же направленность, что и в мезозое. Это обусловлено некоторыми общими чертами географической среды. Судя по остаткам флоры и фауны, на большей части территории СССР в палеогене был распространен климат, близкий к субтропическому.

Как считает В. М. Сеницын (1965), повышенная облачность в палеогене способствовала равномерному распределению тепла на поверхности земли. В частности, разница среднемесячных температур января арктического побережья Сибири и Юго-Восточной Азии не превышала  $20^{\circ}\text{C}$  (в настоящее время она достигает  $65^{\circ}\text{C}$ ). Незначительная термическая контрастность обуславливала небольшие различия в атмосферном давлении. В результате в палеогене, так же как и в мезозое,

циркуляционные процессы в атмосфере были ослаблены.

Область умеренного климата была небольшой, и ее климатогенное влияние было очень невелико. Поэтому субтропический климат палеогена отличался от современного отсутствием отчетливо выраженного прохладного сезона, связанного с вторжением холодных масс из области умеренного климата.

Разнообразие ландшафтных условий в значительной мере было связано с распределением атмосферных осадков. При этом отсутствие крупных орографических барьеров не благоприятствовало созданию экстрааридных условий, подобных современным внутриконтинентальным пустыням. Предполагается, что на основной части территории СССР годовая величина атмосферных осадков составляла от 500 до 1200—1500 мм. На крайнем юге Средней Азии и Казахстана существовал аридный режим с годовым количеством атмосферных осадков менее 500 мм (Синицын, 1965).

Как и в мезозое, на большей части СССР в палеогене была распространена лесная растительность (рис. 38). Однако в конце нижнего мела мезозойская флора уступила место растительности, в основном состоящей из голосемянных и новых видов хвойных.

На крайнем севере Европейской части СССР, Северном Урале, Шпицбергене произрастали хвойно-широколиственные леса с присутствием вечнозеленых растений в подлеске. Леса северной части Сибири и Северо-Востока были лишены вечнозеленых. Южнее располагалась широкая зона субтропических лесов также с преобладанием хвойных и широколиственных, но более теплолюбивых форм и с большим количеством вечнозеленых. На юге Европейской части СССР и в Казахстане господствовали более разреженные леса из вечнозеленых узколистных ксерофильных растений (дуб, миртовые, пальмы) при некотором участии широколиственных (каштан, бук, платан) и хвойных (таксодиум, араукарии).

В этих условиях формировались коры выветривания, в которых образовывались те же гипергенные минералы, что и в мезозойских корах. Однако интенсивность гипергенного преобразования горных пород в позднем меле и палеогене заметно уменьшилась. Это находится,

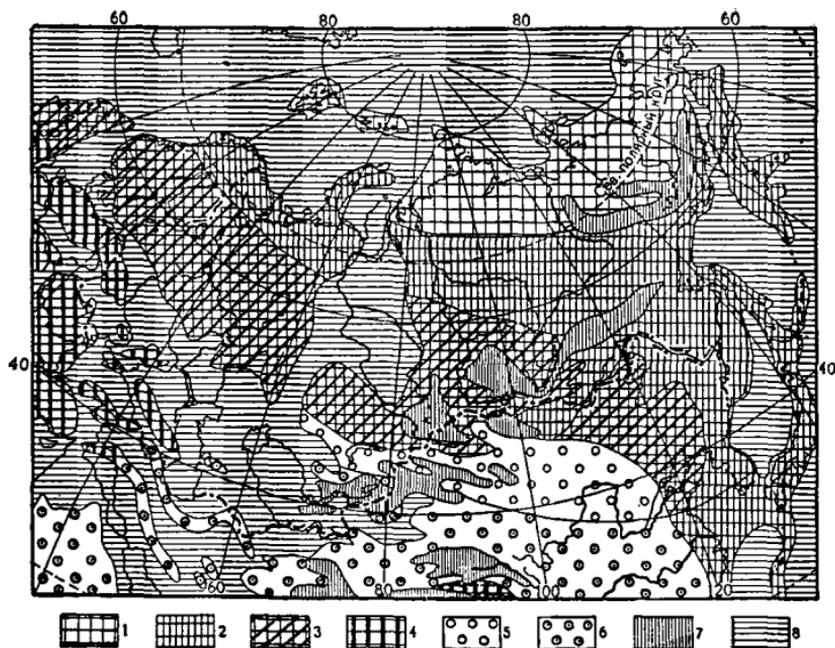


Рис. 38. Палеогеографическая схема СССР и смежных территорий для второй половины эоцена (по данным В. М. Синицына, 1965):

1 — листопадные леса с теплолюбивыми широколиственными и таксодиевыми при участии вечнозеленых растений в подлеске; 2 — субтропические леса с вечнозелеными растениями; 3 — субтропические леса, преимущественно вечнозеленые; 4 — тропические вечнозеленые леса; 5 — субтропические саванны, близкие тропическим; 6 — тропические саванны; 7 — средневисотные плато и горы; 8 — море

по-видимому, в связи с общим изменением ландшафтных условий на территории СССР в сторону меньшей гумидности по сравнению с нижнеюрским временем.

Автоморфная кора выветривания палеогена обнаружена на площади Тургайского плато. Она развита на зеленовато-серых морских глинах эоцен-олигоценного возраста на участках прибортовых поднятий Тургайского прогиба. В профиле выделяется пестрый и белый (каолинитовый) горизонты. Общая мощность — до 30 м (Бер, 1954). В пределах Казахской эпигерцинской платформы верхнеолигоценная каолинитовая кора выветривания наибольшей мощности формируется на песчано-глинистых отложениях Тургайской свиты (Лавров, 1959), а также накладывается на профиль триас-юрской

коры, образуя характерный горизонт обеления, иногда с жилками гидроокислов железа (Разумова, 1956).

Более значительная кора выветривания палеогена известна в Алтайском крае, где она сохранилась под мощным покровом кайнозойских континентальных отложений (рис. 39). Верхний горизонт этой коры каолиново-гидрослюдистый.



Рис. 39. Расположение палеогеновой коры выветривания в условиях горно-холмистых предгорий Алтайского края (по Е. Н. Щукиной, 1956):

1 — континентальные отложения от олигоцена до плейстоцена; 2 — дислоцированные породы палеозоя; 3 — древняя кора выветривания; 4 — линии молодых разломов

Палеогеновая кора выветривания изучена О. П. Добродеевым (1965) на площади Минусинской котловины и ее горного обрамления. Профиль коры слабо дифференцирован, верхняя часть имеет гидрослюдисто-галлузитовый состав. Мощность меняется от нескольких метров на осадочно-метаморфических породах до десятков метров на интрузивных телах.

Каолиновая кора выветривания, по-видимому, формировалась на Сибирской платформе. В Вилюйской и Нижне-Алданской депрессиях под аллювиальными отложениями олигоцена обнаружены коры выветривания мощностью до 40 м (Алексеев, 1961).

Палеогеновый гипергенез местами слабо отразился на поверхности мезозойской коры выветривания в северо-восточной части Украинского кристаллического массива (Разумова, 1963).

Уменьшение интенсивности гипергенеза в гумидных условиях палеогена по сравнению с мезозоем четко от-

ражается в сокращении гипергенного рудообразования. Весьма наглядно это выражено на Урале. На протяжении длительного этапа мезозойского гипергенеза в этом районе была сформирована мощная автоморфная кора выветривания и различные типы переотложенной. При этом как в автоморфной, так и в переотложенной возникли разнообразные месторождения полезных ископаемых: от элювиальных силикатно-никелевых и железных руд, каолинов до бокситов, осадочных железных руд и кварцевых песков. Этап палеогенового гипергенеза почти не сопровождается образованием месторождений полезных ископаемых в автоморфной коре выветривания (рис. 40). Это обусловлено меньшим временем па-

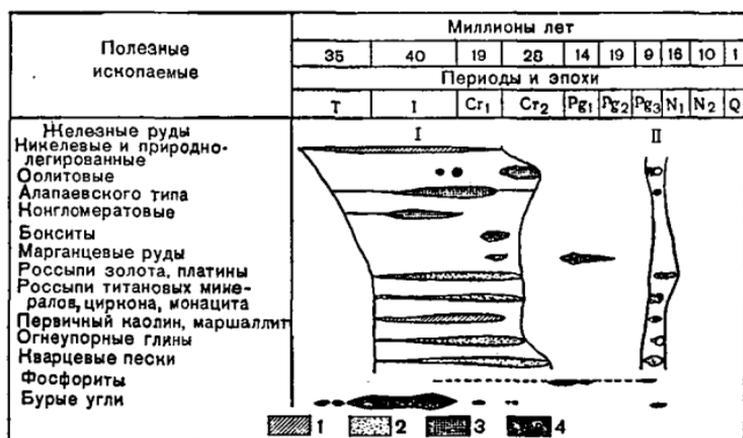


Рис. 40. Эпохи гипергенного рудообразования на Урале (по А. П. Сигову, 1963):

1 — остаточные полезные ископаемые; 2 — кластические; 3 — хомогенные; 4 — органогенные. Металлогенические эпохи мезозойской (I) и палеогеновой (II) кор выветривания

леогенового этапа гипергенеза по сравнению с мезозойским и несколько иными условиями лесных ландшафтов мезозоя и палеогена.

Растительный покров на междуречьях аридной области был очень сильно разрежен. Об этом свидетельствуют крайне скудные флористические остатки. Глубокого гипергенного изменения пород при этом не происходило. Незначительные атмосферные осадки не способствовали энергичной эрозии. Среди переотложенных

продуктов отмечаются красноцветные глины и песчаники (Зеленова, 1962).

Следует отметить, что в палеогене, так же как и в мезозое, большую площадь занимали супераквальные ландшафты. В аридной и семиаридной областях по речным долинам были распространены галерейные заболоченные леса. Древесно-кустарниковая растительность аридных ландшафтов Средней Азии (бадхызская флора) обладала кожистыми листьями с морщинистой поверхностью и резко выступавшими жилками. В Казахстане и особенно на юге Европейской части СССР на больших пространствах располагались заболоченные леса, населенные млекопитающими, приспособленными к болотному образу жизни (бронтоотериевая фауна). Гипергенез в этих условиях сопровождался возникновением весьма своеобразных гидроморфных кор выветривания, которые еще недостаточно изучены. Можно лишь отметить аккумуляцию в этих условиях гидроокислов железа и алюминия (Лавров, 1959).

С конца эоцена от Северного полюса распространяется похолодание климата, обусловившее начало дифференциации растительного покрова на термические зоны. В верхнем олигоцене четко обозначились два термических типа растительности: листопадная теплоумеренная (тургайская) и тропическая вечнозеленая (палтавская). Этому благоприятствовало увеличение области суши в результате ухода моря за пределы Русской равнины и Западно-Сибирской низменности, а также продвижение лесной растительности к югу в связи с общей гумидизацией климата в олигоцене. В позднем олигоцене происходит событие, имеющее весьма важные последствия для дальнейшей эволюции гипергенеза,— в лесах появляется травянистый покров (из двудольных).

Продолжающееся похолодание в миоцене осложняется аридизацией. В результате в северной полосе хвойно-широколиственных лесов повышается содержание бореальных хвойных (ель, пихта, тсуга), а в южной происходит разреживание лесного покрова. Освободившееся пространство заселялось травянистой растительностью, более приспособленной к аридному режиму, чем древесные породы. При этом качественно изменяются процессы выветривания в аридных условиях, в которых до миоцена биогенные факторы гипергенеза

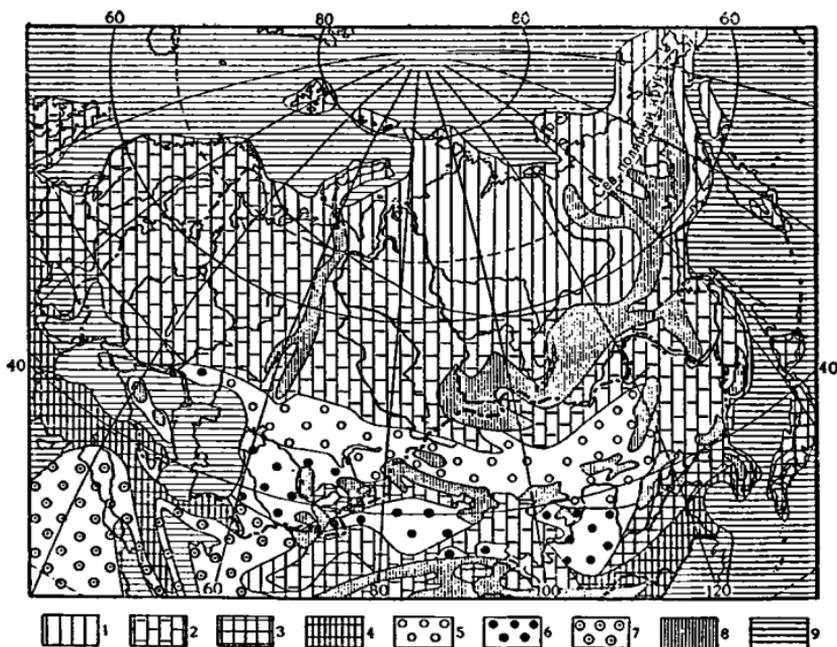


Рис. 41. Палеогеографическая схема СССР и смежных территорий для позднего миоцена (по данным В. М. Силицына, 1965):

1 — смешанные хвойно-широколиственные леса обедненного состава; 2 — смешанные хвойно-широколиственные леса богатого состава с участием теплолюбивых форм; 3 — листопадные леса с теплолюбивыми широколиственными и таксодиевыми при участии вечнозеленых в подлеске; 4 — субтропические леса с вечнозелеными растениями; 5 — степи умеренного климата; 6 — саванны; 7 — саванны субтропические и тропические; 8 — средневысотные плато и горы; 9 — море

оказывали существенное влияние лишь на участки повышенного грунтового увлажнения.

В южной части Западно-Сибирской низменности широколиственные леса преобразуются в лесостепь с богатым разнотравно-злаковым покровом, на юге Европейской части СССР, на междуречных пространствах, леса замещаются травянистой растительностью типа прерий, степная растительность становится господствующей и на территории Казахстана.

В связи с энергичным биогенным перераспределением химических элементов в аридных ландшафтах начала неогена появились новые формы продуктов выветривания, в первую очередь формы гипергенной концен-

трации кальция. Таковы гипергенные карбонатные конкреции в миоценовых континентальных толщах Казахстана и других районов.

В то же время в Западной Европе, к югу от герцинских массивов (Центрально-Французский, Рейнский, Чешский), продолжали удерживаться субтропические гумидные условия, характерные для палеогена, и формироваться красноцветные коры выветривания. Аналогичные процессы выветривания совершались на территории Южного Крыма. Следы нижнемиоценового выветривания обнаружены на востоке Устюрта.

В связи с изменением биоклиматических условий в миоцене также меняется состав продуктов выветривания в зоне гумидных бореальных ландшафтов, занимавших наибольшую часть территории (рис. 41). Здесь широкое образование каолинита уступило место возникновению минералов группы гидрослюд, повысилась гипергенная устойчивость некоторых минералов, легко разрушавшихся в условиях гумидных жарких и теплых ландшафтов мезозоя и палеогена (щелочные полевые шпаты, обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота). Существенно уменьшились мощность коры выветривания и четкость дифференциации профиля на генетические горизонты.

Таким образом, миоцен, на протяжении которого совершается глубокое изменение условий выветривания и соответственно состава и строения коры выветривания, — своеобразный естественноисторический рубеж между древними эпохами и новейшим этапом гипергенеза.

## Глава 5. НОВЕЙШАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Продукты выветривания последнего, верхнеэоценово-четвертичного, этапа гипергенеза отличаются рядом особенностей от гипергенных образований предшествующего времени.

Это обусловлено глубоким изменением ландшафтно-геохимических условий. Распространяющееся с севера похолодание повлекло за собой контрастность термического режима и усиление циркуляционных процессов. В результате началось не только прогрессивное охлаждение гумидной зоны, но и резкое иссушение аридной области. Аридизация внутриконтинентальной территории усиливалась энергичным поднятием горных систем Центральной Азии. В плиоцене сокращаются площади морских бассейнов, резко увеличивается площадь суши, формируются горные сооружения Кавказа и Средней Азии. Появление новых горных барьеров обусловило возникновение фациально-климатических особенностей отдельных регионов. Постепенно возрастает роль сибирского антициклона.

В пределах СССР резко сокращаются и почти полностью исчезают ландшафтно-геохимические обстановки, в которых совершалось образование автоморфных кор выветривания на огромном отрезке геохимической истории от верхнего девона до начала неогена,— ландшафты обширных тропических и субтропических низменных заболоченных лесов, вечно влажных лесов, а также высокотермических теплоумеренных лесов с периодическим, но обильным увлажнением. Вместо них в гумидной зоне формируются ландшафты низкотермических лесов с морозным периодом, с относительно пониженной интенсивностью гипергенного преобразования горных пород и заторможенным биологическим круговоротом химических элементов. Хвойно-широколиственные леса в плиоцене эволюционируют в леса таежного типа (рис. 42).

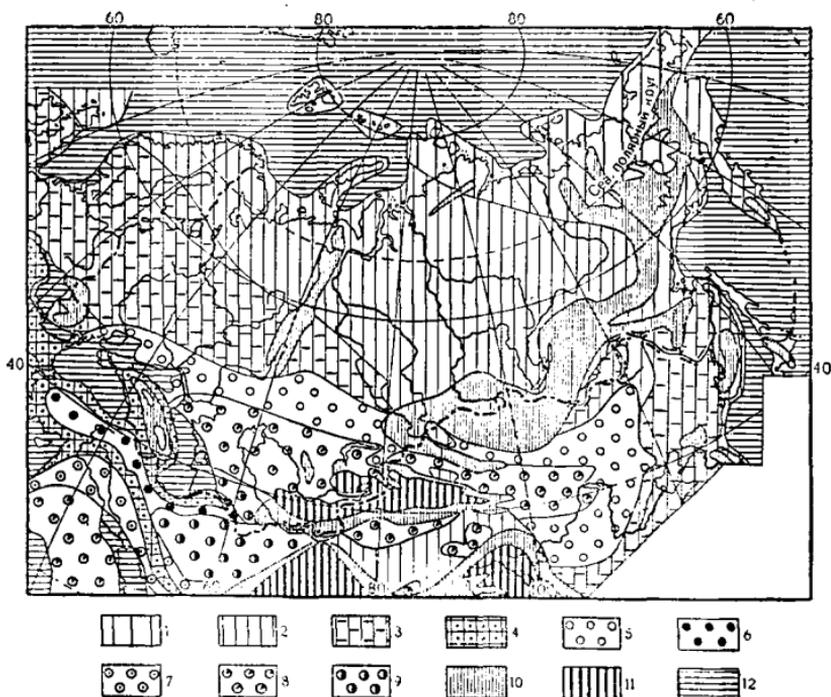


Рис. 42. Палеогеографическая схема СССР и смежных территорий для первой половины плиоцена (по данным В. М. Синицына, 1965):

1 — хвойные леса с участием широколиственных; 2 — смешанные хвойно-широколиственные леса обедненного состава; 3 — смешанные леса богатого состава с участием теплолюбивых форм; 4 — средиземноморская растительность современного типа; 5 — степи умеренного климата; 6 — саванностепи; 7 — тропические саванны; 8 — пустыни субтропического климата, переходные к умеренным; 9 — пустыни субтропические, близкие к тропическим; 10 — средневысотные плато и горы; 11 — высокие плато и горы (свыше 1500 м); 12 — море

Существенно изменяется характер гипергенеза на междуречных пространствах аридной и семиаридной областей, где в миоцене широко распространялся ранее отсутствовавший покров травянистой растительности. С этого времени качественно меняются условия гипергенеза в аридных ландшафтах. До миоцена биогенные факторы гипергенеза в аридной зоне проявлялись лишь на участках грунтового увлажнения.

В связи с усиливавшейся сухостью растительность прерии стала замещаться растительностью настоящих степей. Верхнемиоценовая гиппарионовая фауна, состоя-

шая из представителей ландшафтов саванн (гиппарионы, антилопы, мастодонты и динотерии, носороги, жирафы с короткой шеей, страусы, махайродус и гиены), также постепенно меняется. В конце плиоцена усиливается роль животных более аридных условий — верблюдов, страусов, роющих грызунов. Гиппарионы уступают место однопалой лошади.

Позже в связи с нарастающим похолоданием появляются тундровые и нивальные ландшафты, а вместе с тем новые, ранее отсутствовавшие процессы гипергенеза и соответствующие им совершенно особые продукты выветривания.

Для процессов новейшего гипергенеза особо важное значение имела нарастающая аридизация, процесс «великого остепнения», как образно называет его К. К. Марков (1960). Аридизация ландшафтных условий, выразившаяся в уменьшении атмосферного увлажнения и сокращении лесных биоценозов, обусловила энергичную эрозионно-аккумулятивную деятельность и переотложение рыхлых продуктов выветривания. Не менее важное значение для процессов новейшего этапа гипергенеза имело широкое развитие оледенений в четвертичном периоде, выветривание горных пород в нивально-тундровых условиях и перемещение огромных масс рыхлых отложений в результате ледниковых явлений. Переотложенные продукты выветривания вновь подвергались гипергенному преобразованию часто в совершенно иных ландшафтно-геохимических условиях по сравнению с обстановкой выветривания исходных горных пород.

В последнее время все отчетливее обнаруживаются явления ритмичности увлаженности материков северного полушария (Шнитников, 1957). По-видимому, с этим явлением, природа которого еще недостаточно изучена, связаны периодические смены периодов иссушения и относительно повышенного увлажнения на протяжении плиоцен-четвертичного времени.

В поясе умеренного климата это обнаруживалось в виде периодов связывания значительных масс воды в форме снежников и ледников и межледниковых периодов. В поясе жаркого климата происходило чередование плювиальных периодов и периодов иссушения. Исключение составляли лишь ландшафты вечно влажных тро-

пических лесов, где, по-видимому, подобные колебания климата не были выражены столь резко. Ледниковые, водно-ледниковые и аллювиальные процессы способствовали широкому развитию эрозионно-аккумулятивной деятельности и переотложению продуктов выветривания. Эпохи обводнения способствовали возникновению периодически существовавших супераквальных условий.

Существенный момент, определяющий отличие верхнеэоценово-четвертичной эпохи гипергенеза от более древних, — ее кратковременность. Если мезозойский гипергенез совершался на протяжении миллионов лет, то отдельные этапы новейшего гипергенеза измеряются тысячелетиями.

Поэтому коры выветривания плиоценово-четвертичного возраста и древних эпох существенно различны. Среди древних кор выветривания преимущественно распространены реликты мощного элювия с более или менее хорошо сохранившимся глубоко проработанным профилем. Продукты плиоценово-четвертичного гипергенеза обычно представлены не элювием, а различными видами переотложенной коры выветривания — широко распространенными континентальными отложениями. Следует отметить, что рыхлые континентальные отложения четвертичного возраста покрывают более 90% территории внетропической части северного полушария. Есть основания полагать, что аналогичное положение существует и на южном полушарии.

Изучение переотложенных кор выветривания очень сложно. В их разнородной минеральной массе необходимо выделять компоненты различного генезиса — остаточные минералы исходных пород, гипергенные минералы, возникшие при выветривании исходных пород *in situ* (на месте), новообразования, появившиеся при гипергенезе переотложенной массы. Однако, несмотря на большие трудности, изучение плиоценово-четвертичных отложений как гипергенных образований имеет большое теоретическое и практическое значение для геолого-поисковых и инженерно-геологических работ, для почвоведения и агрономии.

На территории СССР весьма распространены четвертичные отложения, генезис которых связан с ледниковой деятельностью. Закономерности формирования их состава

ва можно понять, лишь выяснив особенности гипергенеза в исходной области великих европейских оледенений. С этой целью мы познакомимся с продуктами нивального выветривания в одном из районов этой области — на Кольском полуострове.

Изменение характера гипергенеза в условиях постепенного перехода от мезозойско-палеогенового этапа гипергенеза к этапу формирования новейшей коры выветривания можно проследить на примере Крыма.

### КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КРЫМА

С конца верхнего мела южная часть современного Крымского полуострова вступила в этап континентального развития. На протяжении третичного и четвертичного периодов область суши то резко сокращалась до сравнительно небольшого Таврического острова, то увеличивалась больше современных очертаний Крыма и смыкалась с территорией Русской равнины (рис. 43).

Длительное существование континентального режима сопровождалось широким развитием процессов выветривания. Изменение географических условий определенным образом отразилось на составе продуктов выветривания, в результате чего они резко различаются между собой по составу и внешнему облику.

Наиболее древние элементы рельефа Крыма — плоские вершины массивов Главной гряды Крымских гор. Они сложены плотными известняками верхнеюрского возраста. Нагорные плато (яйлы), ограниченные крутыми, часто обрывистыми склонами, представляют собой остатки древней ровной поверхности, поднятой в результате новейших тектонических движений. Плоская поверхность нагорий нарушается разнообразными формами древнего карста — котловинами, воронками, колодцами и шахтами.

Особенности морфологии нагорных плато Главной гряды позволяют предполагать, что здесь могут сохраниться следы древних процессов гипергенеза. Еще в начале этого века на плоских вершинах Главной гряды были обнаружены красные глины, приуроченные к формам древнего карста и покрывающие отдельные участки яйл сплошным слоем мощностью до 1 м. Сверху красные глины покрыты четвертичными пролювиально-делюви-

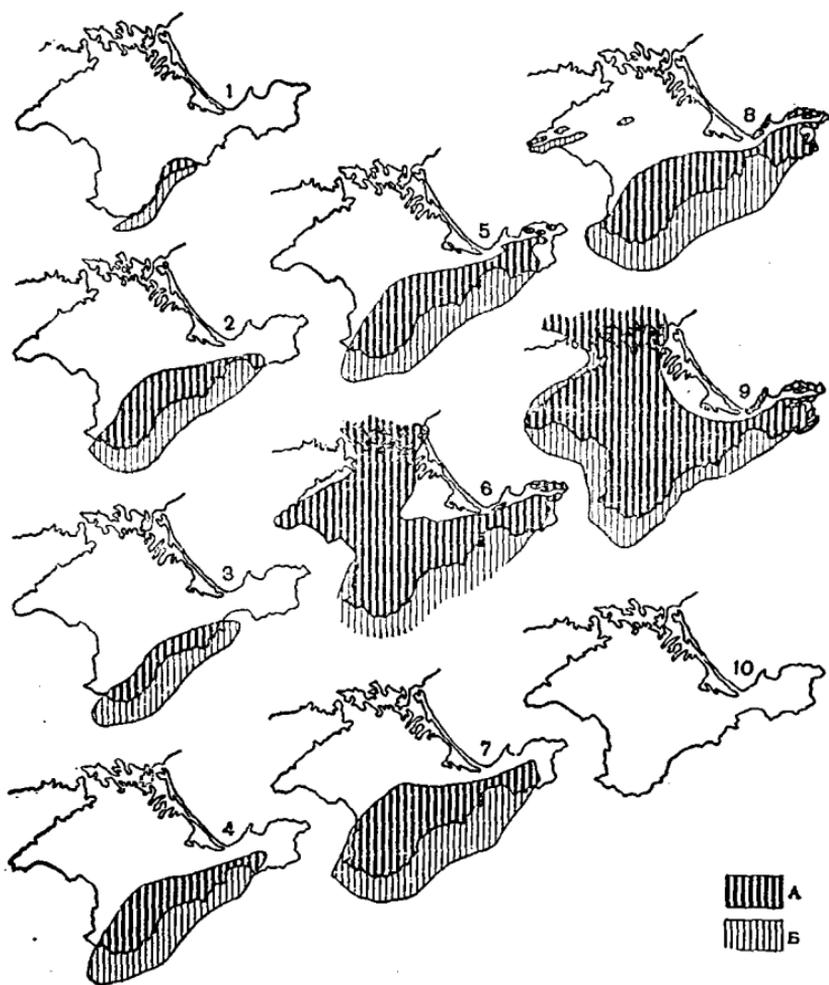


Рис. 43. Изменение границ суши Крыма на протяжении геологической истории (А — в пределах современной суши, Б — под современным уровнем моря):

1 — верхний мел (турон); 2 — средний миоцен (караганское время); 3 — нижнесарматское время; 4 — среднесарматское время; 5 — верхнесарматское время; 6 — нижнемоготичское время; 7 — верхнемоготичское время; 8 — нижний плиоцен (понтическое время); 9 — средний плиоцен; 10 — современные очертания Крымского полуострова

альными отложениями, на которых формируются горно-луговые почвы.

Геоморфологические условия, способствующие сохранению продуктов выветривания, древний возраст плоских поверхностей вершин располагают к тому, чтобы рассматривать красные глины как элювий, остаточную кору выветривания известняков. Однако уже первые исследователи красноцветных отложений яйл не обнаружили признаков элювиальности этих глин и отметили отсутствие постепенного перехода от известняка к его предполагаемому элювию — красным глинам (Михайловская, 1930).

Резкая граница между красноцветными образованиями и подстилающими известняками характерна не только для отложений яйл, но и для других разновидностей. На участках распространения красноцветов по Южному берегу повсюду наблюдается однотипная картина — красноцветные отложения налегают с резким контактом на известняки, причем в красноцветной толще нередко содержатся обломки совершенно свежих известняков.

Несколько сложнее отношения у красноцветных образований с коренными известняками на Тарханкутском полуострове. В этом районе красноцветный материал лишь местами сохранился в виде отложений, а большей частью распределяется по трещинам и полостям сильно корродированной верхней части толщи сарматских известняков. При визуальном изучении красноцветов Тарханкута создается впечатление об их элювиальной природе. Однако при исследовании материала под биноклем и микроскопом в шлифах с ненарушенной структурой видно, что участки совершенно свежего известняка четко контактируют с красноцветной массой, которая выполняет каверны, без следов какого-либо постепенного перехода.

Как бы широко ни были распространены в Крыму красноцветы на известняках, они встречаются и на других породах. На Южном берегу известны красноцветные образования на изверженных породах. Их изучение показало, что это типичная автоморфная кора выветривания, аналогичная подобным образованиям мезозоя и палеогена.

При сопоставлении химического состава различных типов красноцветов Крыма (пересчитанного на бескар-

бонатное, безгумусное, абсолютно сухое вещество) мы обнаруживаем их большое сходство. Содержание основных компонентов следующее:  $\text{SiO}_2$  около 60% (51,39—62,74),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  порядка 20% (11,85—24,32),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  несколько меньше 10% (6,00—12,30). Количество химически связанной воды колеблется в значительных пределах<sup>1</sup>, но обычно составляет 5—7%. Щелочи (главным образом калий) и щелочные земли (магний и кальций) имеют подчиненное значение, хотя отмечаются в каждом анализе.

Сходство химического состава различных типов красноцветных образований Крыма отчетливо заметно на графике содержания основных компонентов (рис. 44).

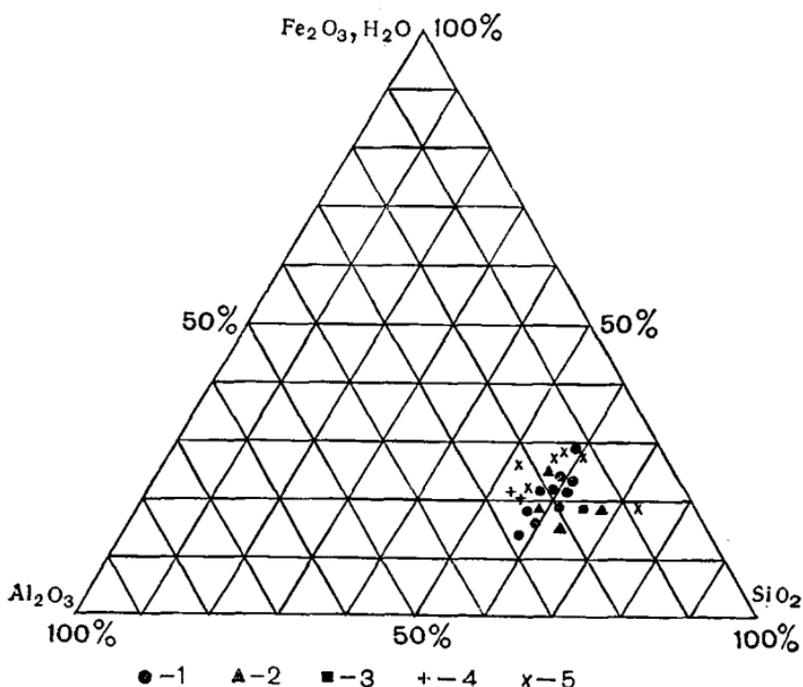


Рис. 44. Химический состав красноцветов Крыма:

- 1 — красный псевдоэлювий (*terra rossa*) на неогеновых известняках Тарханкутского полуострова; 2 — красная глина на верхнеюрских известняках нагорных плато Главной гряды; 3 — красная глина из карстовых пещер; 4 — красный элювий диорит-порфиритов; 5 — красные глины на известняках Южного берега (массандровская толща)

<sup>1</sup> Отчасти это связано с неодинаковыми методами определения и расчета.

Особенно интересны для выяснения генезиса красноцветных образований результаты их минералогического изучения (табл. 14).

Обломочная часть ранее отмеченных типов красноцветов заметно различается. Так, в грубообломочной части terra rossa Тарханкута резко преобладают неокатанные обломки местных известняков, в таврских глинах — хорошо окатанные обломки известняков горного Крыма, в красных глинах яйл — обломки жильного молочно-белого кварца. Среди песчаных частиц во всех типах красноцветов в значительном количестве присутствуют кварц, а также железо-марганцевые агрегаты и стяжения. Характерно ничтожное количество полевых шпатов, среди которых встречаются обычно калиевые.

Следует обратить внимание на то, что среди песчаных частиц красных глин нагорных плато и древнего делювия остаточной коры выветривания порфиритов присутствуют обломки сильно выветрившихся силикатных пород, сложенные тонкочешуйчатыми скоплениями гидрослюд и галлуазита.

Содержание минералов с удельным весом более 2,9 в песчаных фракциях обычно равно 2—3% от веса гранулометрической фракции. Исключение составляет обломочная часть красноцветных образований Тарханкутского полуострова, сильно обогащенная баритом, в результате чего на сумму тяжелых минералов приходится почти половина веса фракции (0,10—0,25 мм). В других разновидностях красноцветных образований в составе тяжелых минералов песчаных фракций преобладают агрегаты гидроокислов железа.

Однако песчаные фракции содержатся в подчиненном количестве (2—3% от веса красноцветов) и существенного значения в вещественном составе этих образований не имеют (рис. 45). Значительно больше алевритовых частиц. В алевритовой фракции (0,01—0,10 мм) появляются в большом количестве глинисто-сланцевые агрегаты и за их счет понижается процент кварца, хотя абсолютное содержание этого минерала в красноцветах связано главным образом именно с алевритовой фракцией.

В тяжелой фракции присутствуют устойчивые минералы (ильменит, циркон, турмалин, дистен, гранат, ставролит, рутил и др.), а в красноцветах на известняках в большом количестве содержится барит.

Минеральный состав обломочной части красноцветных образований Крыма,  
% от числа эзерн фракции

Компоненты	Величина частиц, мм								
	>5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,01	0,01-0,001
Образец 65—3*									
Содержание частиц, % от суммы всех фракций . . . . .	4,72	2,49	1,52	1,05	0,72	0,74	1,50	24,08	36,95
Кварц . . . . .	100	87	79	79	46	62	61	55	10
Обломки выветренных пород . . . . .	—	13	15	5	15	—	—	—	—
Обломки сланцев . . . . .	—	—	9	4	ед. 3	—	—	—	—
Железо-марганцевые конкреции . . . . .	—	—	—	9	13	11	13	5	—
Глинисто-слюдистые агрегаты . . . . .	—	—	—	—	23	27	26	40	90
Сумма тяжелых мине- ралов . . . . .	—	—	—	2,7	3,5	3,0	1,9	0,2	—
Образец 65—4**									
Содержание частиц, % от суммы всех фракций . . . . .	0,45	0,69	0,65	0,39	0,3	0,20	0,63	25,78	36,50

\* Красные глины, залегающие на закарстованной поверхности верхнеюрских известняков плато Сев. Демерджи.  
\*\* Красные суглинки таврской свиты, береговой обрыв, 5 км к югу от пос. Николаевка.

Компоненты	Величина частиц, мм									
	> 5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,01	0,01—0,001	
Кварц . . . . .	50	81	83	64	68	65	77	58	5	
Обломки известняков	50	13	16	25	23	17	ед. 3	ед. 3	—	
Железо-марганцевые агрегаты . . . . .	—	6	1	11	7	16	21	ед. 3	—	
Глинисто-слиудистые агрегаты . . . . .	—	—	—	—	—	—	ед. 3	42	95	
Сумма тяжелых минералов . . . . .	—	—	—	1,8	2	≤ 2	1,6	0,4	—	
Образец 65—1***										
Содержание частиц, % от суммы всех фракций . . . . .	3,00	4,52	1,82	1,07	0,38	0,11	0,23	13,05	16,57	
Кварц . . . . .	8	4	2	0,5	4	14	21	10	2	
Обломки известняков	92	95	97	98,5	92	72	21	ед. 3	—	
Железо-марганцевые агрегаты . . . . .	—	1	1	1	1	9	10	ед. 3	—	
Глинистые агрегаты	—	—	—	—	—	—	—	86	98	
Сумма тяжелых минералов . . . . .	—	—	—	—	3,1	9,3	47,8	4	—	

\*\*\* Красный псевдоэлювий на сарматских известняках Гарханкута, д. Оленевка.

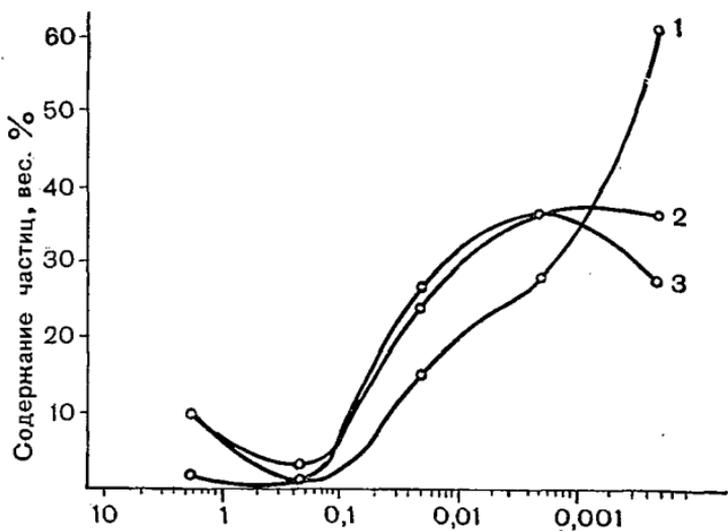


Рис. 45. Кривые гранулометрического состава распространенных разновидностей красцветов Крыма:

1 — красцветный псевдоэлювий на сарматских известняках Тарханкутского полуострова; 2 — красные глины нагорного плато Сев. Демерджи; 3 — красные суглинки таврской свиты

Особый интерес представляет состав тонкодисперсной части красцветов Крыма, для выяснения которого были предприняты специальные исследования (рис. 46, 47). Среди тонкодисперсных силикатов доминируют гидрослюдистые, частично смешаннослойные минералы, в виде примеси присутствуют минералы группы каолинита-галлуазита. Наибольшее количество примесей характерно для тонкодисперсной части аллювиально-пролювиальных отложений таврской свиты.

О соотношении минералов в тонкодисперсной фракции красцветных образований можно судить по электронно-микроскопическим фотографиям, на которых хорошо видно, что основную массу фракции составляют мелкие пластинки минералов группы гидрослюды-монтмориллонита, среди которых встречаются единичные палочковидные кристаллы галлуазита. Преобладание минералов группы гидрослюды обуславливает во всех типах красцветов близкую величину емкости поглощения фракции  $>0,001$  мм, обычно равную 40—55 мг·эков на

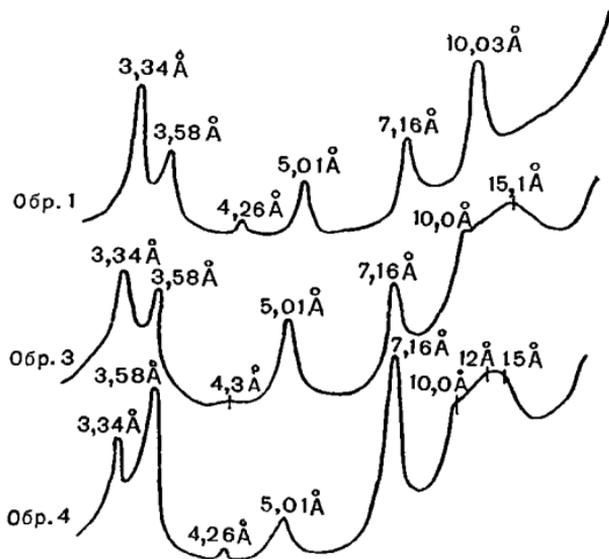


Рис. 46. Кривые дифрактометрического анализа фракции менее 0,001 мм красноцветных образований Крыма. Обр. 1 — псевдоэлювий на сарматских известняках Тарханкута; обр. 3 — красные глины плато Сев. Демерджи; обр. 4 — красные суглинки таврской овиты

100 г абс. сухой навески. При кристаллооптических исследованиях тонкодисперсных силикатов ясно различаются преобладающие гидрослюдисто-смешаннослойные минералы, имеющие красный цвет и высокое светопреломление, и белые или светло-серые минералы группы галлуазита (табл. 15). Повышенное светопреломление и красный цвет гидрослюдистых минералов, по-видимому, определяются значительным количеством окисного железа в их составе.

Подводя итоги, особо следует отметить поразительное сходство минерального состава всех разновидностей красноцветных образований Крыма. Различия в составе проявляются преимущественно среди частиц крупнее 0,1 мм, содержащихся в подчиненном количестве. Основную массу (около 90% по весу) всех разновидностей красноцветов слагают частицы менее 0,1 мм. Преобладающими минералами, составляющими более 50% массы красноцветов, являются тонкодисперсные силикаты гид-

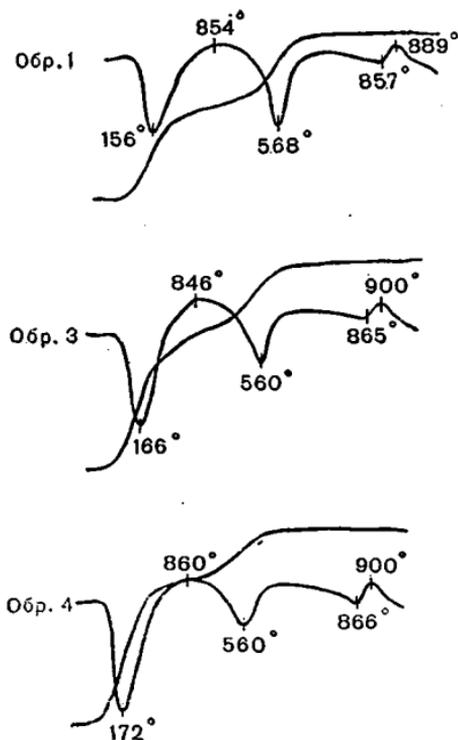


Рис. 47. Кривые нагревания фракции менее 0,001 мм красноцветных образований Крыма (обозначения см. на рис. 46)

рослюдисто-монтмориллонитовой группы. Они-то и обуславливают основные черты химического состава красноцветов Крыма.

Важный компонент красноцветов — кварц, основную часть которого составляют частицы 0,01—0,10 мм. Во фракции 0,01—0,001 мм содержание кварца резко снижается (за счет увеличения агрегатов тонкодисперсных минералов), а во фракции менее 0,001 мм — крайне незначительно. Поэтому соотношение фракций 0,01—0,1 мм и менее 0,01 мм определяет некоторые колебания химического состава красноцветных образований. Это хорошо видно из сопоставления химического состава общей массы красноцветов и их основных фракций (табл. 16).

**Светопреломление тонкодисперсных силикатов  
из красноцветных отложений Крыма**

Объект исследования	Ng'	Nm	Np'	Ng' — Np'
Тегга гossa на сарматских известняках Тарханкута (фракция < 0,001 мм) . .	1,593	1,590	1,572	0,018
Глины таврской свиты (фракция < 0,001 мм) . .	1,582	1,580	1,561	0,021
Красные глины плато Сев. Демерджи (фракция < 0,001 мм) . .	1,595	1,593	1,572	0,023
белые скопления (обломки выветренных пород) . .	1,549	1,546	1,540	0,009
Красные глины мыса Мартыан (фракция < 0,001 мм) . .	1,593	1,591	1,570	0,023
Остаточная элювиальная кора выветривания порфиров партенитского массива (фракция < 0,001 мм) . .	1,591	1,589	1,572	0,019
белые обособления в коре выветривания . . . . .	1,552	1,550	1,545	0,007

Таблица 16

**Химический состав красноцветных отложений плато  
Сев. Демерджи и их фракций  
(аналитик А. Н. Поляков)**

Объект исследования	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	п. л. п.	Сумма	Гигроскопическая вода	CaCO <sub>3</sub>
	% безгумусного и бескарбонатного вещества									% абсолютного сухого вещества	
Исходный образец	70,97	13,45	7,82	—	1,90	1,04	0,17	3,27	99,68	3,84	7,57
Фракция 0,1—0,01 мм	75,04	10,34	6,21	0,15	0,58	1,52	0,21	3,94	98,06	1,74	—
Фракция 0,001 мм	51,61	25,12	10,74	0,81	1,97	1,21	0,19	7,00	98,02	5,13	—

Не только основные черты химического состава, но и важнейшие свойства красноцветных образований определяются преобладающими компонентами — тонкодисперсными железистыми силикатами гидрослюдисто-монтмориллонитовой группы. Именно этими минералами, а не свободными гидроокислами железа, как считали раньше, обусловлен характерный морфологический признак (их окраска), объединяющий все разновидности красноцветов.

В результате спектрофотометрического анализа установлено, что окраска красноцветов, обусловленная поглощением световых волн в коротковолновой части спектра, находится в прямой зависимости от содержания тонкодисперсных силикатов. Поглощение световых волн фракциями 0,10—0,25 мм и 0,25—0,5 мм, содержащими наибольшее количество минералов группы гидроокислов железа (10—20%), заметно отличается от поглощения света красноцветами в целом и их тонкодисперсной фракцией (рис. 48).

Следует подчеркнуть, что в красноцветах Крыма содержится весьма небольшое количество подвижного железа, извлекаемого однонормальной соляной кислотой. Наименьшее количество подвижного железа обнаружено в аллювиально-пролювиальных отложениях таврской свиты (0,2%), наибольшее — в красноцветных глинах Демерджи-яйлы (0,8%), несколько меньше — в остаточной коре выветривания порфиринов (0,6%).

Итак, основными компонентами различных типов красноцветов Крыма являются тонкодисперсные силикаты гидрослюдисто-монтмориллонитового типа с примесью минералов группы галлуазита, а среди обломочных частиц — кварц. Нетрудно заметить, что эти минералы соответствуют составу типичной коры выветривания кристаллических пород, повсеместно формировавшейся на протяжении мезозоя и палеогена на территории СССР. Среди акцессорных минералов-красноцветов присутствуют высокоустойчивые формы, которые обычно сохранялись в мезозойско-палеогеновой коре выветривания, — циркон, ильменит, дистен, ставролит, гранат и др.

Каков же генезис этого материала?

Наиболее распространены в Крыму красноцветные образования, залегающие на известняках.

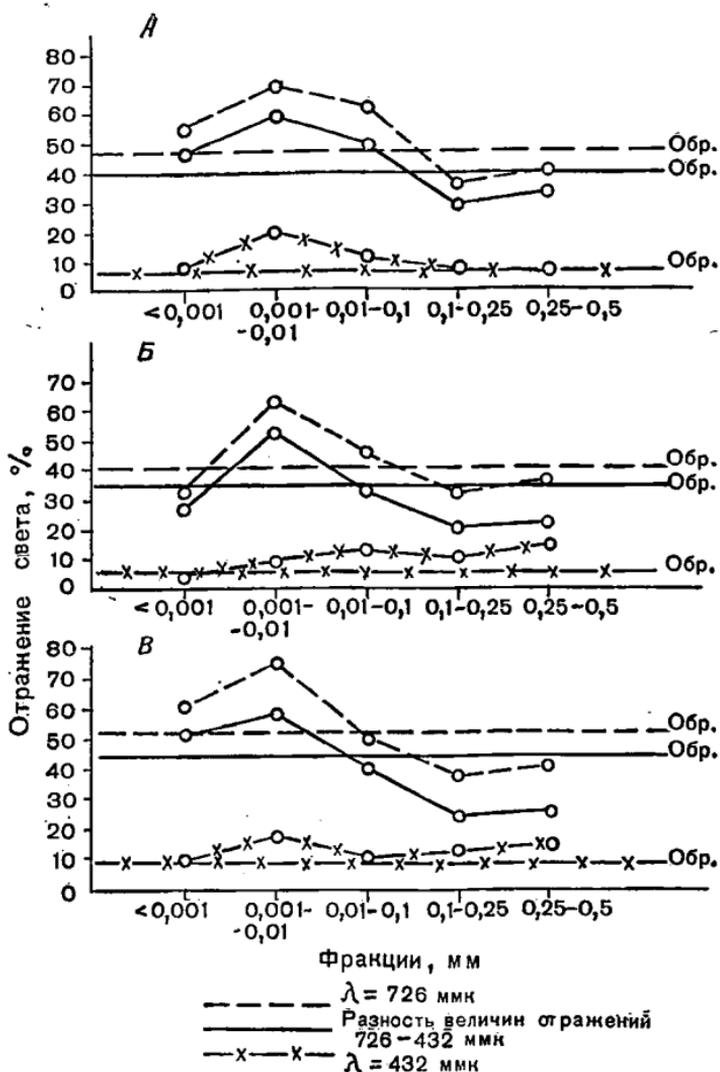


Рис. 48. Степень отражения световых волн различными фракциями красноцветов Крыма. Горизонтальные линии — отражение соответствующих световых волн исходными образцами: А — красные глины массандровской свиты; Б — красные глины плато Сев. Демерджи; В — красные суглинки таврской свиты

Современные процессы выветривания вряд ли принимают участие в формировании красноцветов за счет из-

вестняков, так как эти образования находятся в самых различных ландшафтно-геохимических и физико-химических условиях. Так, например, красные глины яйл располагаются в условиях кислой среды, рН водной вытяжки 4,9—5,2. Здесь распространены новообразования гидроксидов железа и марганца. Красноцветы на известняках Южного берега Крыма имеют рН 6,0—7,1, а на сарматских известняках Тарханкутского полуострова рН 8,0—8,5. Трудно представить, чтобы процессы, совершающиеся в столь различных условиях, приводили к образованию однотипных продуктов выветривания.

Проведенные исследования показали отсутствие генетической связи между микроэлементарным составом красноцветных образований и подстилающих известняков. Известняки обладают совершенно особой ассоциацией рассеянных химических элементов (табл. 17).

Таблица 1

Содержание рассеянных химических элементов в основных компонентах красноцветов и подстилающих известняках Крыма  
(в  $1 \cdot 10^{-3} \%$ )

Компоненты	Tl	Mn	V	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Sn	Be	Ga	Zr	Sr
Частицы <0,001 мм	183	8	4	2	3	1	4	11	1	0,1	0,1	3	2	2
Кварц из красноцветов	7	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Подстилающие известняки	6	14	—	—	—	—	1	4	0,7	—	—	—	—	38

Примечание. В отдельных образцах фракции меньше 0,001 мм обнаружены Sc, Y, Yb, Ge, В, а в единичных образцах известняков — Nb, Ag, В, Ni и Со.

Микроэлементарный состав красноцветов в основном определяется содержанием рассеянных элементов в тонкодисперсной массе. Кварц — второй по значению компонент красноцветных образований — содержит эти элементы в ничтожном количестве, слабо влияющем на общий баланс.

Большой интерес для выяснения генезиса красноцветных образований Крыма представляет их соотношение с

коренными породами. При самом тщательном изучении шлифов с ненарушенной структурой, изготовленных из красноцветов, залегающих на известняках, не удалось обнаружить следов постепенного образования тонкодисперсных силикатов при выветривании известняка. Во всех случаях наблюдается реакционное осаждение красной тонкодисперсной массы, скоагулированной в процессе корродирования известняков.

В то же время все стадии образования тонкодисперсных минералов отчетливо прослеживаются по разрезу остаточной коры выветривания на изверженных породах Южного берега. Под микроскопом хорошо видно, как в результате гипергенного преобразования гипогенных силикатов (плагноклазов, пироксенов, амфиболов, слюд) возникали минералы группы гидрослюд и гидрохлоритов, которые в дальнейшем замещались тонкодисперсной массой с преобладанием железистых гидрослюд. Характерная особенность остаточной коры выветривания порфиритов Южного берега Крыма — наличие метакинематических микротекстур красных железистых гидрослюдисто-смешаннослойных минералов. Эти факты свидетельствуют о формировании красноцветного элювия в условиях, в которых образовывались коры выветривания мезозоя и палеогена. Изложенные данные позволяют сделать вывод, что образование минерального состава красноцветов происходило за счет выветривания силикатных пород.

Как же объяснить несомненно существующую пространственную связь красноцветных образований и известняков? Это явление известно не только в Крыму, но и в других районах и особенно типично для территории Средиземноморья. Красноцветные продукты выветривания, залегающие на поверхности известняков (обычно в большей или меньшей степени закарстованных), получили в Западной Европе название *terra rossa*. Итоги изучения средиземноморских красноцветов были обобщены Э. Бланком (Blanc, 1930). В последнее время вновь усилился интерес к генезису *terra rossa* в связи с тем, что этот вопрос имеет важное значение для поисков бокситов в Венгрии, Югославии, Франции и других странах (Vadasz, 1956). Были высказаны различные предположения о генезисе этих красноцветов, в частности взгляд на *terra rossa* как на элювий известняков, продукт их рас-

творения. Эта гипотеза, изложенная в 1853 г. австрийским геологом Ф. Циппе, пользуется широкой популярностью до сих пор.

Выводы по генезису красноцветных образований Крыма как элювия известняков до сих пор базировались преимущественно на данных химического анализа. Минералогические исследования проводились лишь на песчаных фракциях, которые, как показано выше, имеют сугубо подчиненное значение в составе красноцветов. Поскольку важнейшая, тонкодисперсная часть *terra rossa* не подвергалась специальному минералогическому изучению, то она рассматривалась как смесь гелей окислов кремния, железа и алюминия, освободившихся при выветривании (растворении) известняков. Красный цвет *terra rossa* и подобных образований связывали с наличием свободных гидроокислов железа (Клепинин, 1915; Виленский, 1926; Антипов-Каратаев и Прасолов, 1932; Гладцин и Дзенс-Литовская, 1938).

Установление закономерностей минерального состава и микроморфологии красноцветов Крыма позволяет утверждать, что в составе *terra rossa*, как и других типов красноцветов, преобладают не аморфные гели кремнекислоты и трехвалентных окислов, а вполне определенные гипергенные силикаты. Эти минералы отсутствуют в известняках, подстилающих *terra rossa*, и, по-видимому, являются продуктом выветривания изверженных пород.

Значение известняков для формирования красноцветов типа *terra rossa* очень велико, но не как исходной породы, а как мощного геохимического барьера, коагулирующего взвеси глинистых минералов из вод, растворяющих известняки. Поэтому карстовые формы часто сопровождаются накоплением глинистого материала, а воды, фильтрующиеся через известняки, обычно отличаются высокой прозрачностью.

Процесс формирования переотложенных красноцветов и исходной коры выветривания представляется в следующем виде.

Образование интрузивных массивов Южного берега относится к среднеюрскому времени. В настоящее время нет данных, на основании которых можно определенно установить время начала выветривания этих массивов. Можно лишь отметить, что с верхнего мела южная часть Крыма была сушей. При этом ее наиболее возвышенная

часть располагалась южнее современной береговой линии. Как следует из геологических данных, с территории, ныне погруженной под уровень моря, интенсивно сносятся материал нижнемеловых отложений. Здесь же предполагают расположение основной массы магматических пород Крымского антиклинория (Муратов, 1960). Развивавшаяся на протяжении миллионов лет эрозия в какой-то момент вскрыла изверженные породы и положила начало процессам их гипергенного преобразования.

Ландшафтные условия Крыма на протяжении палеогена были довольно сходны с условиями современных влажных субтропиков. Процессы гипергенеза сопровождались глубоким преобразованием исходных горных пород. В изверженных породах разрушались все минералы, кроме кварца и некоторых акцессориев, и образовывались в чрезвычайно большом количестве тонкодисперсные гипергенные силикаты. Реликты древней остаточной коры выветривания местами сохранились на массивах изверженных пород Южного берега.

Карбонатные породы в это время подвергались интенсивному растворению с образованием мощных карстовых форм. Так как верхнеюрские известняки современных нагорных плато располагались в пониженной северной части Таврического острова, а основные массивы выветривающихся изверженных пород находились в южной, более приподнятой части, то продукты эрозии древней коры выветривания отлагались в виде красных глин на закарстованной поверхности известняков. По-видимому, расстояние переноса было не слишком большим, так как в массе красных глин яйл встречаются не только крупные обломки жильного кварца, но даже мелкие обломки выветренных пород.

Процессу переотложения способствовали тектонические колебания, а также аридизация ландшафтных условий, начавшаяся во второй половине миоцена. Если в начале миоцена в Крыму господствовали условия влажных субтропиков с равномерно распределяющимися годовыми осадками в количестве около 1500 мм, то в конце миоцена были распространены ландшафты переменного влажного климата, по-видимому типа современных саванн.

В начале плиоцена (в конце понтического века) была поднята территория Горного Крыма. Отдельные участ-

ки древней поверхности сохранились в виде нагорных плато. Подъем сопровождался интенсивным размывом красных глин, остатки которых до сих пор залегают на поверхности нагорных плато. Таким образом, материал древней коры выветривания был вторично переотложен, войдя в состав аллювиально-пролювиальных псевдоэлювиальных образований (terga rossa) Тарханкутского полуострова и Южного берега. Возможно, что при переотложении продуктов выветривания наиболее подвижные химические соединения были вынесены за пределы суши и вошли в состав железных руд Керченского полуострова.

Изменение ландшафтных условий в сторону аридизации, начавшееся в миоцене, усилилось к концу плиоцена. Эпигенетическое преобразование отложений таврской свиты осуществлялось частично в ландшафте сухих степей междуречий. Степные травы были представлены бобовыми, сложноцветными, зонтичными. На междуречных пространствах обитали одnogорбые верблюды, различные степные грызуны, гены, страусы. В долинах рек в это время существовали леса, состоявшие из листопадных деревьев с примесью хвойных, а также некоторых субтропических растений. Они были населены мастодонтами, бобрами, медведями, оленями и др.

Аридизация ландшафтных условий в неогене вызвала соответствующее изменение процессов гипергенеза. Прекратилась характерная для палеогенового гипергенеза массовая перестройка кристаллохимической структуры гипогенных силикатов, сопровождавшаяся энергичной миграцией ионов с большим радиусом и образованием огромного количества глинистых минералов. Вместо этого получили широкое развитие карбонатные новообразования, возникновение которых сопровождалось явлениями гипергенного метасоматоза. Эпигенетическое преобразование переотложенных красноцветных продуктов древнего выветривания в условиях степных междуречий способствовало прочной агрегированности тонкодисперсных частиц в результате насыщения их кальцием. Такой характер гипергенных процессов уменьшал подвижность многих химических элементов. Лишь в обстановке периодически существовавших супераквальных условий происходило перераспределение железа, марганца и некоторых других элементов. Здесь наряду с более крупными

конкрециями кальцита в результате испарительной концентрации происходила кристаллизация сульфатов — гипса, барита, целестина. На участках периодического дефицита кислорода возникали железо-марганцевые конкреции.

Особенно интенсивное образование водородных карбонатных скоплений происходило к югу от Главной гряды, где хорошо сохранились остатки мощной плиоценовой карбонатной коры типа каличе. Карбонатная кора представлена здесь массивными скоплениями криптокристаллического кальцита, образующего крупные желваки и глыбообразные массы. Часто кора имеет брекчиевидную текстуру, цементируя обломки верхнеюрских известняков. В тех случаях, когда карбонатные новообразования развиваются по переотложенной красноцветной коре выветривания, они приобретают более или менее заметный красный оттенок.

Мнение некоторых геологов (Муратов, 1960) о том, что красный цвет карбонатные новообразования приобрели в результате выветривания, ошибочны. Под микроскопом ясно наблюдается, что красные дисперсные силикаты прочно скоагулированы и занимают мелкие межзерновые пространства, будучи механически захваченными карбонатными новообразованиями.

Карбонатная кора обладает метаколлоидной микротекстурой и криптокристаллической структурой. Состав карбонатов чисто кальцитовый. В шлифах отчетливо видно отличие микроморфологии новообразованной кальцитовой массы от сцементированных ею обломков юрских известняков.

К северу от Крымских гор гипергенные карбонатные скопления распространены значительно меньше. Они обычно приурочены к плиоценово-нижнечетвертичным галечникам, окаймляющим предгорья Крыма с севера и северо-запада. Как показали последние исследования (Лысенко, 1965), эти галечники представляют собой огромные конусы выноса временных водотоков.

Образование плиоценовой карбонатной коры Крыма, по-видимому, связано с быстрым иссяканием в сухих и жарких условиях поверхностных и грунтовых вод, поступавших с Крымских гор. Возраст карбонатной коры определяется приуроченностью ее к древним эрозионным ложбинам Южного берега, образование которых

произошло до поднятий, в самом конце верхнего плиоцена.

Верхнеплиоценовые карбонатные коры Южного берега Крыма весьма напоминают аналогичные образования, широко распространенные в плиоценово-нижнечетвертичное время в ряде сухих районов субтропиков, и в частности в Средиземноморье. Карбонатная кора в этой области, обнаруженная впервые сто лет назад в Египте и Палестине, на протяжении последних лет установлена в Сирии, Алжире, Марокко, Испании, на юге Франции и в Греции.

Таким образом, общность ландшафтно-геохимических условий Южного берега Крыма и области сухого Средиземноморья, характерная для настоящего времени, была заложена уже в верхнем неогене.

Третий этап гипергенеза на территории Крыма охватывает большую часть четвертичного периода. В это время происходит образование различных типов покровных отложений, на которых сформированы современные почвы. Четвертичные отложения, так же как и красные отложения неогена, представляют собой сложный продукт гипергенеза.

Гранулометрический состав четвертичных отложений заметно отличается от состава переотложенных продуктов древнего выветривания преобладанием алевритовой и подчиненным содержанием тонкодисперсной части (рис. 49). Как отмечено Е. В. Львовой, древнечетвертичные отложения содержат относительно больше тонкодисперсных частиц. В алевритовой части четвертичных отложений в наибольшем количестве содержится кварц, наряду с которым присутствуют полевые шпаты. Содержание кварца особенно велико в покровных отложениях нагорных плато. Минералы с удельным весом более 2,9 составляют 1—2%. Среди них преобладают весьма устойчивые (ильменит, силлиманит, дистен, циркон, рутил и др.), хотя присутствуют и менее устойчивые минералы группы эпидота и роговая обманка.

В тонкодисперсной части четвертичных отложений в наибольшем количестве присутствуют гидрослюдистые смешаннослойные минералы бурого цвета. Светопреломление гидрослюдов из маломощных четвертичных отложений плато Сев. Демерджи:  $N_m = 1,572$ ;  $N_g' - N_p = 0,022$ . В лёссовидных отложениях равнинного Крыма оно не-

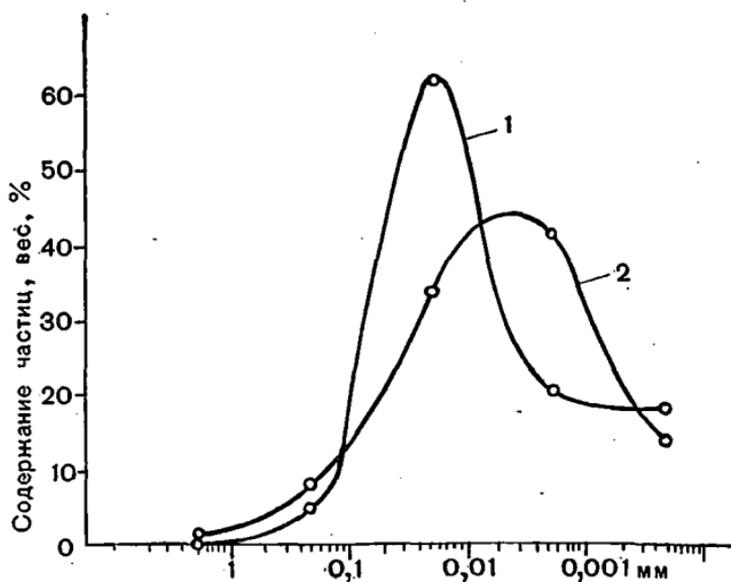


Рис. 49. Кривые гранулометрического состава некоторых типов четвертичных отложений Крыма

сколькo меньше:  $Nm = 1,557 - 1,561$ . В. А. Супрычевым (1965) установлено, что в тонкодисперсных гидрослюдах из четвертичных отложений Крыма 70—75% ионов щелочей замещено гидроксидом.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что обломочные и тонкодисперсные компоненты четвертичных отложений представлены преимущественно продуктами гипергенеза, испытавшими длительное перемещение.

В зависимости от ландшафтно-геохимической обстановки, в которой происходит эпигенетическое преобразование четвертичных отложений, в них присутствуют различные гипергенные новообразования. Для большей части Крыма характерны аридные условия. Здесь в четвертичных отложениях возникают мелкие кальцитовые и гипсовые новообразования. В супераквальных ландшафтно-геохимических условиях Степного Крыма происходит образование минералов характерной хлоридно-сульфатной ассоциации (тенардит, астраханит, эпсомит, галит). В условиях гумидных ландшафтов горных лесов и яйл фор-

Характерные гипергенные новообразования	Древняя элювиальная кора выветривания		Новейшая кора выветривания	
	Палеоген — часть миоцена (гипергенез в условиях постоянно влажных субтропических лесов) колеев этапа условия переменно влажных субтропиков (типа саванн)	Плиоцен — начало четвертичного периода (члвргенез в условиях степей с широким развитием периодических суперанвальных явлений)	Четвертичный период — формирование покровных и лесовых отложений	Средне-верхне-четвертичных врем (гипергенез в условиях близких к современным ландшафтам Крыма)
Гидрохлориты				
Гидрослюды				
Каолинит				
Галлуазит				
Гидрогематит				
Гидрогётит				
Псиломелан-вад				
Нальцит				
Барит				
Целестин				
Гипс				
Эпсомит				
Тенардит				
Астраханит				
Галит				
Формирование terra rossa				

Рис. 50. Схема эволюции гипергенеза Крыма на протяжении кайнозоя

мируются мелкие железистые и органожелезистые стяжения вытянутой формы. Железистые новообразования часто инкрустируют поры в отложениях нагорных плато. Здесь иногда обнаруживаются мелкие кристаллы вевелита и кальцита, образующиеся за счет кальция, освобождающегося при разрушении растительных остатков.

Схематически эволюция гипергенеза территории Крыма на протяжении кайнозоя представлена на рис. 50.

## КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

**Остаточная нивальная кора выветривания.** Большая часть Кольского полуострова покрыта отложениями, свидетельствующими о мощном оледенении этой территории. Лишь крупные горные массивы (Хибины, Луяврурут, система Монче-Чуна-Волчьих Тундр) остались свободными во время последнего покровного оледенения и выступали в виде изолированных групп нунатаков. Поэтому ледниковая экзарация не затронула их вершины, что обусловило сохранение выветренных пород на месте.

Морфология упомянутых массивов весьма примечательна. Они имеют совершенно плоские платообразные вершины, ограниченные крутыми, часто обрывистыми склонами. Можно предполагать, что вершины крупных горных массивов Кольского полуострова представляют собой остатки нижнечетвертичного пенеплена, перемещенные в процессе альпийского тектогенеза. Платообразный характер этих вершин и их изолированность от окружающей территории создают почти классические условия элювиального ландшафта и в то же время способствуют хорошей сохранности от эрозии продуктов выветривания.

Таким образом, на поверхности нагорных плато длительное время совершалось выветривание коренных пород в условиях ландшафта арктической пустыни и тундры. В настоящее время эти массивы представляют своеобразные острова-горсты плакорных тундровых ландшафтов на площади северной тайги.

Строение рыхлой выветренной толщи на всех нагорных плато принципиально одинаковое: на плитчатой, дезинтегрированной поверхности кристаллических пород располагается щебенчато-гравелистая масса, пересыпан-

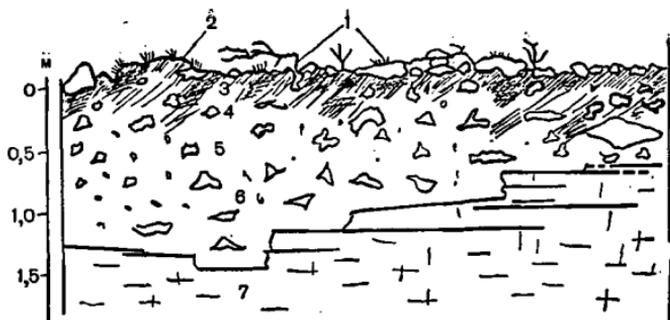


Рис. 51. Схематический разрез покровных отложений нагорного плато Монче-Тундры:

- 1 — растительность нагорной тундры и щебнистый панцирь;  
 2 — кочка выпучивания; 3 — торфянистый горизонт почвы;  
 4 — гумусовый горизонт почвы; 5 — горизонт В почвы; 6 — покровные отложения; 7 — габро

ная мелкоземом (рис. 51). Криотурбационные процессы обусловили неравномерное распределение частиц различной крупности. Скопления наиболее грубого материала приурочены обычно к самой поверхности — на глубине 20—30 см количество крупных обломков обычно несколько уменьшается. Возможно, это связано с выдуванием относительно мелких обломков.

В рыхлых отложениях, покрывающих нагорные плато, следует различать грубообломочную (крупнее 5 мм), мелкообломочную (0,01—5 мм) и тонкодисперсную (менее 0,001 мм) составные части. Грубообломочная часть образована глыбами и щебнем местных горных пород. Состав мелкообломочной и тонкодисперсной частей рассмотрим подробнее.

Мелкообломочная часть покровных отложений преимущественно состоит из тех же минералов, что и исходные коренные породы, однако соотношение минералов в них существенно меняется. В покровных отложениях Хибинского и Ловозерского массивов нефелиновых сиенитов наблюдается резкое уменьшение нефелина (от нескольких процентов до почти полного отсутствия), в то время как в коренных породах этот минерал часто составляет более 50% всей породы. Содержание калинатровых полевых шпатов, наоборот, резко возрастает и обычно составляет более 50% мелкообломочной части от-

ложений, а в исходных породах их гораздо меньше. Содержание темноцветных компонентов также увеличивается. Особенно это характерно для нагорных плато Ловозерского массива. Постоянный компонент тяжелой фракции — эгирин, присутствующий в значительном количестве в покровных отложениях трех изученных нагорных плато. В мелких фракциях довольно устойчивое содержание обнаруживают непрозрачные рудные минералы. Постоянно, но в неодинаковом количестве на различных массивах присутствуют амфиболы и слюды. В качестве примера приведем данные о минеральном составе покровных отложений одного из нагорных плато Ловозерских тундр (табл. 18). Коренные породы здесь представлены разнообразностью нефелиновых сиенитов — эвдиалитовыми луавритами, содержащими около 25% полевых шпатов и 35% нефелина. Из цветных компонентов присутствуют эгирин, щелочные роговые обманки, эвдиалит и некоторые другие минералы.

Коренные породы нагорных плато Монче-Тундры представлены метаморфизованными породами группы лейкократового габбро, преимущественно полосчатыми их разновидностями. Главные породообразующие минералы — основной плагиоклаз типа лабрадора и роговая обманка. В значительном количестве присутствует гранат, на отдельных участках — эпидот, циозит и биотит. Встречается в небольшом количестве кварц.

В мелкообломочной части покровных отложений на плато Монче-Тундры содержится значительно меньше плагиоклазов, чем в коренных породах, но резко возрастает содержание кварца (около 30%) и цветных минералов (роговая обманка, биотит, эпидот, гранат).

На основании полученных данных можно констатировать, что минералы коренных пород вошли в состав покровных отложений в ином соотношении, чем они находились в исходных породах. В процессе формирования покровных отложений, по-видимому, разрушались неустойчивые минералы, в первую очередь нефелин и основные плагиоклазы, и соответственно увеличивалось содержание устойчивых минералов. Интересно, что подобное явление отмечено для приполярных районов Северной Америки (Hill, Tedrow, 1961).

Данные минералогического изучения покровных отложений нагорных плато свидетельствуют о том, что в

Результаты минералогического анализа обломочной части покровных оглозений плато Карнасурт,  
% от числа зерен фракции

Компоненты	Фракции, мм									
	0,05-0,10	0,10-0,15	0,15-0,25	0,25-0,50	0,50-1,00	1-2	2-3	3-5	5-7	
<b>Легкая фракция</b>										
Кварц . . . . .	55,5	46,0	53,9	73,6	82,3	84,1	78,3*	—	—	—
Кали-натровые полевые шпаты . . . . .	22	10	4	1	ед. 3	ед. 3	ед. 3	—	—	—
Плагиоклазы . . . . .	56	59	77	59	43	12	7	—	—	—
Биотит . . . . .	3	1	ед. 3	ед. 3	—	—	—	—	—	—
Цеолит-либнеритовые агрегаты . . . . .	8	9	1	ед. 3	—	—	—	—	—	—
Непрозрачные агрегаты . . . . .	5	ед. 3	—	—	—	—	—	—	—	—
Обломки пород . . . . .	—	15	18	40	57	88	93	100	100	100
<b>Тяжелая фракция</b>										
Биотит . . . . .	44,5	54,0	44,1	26,4	17,7	15,9	21,7*	—	—	—
Эгирин . . . . .	1	ед. 3	2	ед. 3	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка . . . . .	80	82	80	66	89	89	26	3	—	—
сине-зеленая . . . . .	8	6	20	ед. 3	—	—	—	—	—	—
бурая . . . . .	ед. 3	ед. 3	ед. 3	—	ед. 3	—	—	—	—	—
Цирконосиликаты . . . . .	8	8	4	8	ед. 3	—	—	—	—	—
Сфен . . . . .	3	2	2	ед. 3	—	—	—	—	—	—
Непрозрачные минералы . . . . .	ед. 3	2	11	26	11	3	—	—	—	—
Сросстки эгирина с другими минера- лами . . . . .	—	—	—	—	—	71	97	—	—	—

\* Цифры двух горизонтальных строк даны в процентах от веса гранулометрической фракции

их состав входят минеральные компоненты коренных пород, не только слагающих данный участок, но и расположенных в радиусе нескольких десятков и сотен метров. В отдельных случаях обнаруживаются компоненты пород, в настоящее время располагающихся не на плато, а на склоне массива. В составе покровных отложений присутствует очень небольшое количество аллохтонного (дальнеприносного) материала.

Даже при беглом осмотре обращает на себя внимание неровная, изъеденная поверхность обломочного материала нагорных тундр. Внимательное рассмотрение обломков невооруженным глазом позволяет констатировать, что здесь происходит избирательное разрушение минералов. В результате этого устойчивые минералы образуют выступы, а на месте неустойчивых минералов возникают впадины. Это явление получило название оспенного выветривания. В условиях нагорных тундр Хибинского и Ловозерского массивов при выветривании нефелиновых сиенитов на месте нефелина образуются впадины, а зерна эгирина и полевых шпатов рельефно выступают на поверхности обломка (рис. 52). На плато



Рис. 52. Штуф нефелинового сиенита с «оспенным выветриванием». Зерна нефелина разрушены, а белые кристаллы калиевого полевого шпата рельефно выступают

Монче-Тундры избирательное выветривание особенно заметно на полосчатых разновидностях амфиболитизированного габбро. Над белыми полосами, сложенными основными плагиоклазами, возвышаются темно-зеленые полосы, сложенные ассоциацией более устойчивых минералов — роговой обманкой, гранатом, цоизитом. Аналогичное явление описано О. Хольтедалем (1958) для Норвегии.

Насколько интенсивно происходит гипергенное разрушение обломочного материала, свидетельствует величина выноса некоторых химических элементов с поверхностными водами. Расчеты показывают, что с одного гектара Хибинского и Ловозерского массивов за пределы района выносятся в год около 15—20 кг щелочей и немного меньше — кремния.

Разрушение неустойчивых минералов сопровождается возникновением новообразований. Нефелин в условиях Хибинских и Ловозерских тундр интенсивно разрушается. На его месте метасоматически возникают тонкодисперсные силикаты, показатель преломления которых 1,540—1,552. Замещение нефелина обычно начинается по тончайшим трещинкам с образованием сетчатой структуры замещения.

Наряду с гипергенными силикатами часто присутствуют тонкие пленки гидроокислов железа. Эти новообразования возникают, по-видимому, не за счет разрушения железосодержащих минералов (например, эгирина), а за счет железа, находящегося в виде примеси в нефелине. Отметим, что содержание железа в нефелине Юкспора составляет 0,8—2%. Эгирин и кали-натровые полевые шпаты при этом не изменяются.

Часть гипергенных новообразований эфемерна и существует лишь во второй половине лета, после иссыхания верховодки. В эти периоды в Хибинских тундрах можно видеть тонкие белесые налеты и порошковатые пленки на поверхности обломков, которые с началом дождей исчезают. При изучении налетов в иммерсионных препаратах под микроскопом мы установили, что они состоят из цеолитов и опала.

Тонкодисперсная часть покровных отложений нагорных плато Кольского полуострова образована главным образом за счет гипергенного преобразования неустой-

чивых гипогенных силикатов. Изучение фракции менее 0,001 мм покровных отложений с применением методов кристаллооптического, рентгеноструктурного, термографического и химического анализов позволяет сделать вывод, что здесь преобладают тонкодисперсные минералы смешаннослойной структуры гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. Все рентгенограммы фракции менее 0,001 мм имеют сильный фон, свидетельствующий о значительном количестве рентгено-аморфных соединений. Термограммы указывают на сильные реакции, соответствующие гидроокислам железа. Рациональными химическими и иммерсионными анализами обнаружены аллофанонды и опал. Помимо них присутствуют минералы, содержащиеся в незначительном количестве. Более подробно данные о составе тонкодисперсной части четвертичных отложений Кольского полуострова приведены в другой работе (Добровольский, 1966).

Из всего изложенного можно сделать вывод, что рыхлая толща, покрывающая нагорные плато Кольского полуострова, является своеобразной остаточной корой выветривания, возникшей в тундрово-нивальных условиях четвертичного периода. Образование нивальной коры выветривания совершалось при частичной подавленности гипергенных процессов.

Это отразилось на сильном сокращении мощности нивальной коры выветривания и резко выраженном избирательном выветривании, при котором разрушалось лишь несколько наименее устойчивых минералов. Продукты гипергенеза при этом приобретали дресвяно-гравелистый, а не глинистый облик.

Малая мощность и дресвянистость при наличии криогенных явлений и сильных ветров способствовали плоскостному перемешиванию рыхлых продуктов гипергенеза. Поэтому покровные отложения нагорных тундр не являются классическим элювием, столь характерным для древних кор выветривания, а представляют собой остаточо-элювиальный материал, испытавший в процессе своего формирования перемещение на десятки—сотни метров.

Ледниковые отложения как переотложенные продукты нивального гипергенеза. Остаточная нивальная кора выветривания занимает несколько процентов площади Кольского полуострова, большая же

часть территории покрыта ледниковыми отложениями.

Распространено мнение, согласно которому ледниковые отложения — механическая смесь измельченных горных пород области сноса. Это мнение на первый взгляд можно аргументировать суровыми ландшафтными условиями области оледенения, не допускающими иных процессов, кроме чисто механических, а также многочисленными фактами перемещения обломков неизмененных пород (валунов) на значительное расстояние.

В настоящее время такой взгляд на ледниковые отложения совершенно неприемлем. Установление остаточной нивальной коры выветривания (Добровольский, 1963) ясно показало наличие довольно энергичных процессов гипергенного преобразования коренных пород в исходной области оледенений. Явление массового переноса валунов, конечно, не подлежит сомнению, однако следует иметь в виду, что грубые обломки (валуны) составляют лишь часть ледниковых отложений, и притом не главную. Большая часть этих отложений представлена мелкообломочными компонентами.

Для мелкообломочной части ледниковых отложений Кольского полуострова характерны некоторые общие особенности состава вне зависимости от коренных пород, на которых эти отложения залегают.

В качестве примера рассмотрим соотношение минерального состава коренных пород и их покрывающей морены на участке массива Ньюдайвенч (Мончегорский район).

Указанный массив представляет собой возвышенность с максимально абсолютной высотой 481 м, сложенную интрузией норитовых пород. Вмещающие породы — габбро, гранито-диориты и метаморфические породы. Они интенсивно метаморфизованы с образованием гранатово-роговообманковых blastsмилонитов. Моренные отложения здесь пользуются весьма широким распространением, поднимаясь до отметки 300 м. Мощность морены на этой высоте составляет 1—2 м и постепенно увеличивается вниз по склону возвышенности (рис. 53).

В породах интрузии преобладают ромбический пироксен (50—60%) и основные плагиоклазы (30—40%). В метаморфических вмещающих породах много плагиоклазов (20—40%), в меньшем количестве содержатся

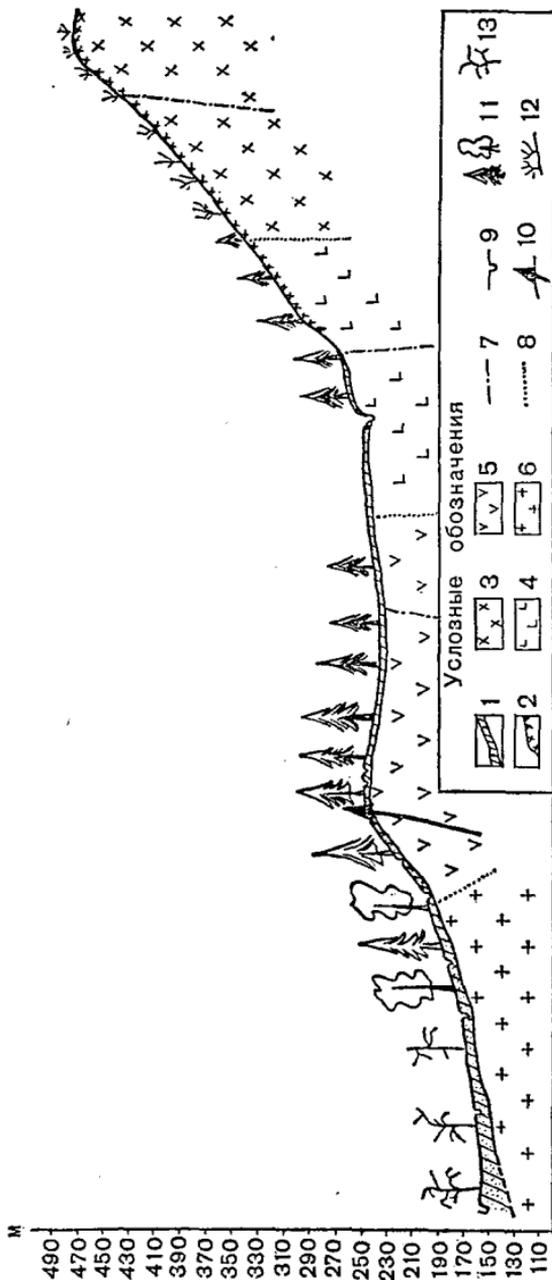


Рис. 53. Профиль через восточный склон массива Ньюдайвенч.

1 — покровная морена; 2 — элювиально-делювиальные щебенчатые отложения; 3 — нориты и габбро-пориты; 4 — оливиновые нориты; 5 — меланократовые породы; 6 — диориты, диоритогнейсы; 7 — тектонические нарушения; 8 — контакты пород; 9 — шурфы; 10 — разведочная скважина; 11 — словая тайга с примесью березы; 12 — лишайниково-кустарниковая растительность; 13 — гарь

обыкновенная роговая обманка, цоизит и гранат (10—20% каждого). Кварц присутствует только во вмещающих породах (около 10—15%).

При сравнении минерального состава коренных пород и покрывающей их морены (Добровольский и Алешукин, 1964) видно, что они существенно различаются по составу. В первую очередь обращает на себя внимание сильное обогащение морены кварцем (более 60%), который отсутствует в интрузивных породах и содержится в небольшом количестве в породах экзоконтакта. В то же время ромбические пироксены, составляющие более половины объема интрузивных пород, практически отсутствуют в морене. Это объясняется тем, что ее состав отражает интегрированный минеральный состав пород, распространенных в данном районе, а не коренных пород данной точки.

Аналогичная картина обнаружена нами и в других районах. Кварц является преобладающим минералом в покровной морене, залегающей на площади развития пород различного состава, в том числе щелочных (периферия Хибинского и Ловозерского массивов), основных и ультраосновных (Мончегорский и Печенгский районы).

В таблице 19 сопоставляется минеральный состав распространенных коренных пород Кольского полуострова и моренных отложений. Обращает на себя внимание резкое отличие состава морены от щелочных, основных и ультраосновных пород и некоторые общие черты с составом гранитов и гранито-гнейсов, особенно парагнейсов. Есть основания предполагать, что это объясняется двумя причинами.

Во-первых, сказывается широкое распространение пород кислого состава в кристаллическом фундаменте Кольского полуострова. Гранитоиды и высококремнеземистые метаморфические породы занимают около 80% площади Кольского полуострова, на долю же щелочных, основных и ультраосновных пород приходится около 20%. Во-вторых, по-видимому, сказалось избирательное разрушение минералов коренных пород, причем наименее устойчивым оказались породообразующие минералы щелочных, основных и ультраосновных пород. Это разрушение предшествовало формированию ледниковых отложений, так как содержащиеся в них неустойчивые ми-

Сопоставление минерального состава распространённых коренных пород и мелкозема морены  
Кольского полуострова

Минералы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Кварц . . . . .	30—25	—	0—5	—	—	0—10	40—60	40—70
Плагиоклазы . . . . .	45—30	30—40	55—60	—	—	10—20	40—20	10—0
Полевые шпаты . . . . .	20—30	—	—	40—50	0—5	—	—	20—15
Биотит и тёмные слюды . . . . .	2—6	—	—	—	—	—	10—15	10—5
Мусковит и светлые слюдки . . . . .	0—2	—	—	—	—	—	0—10	5—2
Обыкновенная роговая обманка	2—6	—	0—30	—	—	85—70	10—5	20—10
Щелочные роговые обманки (глаукофан, арфедсонит) . . . . .	—	—	—	5—0	0—5	—	—	—
Моноклинные пироксены . . . . .	—	2—6	35—5	—	—	5—0	—	—
Ромбические пироксены . . . . .	—	50—60	5—0	—	—	—	—	—
Эпирин . . . . .	—	—	—	10—15	5—15	—	—	—
Нефелин . . . . .	—	—	—	45—35	90—80	—	—	—
Оливин . . . . .	—	1—5	5—0	—	—	—	—	—
Дисперсные силикаты . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	1—10

I — граниты и гранито-гнейсы; II — нориты (Мончегорский район); III — габбро, местами амфиболизированное (Монче-Гундра); IV — нефелиновый снитит (Хибины); V — уртит (Луярурт); VI — амфиболит; VII — биогитовый гнейс; VIII — средний состав морены

нералы (нефелин, ромбические пироксены и др.) находятся в неразрушенном состоянии.

По-видимому, поверхностные участки коренных пород — выветренные и, следовательно, более податливые экзарационному воздействию — были захвачены ледником, перемешаны и затем осаждены в виде ледниковых отложений.

Весьма важный вопрос — генезис тонкодисперсной части ледниковых отложений. При изучении фракций менее 0,001 мм этих отложений было обнаружено, что в них преобладают дисперсные силикаты смешанно-слоистой структуры гидрослюдисто-монтмориллонитовой группы.

Возникает вопрос: откуда в ледниковые отложения попали дисперсные силикаты? В свежих (невыветренных) коренных породах они отсутствуют. Может быть, основная масса дисперсных силикатов попала в ледниковые отложения из древних, дочетвертичных продуктов выветривания? Работами А. В. Сидоренко (1958) на территории Кольского полуострова установлены многочисленные проявления древнего гипергенеза. Доледниковая кора выветривания этого района весьма напоминает мезозойские и третичные коры выветривания Казахстана, Урала и др. Напомним, что для древней коры выветривания характерен особый комплекс дисперсных силикатов (каолинит, галлуазит, нонтронит и др.), которые обнаруживаются в ледниковых отложениях в виде примесей или вообще отсутствуют. Поэтому вряд ли можно считать продукты древнего выветривания существенным источником тонкодисперсных силикатов ледниковых отложений.

Следовало проверить, не возникают ли эти минералы в ледниковых отложениях за счет эпигенетического выветривания обломков гипогенных силикатов. Однако тщательное изучение шлифов с ненарушенной структурой из ледниковых отложений показало, что в толще этих отложений новообразования дисперсных силикатов не происходило.

По-видимому, они поступили в ледниковые отложения за счет переотложения нивальной коры выветривания четвертичного времени. Основное отличие тонкодисперсной части ледниковых отложений от аналогичных образований рыхлой толщи нагорных плато заключается

в значительно меньшем количестве рентгеноаморфных и аморфных соединений (гидроокислы железа и кремнезем, аллофаноиды). Можно предположить, что эти соединения, отличающиеся своей слабой устойчивостью, были растворены в процессе формирования ледниковых отложений. Это предположение хорошо подтверждается данными А. Н. Афанасьева (1960), который установил, что тонкодисперсная часть морен, залегающих у подножия Хибинского и Ловозерского массивов, вблизи остаточной нивальной коры выветривания, обогащена гидроокислами железа и аллофаноидами.

Таким образом, состав как мелкообломочной, так и тонкодисперсной части ледниковых отложений Кольского полуострова определен процессами гипергенеза, протекавшими в нивально-тундровых условиях на протяжении четвертичного периода. Обусловленность минерального состава гипергенными процессами и генетическая связь с остаточной корой выветривания позволяют рассматривать ледниковые отложения как особую форму переотложенной коры выветривания. В отличие от переотложенных форм древней коры выветривания, часто представленных мощными глинистыми скоплениями, в переотложенных продуктах нивального гипергенеза резко преобладают обломки гипогенных минералов, относительно накапливающиеся благодаря своей устойчивости.

Итак, сравнительное изучение основных типов четвертичных отложений и коренных пород Кольского полуострова показывает, что толща четвертичных отложений не механически перетертый ледником материал коренных пород, а продукт гипергенного преобразования этих пород, своеобразная кора выветривания. Рассматривая четвертичные отложения как гипергенное образование, можно выделить два основных типа.

Образования первого типа обладают ясно выраженным элювиальным характером и состоят из устойчивых минералов коренных пород и продуктов гипергенного преобразования неустойчивых минералов в условиях нивально-тундрового ландшафта. Проявления процессов гипергенного минералообразования на разных стадиях хорошо сохранились и доступны непосредственному из-

учению. Этот тип образований приурочен к нагорным плато, представляющим собой горстовидно поднятые участки нижнечетвертичного пенеблена.

Второй тип образований представлен покровной мореной и отложениями, генетически связанными с ней (отложения морских террас и бассейнов, флювиогляциальные отложения). Покровная морена сложена преимущественно устойчивыми минералами коренных пород с небольшим количеством дисперсной глинистой массы и представляет собой переотложенный материал типа покровных отложений нагорных плато. После формирования морены процессы гипергенеза были, по-видимому, сильно подавлены.

Можно предполагать, что на протяжении четвертичного периода площадная нивальная кора выветривания (сейчас сохранившаяся только в условиях нагорных плато) повсеместно распространялась на Кольском полуострове. Гипергенно преобразованные поверхностные участки коренных пород были в первую очередь захвачены ледником и переотложены в составе морены. Реликты остаточной нивально-тундровой коры выветривания сохранились на поверхности горных тундр.

Химические элементы кристаллического фундамента в различной мере вовлечены в гипергенную миграцию. Покровные отложения нагорных плато до деталей отражают особенности элементарного состава коренных пород благодаря активному участию химических элементов коренных пород в гипергенных процессах. Так, например, на площади развития нивально-тундровой коры выветривания (покровных отложений нагорных плато) могут мигрировать элементы ассоциации никель—медь—хром, если коренные породы представлены гипербазитами, или элементы ассоциации цирконий—редкие земли—стронций, если коренные породы представлены нефелиновыми сиенитами, а также другие рассеянные элементы, в зависимости от состава коренных пород.

Принципиально иная картина наблюдается на площади развития морены и продуктов ее переотложения. Мощная толща покровной морены экранирует геохимические особенности коренных пород. Аллохтонность материала, микроморфологические особенности, подавленность гипергенных процессов после формирования морены не способствуют энергичной гипергенной миграции

в ее толще. Маломощная морена, залегающая на выступах кристаллического фундамента и на склонах сопков, значительно больше обогащена обломочным местным материалом (в результате делювиальных процессов и деятельности местных ледников). Однако гипергенная миграция химических элементов кристаллического фундамента здесь также затруднена.

Специфика нивально-тундрового гипергенеза определила основные черты состава четвертичных отложений Кольского полуострова. Их характерная особенность — высокое содержание тяжелых минералов, а в легкой фракции — большое количество полевых шпатов и слюд. Поэтому пески Кольского полуострова содержат рассеянные химические элементы примерно в таком же количестве, что и супесчано-суглинистые отложения. Этим четвертичные отложения Кольского полуострова отличаются от ледниковых отложений Русской равнины, где пески имеют преимущественно кварцевый состав и соответственно пониженное содержание рассеянных элементов.

Наиболее важное значение для современного гипергенеза имеют следующие геохимические обстановки:

1) обстановка активной миграции химических элементов кристаллического основания. Она намечается ландшафтами нагорных тундр, где сохранилась остаточная нивально-тундровая кора выветривания (покровные отложения нагорных плато);

2) обстановка затрудненной миграции химических элементов кристаллического фундамента. Она соответствует склонам крупных массивов и невысоким сопкам, перекрытым ледниковыми отложениями небольшой мощности, обогащенными местными и обломочными и иногда тонкодисперсными минералами.

Внутри первых двух обстановок могут быть выделены разновидности, обусловленные составом активно мигрирующих химических элементов. Например, медно-никелевая разновидность обстановки затрудненной миграции;

3) третья обстановка, занимающая подавляющую часть площади Кольского полуострова, характеризуется мощными аллохтонными аккумуляциями, полностью экранирующими и подавляющими миграцию.

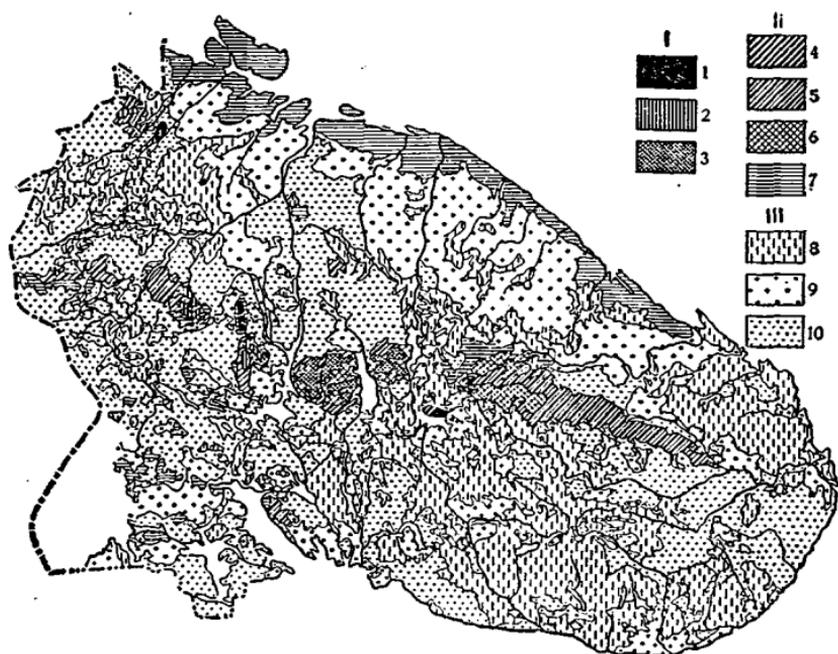


Рис. 54. Геохимические обстановки гипергенеза Кольского полуострова (составили В. В. Добровольский и Г. А. Цветкова):

I — обстановка активного рассеяния химических элементов кристаллического фундамента (1 — рассеяние Ni, Co, Cu, Cr; 2 — рассеяние Cu, V; 3 — рассеяние Zr, Sr, Ba, Ti, F); II — обстановка затрудненного рассеяния химических элементов кристаллического фундамента (4 — рассеяние Ni, Co, Cu, Cr; 5 — рассеяние Cu, V; 6 — рассеяние Zr, Sr, Ba, Ti, F; 7 — рассеяние Zn, Pb, Sn); III — обстановка геохимического экранирования химических элементов кристаллического фундамента (8 — содержание в покровных отложениях частиц менее 0,001 мм — 2,5% и более; 9 — от 0,5 до 2,5%; 10 — менее 0,5%)

Изложенные принципы положены в основу карты геохимических обстановок четвертичных отложений Кольского полуострова (рис. 54).

В заключение следует отметить, что значение ледниковых отложений как переотложенной коры выветривания выходит за пределы исходной области оледенений и сохраняется на всей территории их распространения.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Данные, изложенные в предыдущих разделах, свидетельствуют о том, что основная масса продуктов вы-

ветривания плиоценово-четвертичного времени была переотложена и затем вновь подвергнута преобразованию. Лишь в отдельных небольших участках в результате благоприятного сочетания орографических и климатических условий сохранились ландшафты гумидных лесов, где процессы выветривания продолжали развиваться в плане мезозойско-палеогенового этапа гипергенеза и формировались автоморфные коры выветривания с глубоко проработанным профилем.

Подобные условия сложились в Аджарии. На северо-западных предгорьях Аджаро-Имеретинского хребта с конца палеогена до плейстоцена включительно развиваются процессы гипергенеза, сопровождающиеся формированием мощной автоморфной коры выветривания. Начало изучения этой коры было положено известными работами К. Д. Глинки (1906). Наиболее хорошо профиль выветривания выражен на порфиритах эоценового возраста.

Нижний горизонт представляет собой дезинтегрированную исходную породу. Выше располагается гидрохлоритовый горизонт мощностью до 2С м с хорошо сохранившейся структурой исходной породы. Верхний гематитово-галлуазитовый горизонт также местами сохраняет реликты структуры порфиритов (Лисицина, 1962). Изменение химического состава по профилю аналогично тому, что наблюдается в мезозойской коре выветривания эффузивов основного состава.

Более поздние процессы выветривания отразились на поверхности высоких плейстоценовых речных террас и наложились на миоценово-плиоценовую кору выветривания вулканогенной толщи (рис. 55).

На аридной территории новейший этап гипергенеза начался формированием красноцветной переотложенной коры выветривания. Красно-бурая песчано-глинистая плиоценовая толща содержит типичную саванную фауну (гиппарiony, носороги, жирафы, страусы и др.). Красно-бурая толща плиоцена распространена на юге Европейской части СССР, на Южном Урале, в Западной Сибири и Казахстане, на Алтае, в межгорных впадинах хребтов Средней Азии и далее уходит за пределы СССР в Центральную Азию.

Своеобразие этой толщи как продукта гипергенеза заключается в том, что ее накопление и последующее

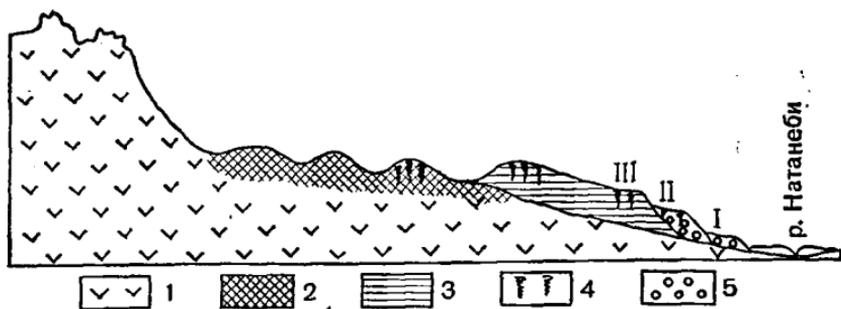


Рис. 55. Кора выветривания Аджарии (по В. Н. Разумовой, 1965):

1 — диабазовые порфириты эоцена; 2 — миоцен-плиоценовая кора выветривания диабазовых порфиритов; 3 — киммерийские песчано-глинистые отложения; 4 — верхнеплейстоценовый элювий; 5 — галечные отложения III, II и I террас р. Натанеби

преобразование происходили в аридных условиях, в то время как основная масса гипергенных минералов возникла в процессе формирования автоморфной коры выветривания в гумидных лесных ландшафтах палеогена и мезозоя. Это отражается на высоком содержании глинистых минералов и кварца в красно-бурой переотложенной коре выветривания. При переотложении роль геохимического экрана играли известняки, способствовавшие осаждению тонкодисперсных частиц из взвесей и образованию высокоглинистых красноцветов (*terra rossa*).

По своему генезису плиоценовые красноцветные образования имеют много общего с красноцветными континентальными отложениями палеозоя, мезозоя и палеогена. И те и другие представляют собой продукты гумидного выветривания, переотложенные и преобразованные в аридных, обычно более или менее гидроморфных условиях. Однако в отличие от более древних образований красноцветы плиоцена преобразовывались в ландшафтно-геохимических условиях, в которых важным фактором была травянистая растительность. Это нашло отражение в составе и микроструктуре эпигенетических новообразований, преимущественно крупных карбонатных конкреций.

Для плиоценово-нижнечетвертичной стадии новейшего этапа гипергенеза весьма характерны процессы

гидроморфного гипергенеза, связанные с периодическим обводнением (ритмами увлажненности). В зависимости от географических условий происходило эпигенетическое наложение проявлений гидроморфизма или образование мощных карбонатных и гипсовых кор. Карбонатные и гипсовые коры известны в ряде мест аридной зоны СССР — в Южном Крыму, Закавказье, Казахстане и Средней Азии. В Средней Азии они подробно изучены А. И. Перельманом (1959). Как гипсовая, так и карбонатная кора не зависит от состава подстилающих пород и приурочена к плиоценово-нижнечетвертичным поверхностям (рис. 56).

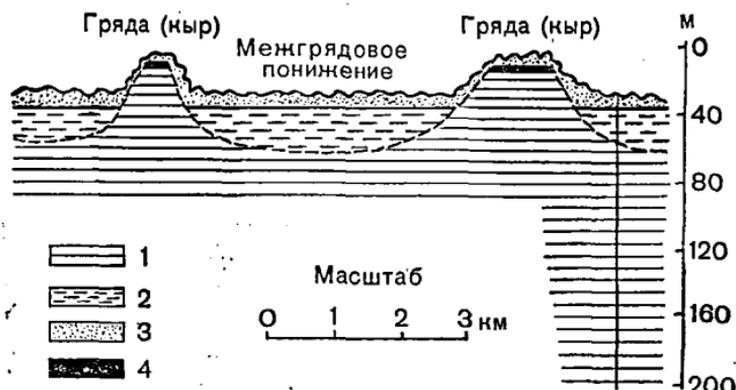


Рис. 56. Залегание карбонатных кор Средней Азии (по А. И. Перельману, 1959):

- 1 — заунгузская свита; 2 — древний аллювий Праамударьи;  
3 — золотые пески; 4 — карбонатные коры

Для более поздних этапов новейшего гипергенеза основной формой коры выветривания служат переотложенные продукты выветривания, испытавшие эпигенетическое преобразование после отложения. Для территории распространения покровных и местных оледенений вещественный состав переотложенной коры выветривания в значительной мере определяется характером нивального гипергенеза.

Итак, новейшая кора выветривания представлена преимущественно переотложенной формой в виде различных типов континентальных отложений. Сложность изучения этой коры связана с тем, что продукты гипер-

генеза исходных пород были перемещены на значительное расстояние и, войдя в состав континентальных отложений, вновь стали объектом гипергенного преобразования. Следовательно, для познания гипергенеза четвертичного периода необходимо в отложениях этого возраста различать проявления, связанные с процессами гипергенеза, происходившими до образования отложений, и проявления, возникшие после формирования этих отложений. Таким образом, рассматривая состав четвертичных отложений как продукт гипергенеза, мы должны выделять две стадии этого процесса:

1) прогенетическую<sup>1</sup>, соответствующую гипергенному преобразованию минералов исходных пород до образования данного типа отложений;

2) эпигенетическую<sup>2</sup>, отвечающую гипергенному изменению состава сформированного типа отложений.

В прогенетическую стадию формируется состав минеральных компонентов, слагающих четвертичные отложения. Среди них мы выделяем две основные части — обломочную и тонкодисперсную. В эпигенетическую стадию гипергенеза формируются различные новообразования.

### **ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НОВЕЙШЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ПРОЦЕССАМИ ПРОГЕНЕТИЧЕСКОЙ СТАДИИ ГИПЕРГЕНЕЗА**

В составе преобладающей песчано-алевритовой части четвертичных отложений наряду со значительным количеством гипергенно наиболее устойчивого породообразующего минерала — кварца имеются полевые шпаты и другие силикаты, умеренно устойчивые к выветриванию. Их присутствие в значительном количестве особенно характерно для тяжелой фракции. Этим четвертичные отложения отличаются от дочетвертичных осадочных пород, в тяжелой фракции которых преобладают устойчивые минералы. Характерные компоненты тяжелой фракции четвертичных отложений — роговая обманка и (или) минералы группы эпидота. Содержание этих минералов отмечается не только в СССР и Запад-

---

<sup>1</sup> про — впереди; genesis (греч.) — происхождение.

<sup>2</sup> еpi (греч.) — после.

ной Европе, но также в четвертичных отложениях Ближнего Востока, Северной Африки и Северной Америки. Эпидот и роговая обманка имеют типоморфное значение не только для континентальных отложений, но и для новейших морских осадков СССР (Страхов). В то же время эти минералы (особенно роговая обманка) — редкие компоненты дочетвертичных осадочных отложений.

Повышенное содержание роговой обманки и эпидота в четвертичных отложениях, так отчетливо и повсеместно выраженное, указывает на некоторые особенности выветривания, общие для четвертичного периода в целом. Если для древних этапов гипергенеза было характерно интенсивное разрушение почти всех первичных силикатов и образование мощной элювиальной коры выветривания, то в четвертичное время гипергенному разрушению подвергались лишь наименее устойчивые минералы без образования морфологически выраженного профиля элювиальной коры выветривания. Меньшая интенсивность проявлений новейшего этапа гипергенеза, по-видимому, связана с определенными изменениями ландшафтных условий в конце третичного и начале четвертичного периодов (аридизация и похолодание).

Относительно слабое выветривание силикатов при гипергенезе в ландшафтно-геохимических условиях четвертичного периода еще более затруднялось в районах напряженной тектонической деятельности благодаря интенсивной эрозии. Поэтому в областях поднятия кристаллических пород в составе обломочной части четвертичных отложений резко увеличивается содержание силикатов. Аридный режим и энергичная эрозия, обусловленные грандиозными процессами альпийского тектогенеза в области Тянь-Шаня и Памира, определили высокое содержание силикатов и обломков силикатных пород в обломочной части четвертичных отложений равнин Средней Азии и Казахстана.

**Минеральный состав песчано-алевритовой части четвертичных отложений** хотя и определяется степенью гипергенного преобразования компонентов исходных пород, но зависит также и от состава этих пород, способа и длительности переноса, влияния состава коренных пород области отложения. В результате формируются провинциальные особенности минерального состава по-

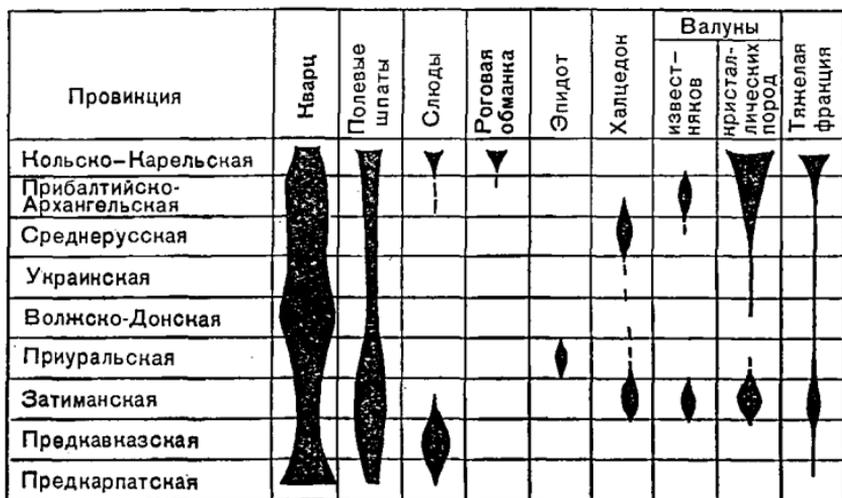


Рис. 57. Схема распределения обломочных пороодообразующих компонентов в покровных отложениях Европейской части СССР

кровных отложений. Изменение содержания пороодообразующих компонентов в провинциях Европейской части СССР показано на рис. 57.

**Тонкодисперсная часть четвертичных отложений.** Результаты подробного изучения тонкодисперсных компонентов четвертичных отложений обобщены в другой работе (Добровольский, 1966). На основании имеющихся данных можно сделать вывод, что тонкодисперсная фракция этих отложений в своей основной массе состоит из минералов одной группы — силикатов слоистой (трехслойной) структуры, находящихся между собой в весьма сложном структурном (и, вероятно, генетическом) соотношении. В последнее время все больше выясняется значение минералов смешаннослойной структуры; по-видимому, они широко распространены среди тонкодисперсной части четвертичных отложений и могут быть отнесены к ряду гидрослюда-монтмориллонита.

Важно отметить, что каолинит, наиболее распространенный минерал древних гипергенных образований, не типичен для четвертичных отложений и встречается эпизодически в виде примеси. Повсеместное доминиро-

вание минералов группы гидрослюды-монтмориллонита над каолинитом в тонкодисперсной части четвертичных отложений характерно не только для территории СССР, но и других районов северного полушария. Это можно объяснить тем, что образование дисперсных силикатов происходит в некоторых ландшафтно-геохимических условиях, достаточно широко распространенных на территории как аридной, так и гумидной зон. Изучение гипергенного минералообразования в области центра четвертичного оледенения показало, что возникновение дисперсных силикатов происходило в ландшафтах, близких к нивальным. Возможно, что в настоящее время очаги их генерации — горно-ниральные ландшафты. Указанные ландшафты распространены на площади и гумидного и аридного поясов, что обеспечивает распространение дисперсного материала по всей континентальной поверхности. По-видимому, обогащенность четвертичных отложений дисперсными смешаннослойными минералами группы гидрослюды-монтмориллонита находится в связи с широким развитием оледенений в четвертичном периоде.

Несмотря на однотипность тонкодисперсных силикатов в четвертичных отложениях, намечаются некоторые отличительные признаки этих минералов, в зависимости от аридных или гумидных условий их нахождения.

Можно предполагать, что в процессе гипергенного преобразования четвертичных отложений происходит выщелачивание калия и замещение его ионом гидроксония, в результате чего количество монтмориллонитовых слоев (т. е. слоев, лишенных межплоскостного калия) возрастает. Логично ожидать, что в гумидных условиях этот процесс протекает более интенсивно, чем в аридных. Величина соотношения калия и гидроксония, рассчитанная по аналитическим данным, нанесена на график (рис. 58). Из графика видно, что дисперсные глинистые силикаты четвертичных отложений занимают промежуточное положение между иллитом, в решетке которого около 50% позиций калия замещено гидроксонием, и монтмориллонитом, в кристаллической решетке которого калий отсутствует. При этом точки, соответствующие четвертичным отложениям из резко аридных ландшафтов (Устюрт, Прибалхашье), группируются отдельно от точек, соответствующих гумидным

ландшафтам (некоторые районы Северного Казахстана, лесная зона Русской равнины).

Провинциальные особенности состава тонкодисперсной части четвертичных отложений отчасти определяются присутствием примеси продуктов дочетвертичного гипергенеза при формировании отложений.

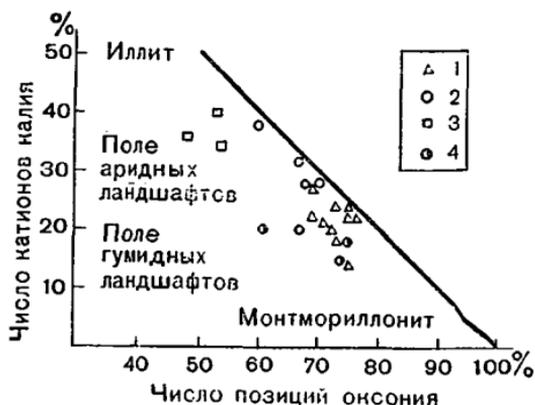


Рис. 58. Зависимость между соотношением катионов калия и гидроксония в кристаллической решетке дисперсных глинистых минералов четвертичных отложений и ландшафтными условиями:

1 — Северный Казахстан; 2 — Устьурт; 3 — Прибалхашье; 4 — лесная зона Русской равнины

Намечается определенная зависимость цвета четвертичных отложений от содержания тонкодисперсной фракции. Тонкодисперсные силикаты энергично поглощают коротковолновую часть спектра (колебания, длина волны которых менее 500—600 мкм). Присутствие тонкодисперсных силикатов обуславливает специфическую окраску четвертичных отложений. Интенсивность окраски пропорциональна содержанию тонкодисперсной части четвертичных отложений.

**Элементарный состав четвертичных отложений.** Так как песчано-алевритовые и тонкодисперсные компоненты составляют большую часть массы четвертичных отложений, можно считать, что основные черты химического состава этих отложений закладываются на прогенетической стадии гипергенеза. Нами показано, что процессы прогенетической стадии гипергенеза направ-

лены на повышение концентрации кремнезема и уменьшение содержания почти всех других компонентов (Добровольский, 1966). При этом незначительно уменьшается содержание элементов, входящих в состав гипергенных силикатов (алюминия, магния, калия), резко уменьшается количество кальция и натрия, заметно увеличивается содержание окиси железа (за счет уменьшения закиси), причем общее содержание этого элемента сохраняется примерно на исходном уровне.

Амплитуда этих изменений определяется как интенсивностью выветривания, так и соотношением выветривания и эрозии. В табл. 20 сопоставлен средний химиче-

Т а б л и ц а 20

Модальные значения основных компонентов химического состава четвертичных отложений с однотипной гранулометрической характеристикой, % на безгумусное бескарбонатное прокаленное вещество

Компоненты	Русская равнина	Средняя Азия
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74,0	69,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,8	14,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,5	7,0
CaO . . . . .	1,2	2,2
MgO . . . . .	1,3	1,9
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,3	2,0
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,0	2,1
Сумма . . . . .	97,1	98,7

ский состав покровных и лёссовидных суглинков лесной зоны Русской равнины и лёссовых пород Средней Азии. Несмотря на однотипный гранулометрический состав этих отложений, их химический состав заметно отличается.

Четвертичные отложения Русской равнины, сложенные материалом, более глубоко измененным в прогенетическую стадию гипергенеза, чем отложения Средней Азии, отличаются повышенным содержанием кремнезема,

Химический состав тонкодисперсной массы довольно постоянен, а песчано-алевритовой зависит от соотношения обломочных силикатов и кварца. Таким образом, можно считать, что химический состав четвертичных отложений определяется степенью концентрации кварца в их мелкообломочной части и содержанием тонкодисперсных частиц.

Содержание редких и рассеянных химических элементов в четвертичных отложениях тесно связано с условиями их формирования. Объективное представление об уровнях содержания рассеянных химических элементов можно получить, исходя из величин кларков концентрации. Напомним, что кларк концентрации показывает отношение среднего содержания химического элемента в данном объекте к среднему содержанию его в литосфере (Ферсман, 1939).

Кларки концентрации различных химических элементов в четвертичных отложениях заметно отличаются (рис. 59). Первую группу составляют элементы, кларк

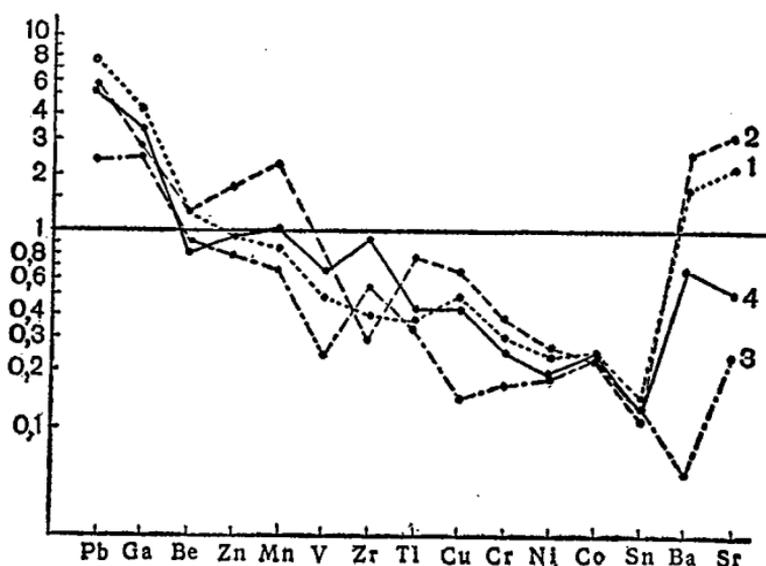


Рис. 59. Кривые кларков концентрации некоторых рассеянных химических элементов в четвертичных отложениях различных районов:

1 — лёссовидные суглинки Юго-Западного Прибалхашья; 2 — лёссовидные суглинки Северного Казахстана; 3 — лёссовидные суглинки северо-запада Русской равнины; 4 — ледниковые и покровные суглинки центральных районов Русской равнины

концентрации которых превышает единицу. Сюда относятся свинец и галлий, содержание которых в четвертичных отложениях в несколько раз превышает кларк этих элементов в земной коре. Вторую группу составляют элементы, кларк концентрации которых приближается почти к единице (марганец, цинк). К третьей группе относится большая часть рассеянных химических элементов, кларк концентрации которых повсеместно значительно ниже единицы. В особую группу следует выделить стронций и барий. Кларки концентрации этих химических элементов в зависимости от ландшафтно-геохимических условий меняются на один-два математических порядка.

Исходя из кларков концентрации рассеянных элементов и степени их распространения в отдельных районах, можно отметить особенности микроэлементарного состава некоторых провинций четвертичных отложений.

А. Для отложений Казахской провинции характерно относительно повышенное содержание титана, ванадия, меди, свинца и молибдена. В северной части, на территории Северо-Казахского поднятия, повышенное содержание титана, ванадия и меди особенно четко выражено и при этом сопровождается относительно невысоким содержанием циркония. На юге, в области Юго-Западного Прибалхашья, более четко выступает повышенное содержание свинца и, возможно, галлия.

Б. Отложения Закаспийской провинции отличаются весьма высоким содержанием стронция и пониженным количеством многих рассеянных элементов — титана, марганца, меди, никеля, кобальта, галлия.

В. В отложениях Центрально-Русской провинции наблюдается невысокое содержание большей части рассеянных элементов. Исключение составляет цирконий, содержание которого больше, чем в четвертичных отложениях Казахстана. Характерно, что в центральных районах Русской равнины, на площади развития покровных и лёссовидных суглинков, уровень содержания ванадия, меди, галлия и свинца выше, чем на Северо-Западе — на площади развития последних оледенений.

Г. Приуральская провинция, занимающая западный склон Урала и область развития верхнепермских красцветов, характеризуется возрастанием содержания некоторых рассеянных элементов (титана, ванадия, ме-

ди, никеля, кобальта, свинца и хрома). Содержание циркония несколько меньше, чем в центральных районах Русской равнины.

Таким образом, провинции четвертичных отложений, выделенные по особенностям минерального состава, являются минералого-геохимическими, так как отличаются не только содержанием минералов, но и химических элементов.

Содержание редких и рассеянных химических элементов тесно связано с особенностями минерального состава четвертичных отложений как переотложенной коры выветривания. В. В. Щербиной (1962) введено представление о минералах-носителях рассеянных химических элементов. Установление основных минералов-носителей имеет важное значение для понимания закономерностей миграции рассеянных элементов в зоне гипергенеза.

Крупные обломки (валуны, щебень), естественно, содержат химические элементы, которые свойственны исходным породам. Рассеянные элементы, содержащиеся в крупных обломках, не принимают участия в гипергенной миграции, образуя своего рода резерв. Значение аксессуарных минералов как носителей невелико, несмотря на значительную концентрацию в них редких и рассеянных элементов. Это объясняется весьма незначительным содержанием аксессуарных минералов в четвертичных отложениях большей части изученной территории. Основная масса рассеянных химических элементов заключена в породообразующих минералах — обломочных и тонкодисперсных.

Рассеянные элементы распределяются между тонкодисперсной и песчано-алевритовой частями четвертичных отложений неравномерно. Некоторые из них в большей степени концентрируются в тонкодисперсной фракции четвертичных отложений, другие — в песчано-алевритовой. Можно выделить элементы, избирательно накапливающиеся в тонкодисперсной массе (ванадий, медь, цинк, никель, галлий), элементы, концентрирующиеся в песчано-алевритовой массе (цирконий, стронций, барий), и элементы, занимающие промежуточное положение (например, свинец и кобальт).

Главный обломочный минерал — кварц — содержит весьма небольшое количество рассеянных химических

элементов. Изменение соотношения кварца и обломочных силикатов в пользу кварца влечет за собой значительное уменьшение содержания многих рассеянных элементов. Этим обусловлено их пониженное содержание на площади развития песчаных отложений. Например, концентрация меди, ванадия, марганца, никеля и галлия в песках от полутора до пяти раз меньше, чем в суглинках.

### **МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР, КАЗАХСТАНА, СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Минеральный состав обломочной части покровных отложений указанных территорий изучен не в одинаковой мере. Наиболее хорошо освещен состав отложений Европейской части СССР и некоторых областей Азиатской части. Ниже приводится краткая характеристика провинций (рис. 60).

**Кольско-Карельская** провинция ограничена пределами Балтийского кристаллического щита. Характерная особенность минерального состава четвертичных отложений — повышенное содержание полевых шпатов и тяжелых минералов, среди которых роговая обманка имеет значение породообразующего минерала.

**Прибалтийско-Архангельская** провинция. Ее площадь совпадает с площадью распространения вюрмских ледниковых отложений на осадочных отложениях Русской платформы. Поскольку источником ледниковых отложений были породы Балтийского щита, то состав минералов почвообразующих пород Прибалтийско-Архангельской и Кольско-Карельской провинций близок, хотя соотношения минералов в них существенно отличаются. Уменьшается содержание полевых шпатов и тяжелых минералов, причем роговая обманка является аксессуарным минералом. На востоке провинции увеличивается содержание эпидота и рудных минералов. На отдельных участках отложения обогащены обломками местных карбонатных пород.

**Затиманская** провинция на западе ограничивается Тиманским кряжем, который отделяет ее от Прибалтийско-Архангельской провинции; южная граница про-

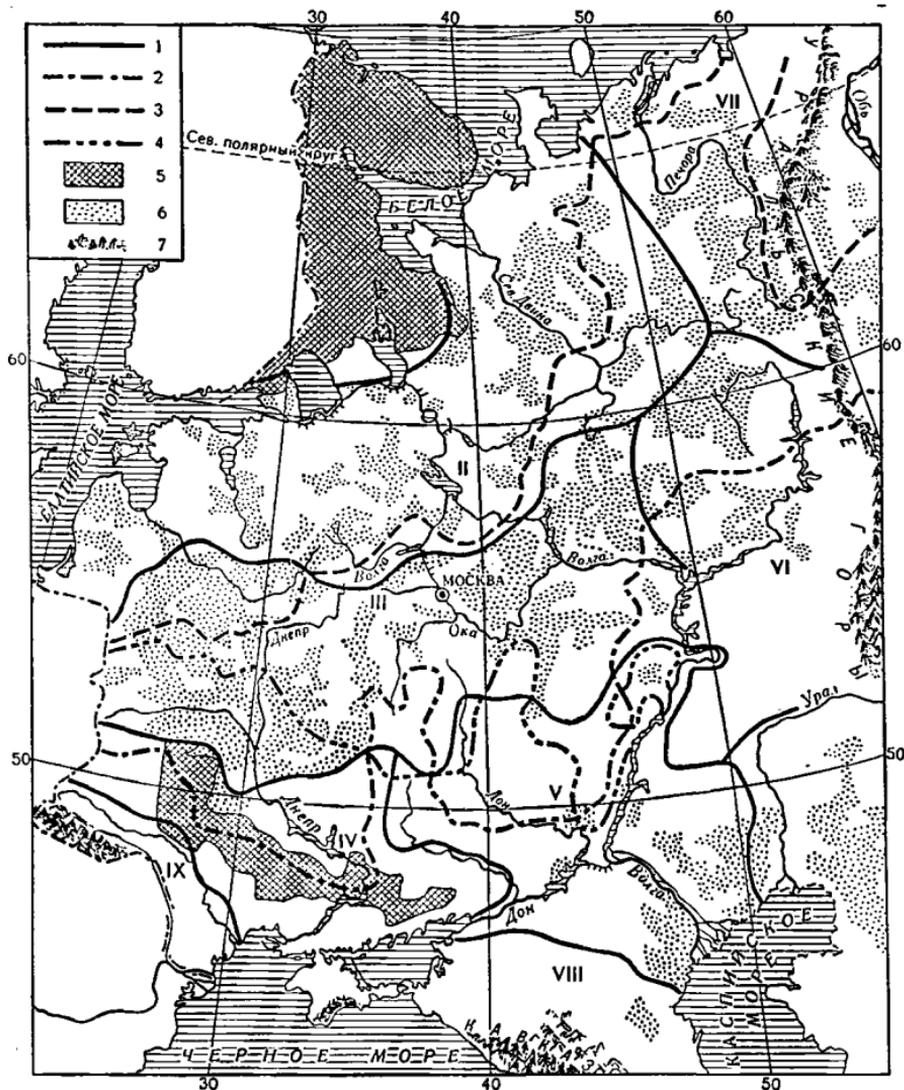


Рис. 60. Минералогические провинции покровных четвертичных отложений Европейской части СССР:

I — Кольско-Карельская; II — Прибалтийско-Архангельская; III — Центрально-Русская; IV — Украинская; V — Волжско-Донская; VI — Приуральская; VII — Затиманская; VIII — Предкавказская; IX — Предкарпатская; 1 — границы провинций; 2 — граница максимального оледенения; 3 — граница первого верхнечетвертичного оледенения; 4 — северная граница сплошного распространения третичных отложений; 5 — площади близкого расположения кристаллических пород; 6 — площади концентрации кварца и пониженного содержания рассеянных химических элементов; 7 — горы

ходит несколько южнее границы распространения валунов коренных пород Новой Земли и Северного Урала. Для почвообразующих пород провинции типично пониженное содержание кварца. В тяжелой фракции повышается содержание рудных минералов и эпидота.

**Центрально-Русская** провинция занимает большую часть площади распространения отложений максимального оледенения, перекрытых отложениями предледниковой области вюрмской эпохи. Провинция включает в себя ряд заметно различающихся районов. В западной части провинции четко выражено преобладание скандинавского материала, проявляющееся повышенным содержанием в тяжелой фракции роговой обманки и гранатов. В восточной части (к востоку от Москвы) сказывается влияние Уральской области сноса. Воздействие местных коренных пород проявляется преимущественно в виде увеличения кварца (за счет песчано-глинистых отложений мезозоя) и местами халцедона (за счет кремнистых стяжений известняков карбона). Восточная граница провинции намечается по водоразделу Волги и Камы и окончанию северной части Приволжской возвышенности. Южная граница нами условно проводится по южной границе Белорусского Полесья и через северную часть Среднерусской возвышенности.

Для формирования четвертичных отложений Украинской провинции важное значение имеют кристаллические породы Украинского массива, а также осадочные породы третичного и каменноугольного (Донецкий кряж) возраста.

В соответствии с данными П. С. Самодурова, западная граница провинции проходит по водоразделу бассейнов Балтийского и Черного морей и восточнее долины Днестра. Восточная граница, намеченная еще работами М. П. Казакова, проходит между долготой Курска и западным окончанием днепровского языка и далее к югу по долине р. Северский Донец. Северная граница совпадает с границей распространения песчаных отложений Белорусского Полесья.

**Волжско-Донская** провинция характеризуется присутствием значительного количества обломочного материала третичных и юрско-меловых песчано-глинистых отложений в составе четвертичных отложений. В результате последние обогащаются кварцем, а среди ак-

цессорных минералов возрастает содержание группы дистена — ставролита — силлиманита. Восточная граница провинции отчетливо намечается восточным краем долины Волги. В пределах Прикаспийской низменности восточная граница, в соответствии с исследованиями Т. Якубова (1940), проводится между Гурьевом и Астраханью. Южная граница проходит по долинам Кумы и Маныча. Западная граница указана при характеристике Украинской провинции. Северная граница Волжско-Донской провинции условно проведена по северной границе расположения песчано-глинистых отложений третичного и верхнемелового возраста.

**Приуральская** провинция отличается значительным количеством обломков горных пород западного склона Урала в составе четвертичных отложений. Это хорошо заметно визуально по появлению в четвертичных отложениях оттенков красного и фиолетового цветов благодаря примеси пермских красноцветных пород. В тяжелой фракции резко возрастает содержание минералов группы эпидота, в легкой фракции — обломков уральских пород. На отдельных участках увеличивается содержание полевых шпатов. Следует отметить, что от Перми до района сыртовых отложений меняется петрографический состав области сноса и происходит относительное уменьшение содержания эпидота и возрастание роговой обманки. Северная граница Приуральской провинции совпадает с границей распространения максимального оледенения, западная граница проходит по водоразделу Камы и Волги и по левобережью Волги. Южная граница совпадает с окончанием Общего Сырта.

**Предкавказская** провинция занимает Ставропольское плато и окружающие его районы. В составе четвертичных отложений этой провинции в большом количестве присутствует обломочный материал пород Кавказского хребта в виде обломков пород и полевых шпатов в легкой фракции. Резкое обогащение тяжелой фракции почвообразующих пород роговой обманкой за счет кавказских гранитоидов обуславливает возрастание отношения роговой обманки к эпидоту до 10 и более. Характерная особенность четвертичных отложений Предкавказской провинции — обогащенность слюдами. Северную границу провинции образуют долины Кумы и Маныча, южную — Кавказские горы.

Минеральный состав четвертичных отложений **Предкарпатской** провинции отличается рядом особенностей, связанных с обломочным материалом, поступавшим как с Карпат, так и из отложений Волынского плато. Характерный акцессорный минерал четвертичных отложений провинции — гранат; граница условно намечается линией распространения гальки карпатских пород на междуречье Днестра и Прута.

На территории равнин Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии можно наметить минералогические провинции четвертичных отложений (рис. 61).

**Казахская** провинция распространена на площади Казахской герцинской платформы. Для обломочной части четвертичных отложений этой провинции типично значительное превышение силикатов над кварцем, примерно одинаковое содержание эпидота и роговой обманки, присутствие обломков местных пород, распределение генетических типов в зависимости от рельефа и в целом незначительная мощность отложений. Границы провинции намечаются по линии распространения докембрийско-палеозойских пород на западе, севере и востоке, а на юге — по долине р. Чу и впадине Балхаша.

**Иртышская** провинция располагается в области аллювиальной равнины Иртыша и ограничивает Казахскую провинцию с востока. Покровные отложения этой провинции обычно лишены крупных обломков, имеют хорошо сортированный гранулометрический состав. Эпидот резко преобладает над роговой обманкой, а кварца больше, чем силикатов. Минералогическая особенность отложений этой провинции — наличие опаловых спикул губок, по-видимому, попавших сюда из палеогеновых отложений.

**Западно-Сибирская** провинция занимает крайнюю северную часть степной зоны Северного Казахстана, ограничивая Казахскую провинцию с севера. Покровные суглинки этой провинции довольно хорошо сортированы, характерно накопление частиц величиной 0,01—0,17 мм и резкое преобладание кварца. В составе тяжелой фракции эпидот преобладает над роговой обманкой и в значительном количестве содержится ильменит.

Покровные отложения **Тургайской** провинции недостаточно изучены. Можно предполагать, что минеральный состав этих отложений близок к составу покровных

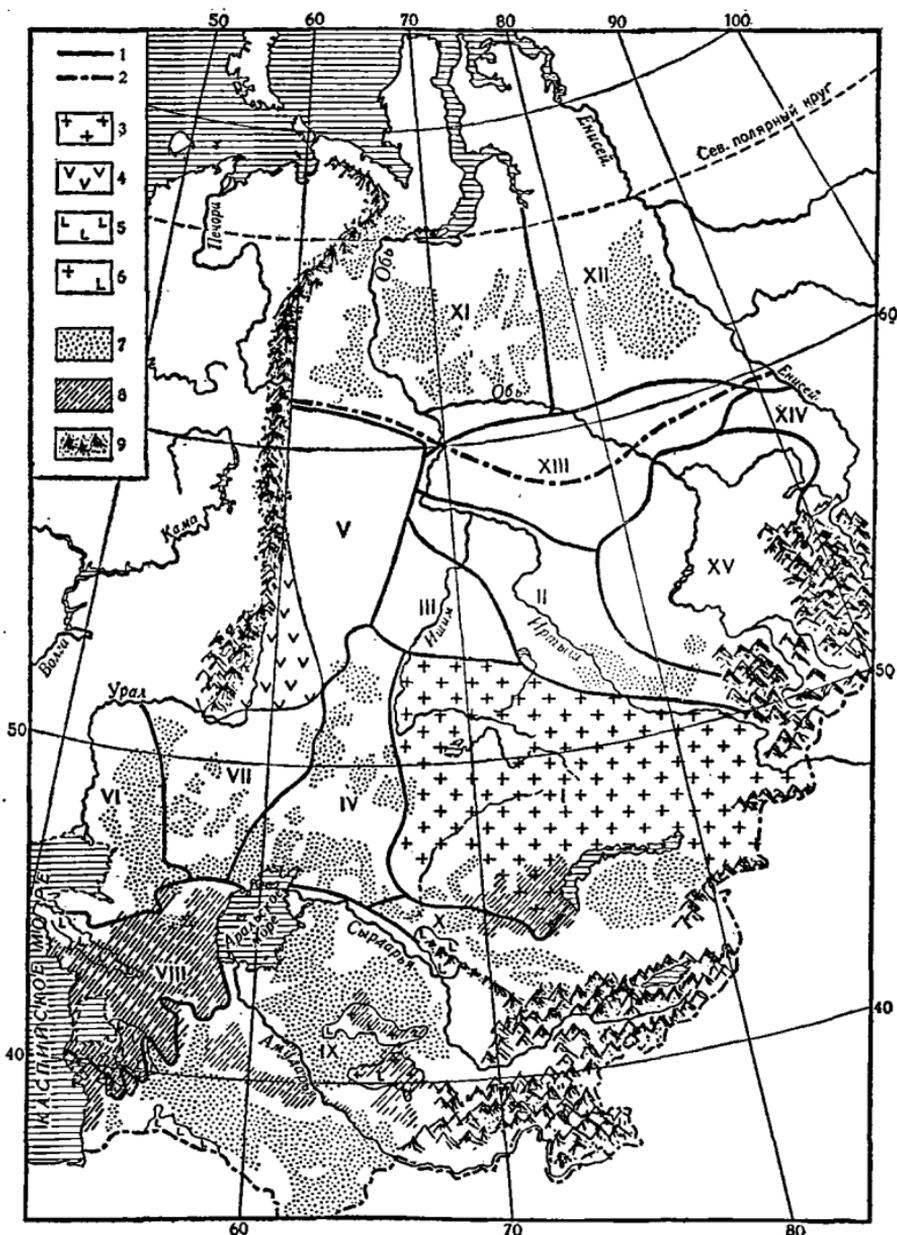


Рис. 61. Минералогические провинции покровных четвертичных отложений Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири:

I — Казахская; II — Иртышская; III — Западно-Сибирская; IV — Тургайская; V — Зауральская; VI — Каспийская; VII — Южно-Уральская; VIII — Закаспий-

суглинков Западно-Сибирской провинции; содержание ильменита повышенное. Провинция ограничена на западе Казахским мелкосопочником.

**Зауральская** провинция включает в себя покровные отложения внеледниковой области Зауральского плато. С севера она ограничена площадью распространения ледниковых отложений, а с востока и юго-востока — долиной р. Тобол. В отложениях этой провинции на фоне преобладания компонентов зеленокаменной толщи Урала местами (например, к западу от Тюмени) обнаруживается повышенное содержание дистена. По-видимому, это связано с размыванием массивов древних кристаллических сланцев Урала.

**Каспийская** провинция располагается в бассейне южной части течения р. Урала. Граница между этой и Волжско-Донской провинциями Европейской части СССР, согласно данным Т. Якубова (1940), проходит между Астраханью и Гурьевом. В покровных отложениях содержание кварца в несколько раз больше суммы обломочных силикатов, а в тяжелой фракции роговой обманки почти столько же, сколько эпидота.

**Южно-Уральская** провинция включает в себя площадь развития метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар, а также продуктов их разрушения и перетотложения в виде отложений мезозойского возраста. Минеральный состав покровных отложений изучен недостаточно. Кварц содержится в большем количестве, чем силикаты, однако обломочных силикатов и обломков пород довольно много. Эпидот преобладает над роговой обманкой.

**Закаспийская** провинция занимает пространство между Каспийским и Аральским морями. Северная граница провинции, отделяющая ее от Южно-Уральской провинции, нами условно проводится по северному окончанию Устюрта. Покровные отложения отдельных районов этой провинции несколько отличаются по минераль-

---

ская; IX — Туранская; X — Чу-Балхашская; XI — Нижнеобская; XII — Тазовская; XIII — Васюганская; XIV — Приенсейская; XV — Приалтайская; 1 — границы провинций; 2 — граница максимального оледенения. Площади неглубокого залегания изверженных и метаморфических докембрийско-палеозойских пород: 3 — Казахского палеозойского массива; 4 — Уральской складчатой зоны; 5 — осадочно-метаморфических пород мезозоя; 6 — осадочно-метаморфических пород мезозоя с участками изверженных и метаморфических докембрийско-палеозойских пород; 7 — площади концентрации кварца; 8 — распространение реликтов гидрогенного гипергенеза; 9 — горы

ному составу, однако общая особенность их — преобладание тонкопесчано-алевритового материала неместного происхождения. В северной и западной частях провинции кварц содержится в большем количестве, чем обломочные силикаты, а эпидот преобладает над роговой обманкой; к югу эти соотношения меняются. Покровные отложения третичных плато обогащены обломочным материалом местных коренных пород, главным образом известняков.

**Туранская** провинция включает в себя обширные аллювиальные равнины Средней Азии вместе с останцовыми массивами. Минеральный состав покровных отложений в различных областях заметно отличается, однако общая черта их — значительное содержание обломочных силикатов. Содержание роговой обманки обычно уступает содержанию эпидота. В северной (Приаральской) части содержание силикатов уменьшается. Северная граница провинции весьма ориентировочно проводится от Аральского моря к низовьям р. Чу и в дальнейшем, безусловно, будет уточнена. На участках останцовых массивов покровные отложения обогащаются обломками местных пород. В районах низкогорных останцов Кызылкумов покровные отложения содержат обломки изверженных и метаморфических пород палеозоя, в районе Туаркыра, Мангышлака, Балханов — обломки осадочных пород мезо-кайнозоя. На участках песчаных массивов часто отмечается высокая концентрация кварца, возможно, в результате эоловой переработки. На площади останцов плиоценового плато покровные отложения обогащаются материалом туранской свиты. Принимая во внимание многообразие условий и различный генезис покровных отложений Туранской провинции, возможно, в дальнейшем с накоплением фактического материала территорию этой провинции следует разделить на несколько провинций.

**Чу-Балхашская** провинция находится в крайне восточной части пустынной зоны, отделяясь от Туранской провинции хребтом Каратау. Песчаные массивы (Муюнкум, Таукум), лёссовые отложения долины Чу и покровные суглинки Чу-Илийских гор имеют общие черты минерального состава: обломочные силикаты преобладают над кварцем, содержание эпидота немного превышает содержание роговой обманки. На площади близко-

го расположения метаморфических и изверженных пород (Бет-Пак-Дала, Чу-Илийские горы) покровные отложения содержат значительное количество обломочного материала местных пород.

Специфическими особенностями минерального состава обладают лёссы предгорной полосы хребтов Средней Азии.

В обломочной части лёссов силикаты обычно преобладают над кварцем. Исключение составляют лишь некоторые внутригорные депрессии, где содержание кварца и суммы обломочных силикатов почти одинаковые. Характерно, что роговая обманка и эпидот присутствуют почти в одинаковом количестве, причем в ряде районов роговая обманка преобладает. Обломочная часть предгорных лёссов Средней Азии весьма близка по составу покровным отложениям аллювиальных равнин, пустынных плато Средней Азии и Казахского мелкосопочника, но существенно отличается от покровных отложений, сформированных за счет поступления обломочного материала с севера.

Судя по данным Д. П. Добродеева (1965), в лёссовых отложениях Кузнецкой и Минусинской котловин также много гипогенных силикатов.

В пределах Западной Сибири, на основании данных новосибирских исследователей (Шумилова, Николаев, 1964 и др.), нами намечаются пять провинций. На территории развития ледниковых отложений можно выделить две провинции, граница между которыми, согласно Е. В. Шумиловой, совпадает с долиной р. Пур.

**Нижнеобская провинция** охватывает западную часть распространения ледниковых и водно-ледниковых отложений самаровского и зырянского оледенений. В составе обломочного материала доминируют уральские компоненты (ассоциация эпидота, амфиболов и отчасти пироксенов).

**Тазовская провинция** занимает восточную часть территории ледниковых отложений. Область питания этой провинции — докембрийско-палеозойские породы Таймыра и северо-западной части Сибирской платформы.

**Васюганская провинция** располагается в центральных районах Западно-Сибирской низменности, к югу от границы самаровского оледенения. Здесь в составе по-

кровных отложений сильно сказывается влияние местных коренных (третичных) отложений. Среди тяжелых минералов доминируют ильменит, эпидот, циркон, а глауконит наряду с кварцем в ряде случаев имеет значение пороодообразующего минерала.

**Приенисейская** провинция находится к западу от Енисейского кряжа. Состав четвертичных отложений здесь в значительной мере формировался за счет сноса с Енисейского кряжа и Саян. Поэтому в тяжелой фракции преобладают минералы метаморфических пород (дистен, ставролит), а также циркон.

На составе четвертичных отложений **Приалтайской** провинции сказалось влияние пород области сноса — Алтайской горной страны и Кузнецкого Алатау. В тяжелой фракции здесь много амфиболов, минералов группы эпидота, пироксенов.

#### **ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НОВЕЙШЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ПРОЦЕССАМИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ СТАДИИ ГИПЕРГЕНЕЗА**

В четвертичных отложениях происходит интенсивное эпигенетическое минералообразование. Состав новообразованных минералов весьма разнообразен (включает более полусотни названий). При этом не учитываются карбонаты, сульфаты, силикаты, фосфаты и ванадаты некоторых редких металлов, встречающиеся в очень небольшом количестве в четвертичных отложениях отдельных районов, а также новообразования, возникающие в специфических условиях ореолов рассеяния рудных месторождений.

Замечательной особенностью эпигенетических новообразований является их приуроченность к определенным ландшафтам. В первом приближении создается впечатление о четкой связи распространенных гипергенных новообразований (гидрогетит, кальцит, гипс) с зональными ландшафтами или, пользуясь выражением В. В. Докучаева, «о зональности в минеральном царстве». Более подробное изучение четвертичных отложений позволило обнаружить, что эта закономерность часто нарушается. Так, например, кальцит и гипс — характерные новообразования четвертичных отложений пустынной зоны. Но они часто встречаются в озерно-леднико-

вых отложениях на территории лесной зоны. В то же время в аллювии и делювиальных отложениях замкнутых депрессией аридных ландшафтов присутствуют гидрогетит и минералы группы гидроокислов марганца — типичные новообразования четвертичных отложений гумидных ландшафтов.

Это кажущееся на первый взгляд противоречие ликвидируется на основании представлений Б. Б. Польнова (1946) о геохимическом обмене в ландшафте. Как вытекает из фактического материала, изложенного в предыдущих главах, закономерная приуроченность гидрогетита и псиломелана (вада) к гумидным ландшафтам, а кальцита и гипса к аридным справедлива лишь для элювиальных условий. В условиях гидрогенного гипергенеза минералообразование обычно происходит за счет химических элементов, мигрирующих из четвертичных отложений, находящихся в элювиальных условиях. Поэтому в результате гидрогенного гипергенеза формируются новообразования, возникновение которых в элювиальных условиях данного ландшафта невозможно.

Минеральные новообразования, возникающие в сопряженных частях ландшафта, составляют закономерные парагенетические ассоциации. Как видно на совмещенной парагенетической таблице (рис. 62), четвертичные отложения природных зон различаются особенностями эпигенетических новообразований.

Гидрогенные новообразования в подчиненных ландшафтах обладают значительно большей амплитудой распространения, чем элювиальные. Например, кальцит, характернейший новообразованный минерал четвертичных отложений аридной зоны, в условиях гидрогенного гипергенеза встречается и в гумидной зоне. То же самое относится к гипсу. Обратная картина наблюдается для гидрогетита, который в элювиальных условиях встречается в четвертичных отложениях гумидных ландшафтов, а в суб- и супераквальных распространяется до пустынной зоны включительно.

Некоторые новообразования формируются исключительно в гидрогенных условиях. Примером может служить мельниковит, возникающий при гидрогенном гипергенезе в четвертичных отложениях от тайги до пустыни. Значительно меньше новообразований форми-



Рис. 62. Парагенетические ассоциации распространенных минеральных новообразований эпигенетической стадии гипергенеза четвертичного периода:

I — тундровые ландшафты; II — лесные; III — лесостепные; IV — степные; V — пустынные (зачерненные участки — автоморфный гипергенез, светлые — гидроморфный)

руется только при гипергенезе четвертичных отложений в элювиальных условиях (люблинит, полугидрат).

Несмотря на сложную картину пространственного распространения эпигенетических новообразований, в

четвертичных отложениях четко противопоставляются ассоциации новообразованных минералов в гумидных и аридных ландшафтах. Тем самым намечаются два типа гипергенеза: гумидный и аридный. Гумидный тип гипергенеза характеризуется новообразованием гидрогётита, геля гидроокиси железа и гидроокислов марганца. В условиях гидрогенного минералообразования помимо названных минералов возникают карбонаты и фосфаты закиси и окиси железа, родохрозит, кальцит и в значительно меньшем количестве гипс. Аридный тип гипергенеза сопровождается новообразованием значительных масс кальцита, гипса, галита, тенардита-мирабилита, эпсомита и других минералов-солей. В гидрогенных условиях образуются небольшие массы гидрогётита и мельниковита.

Формирование новообразований в структурном отношении представляет собой концентрацию определенных химических элементов в процессе их гипергенного перераспределения. Можно наметить три категории эпигенетической концентрации вещества:

- а) дисперсные выделения (кристаллические или аморфные);
- б) изолированные формы (агрегаты, мелкие скопления, друзы, конкреции, бородки, цементы);
- в) сплошные горизонты (коры, слои, линзовидные тела и тела неправильной формы).

По структурно-текстурным признакам новообразования можно подразделить на две группы.

Первую группу составляют новообразования, обладающие наиболее мелкой криптокристаллической структурой. Величина кристаллических индивидов железистых и марганцевых новообразований, как правило, не превышает 0,01 мм и обычно измеряется микронами. Эти новообразования имеют различные варианты метаколлоидной микротекстуры. Криптокристаллическая структура и метаколлоидная текстура свидетельствуют о гелевидном состоянии вещества этих новообразований при их формировании. В процессе раскристаллизации гелей происходит уменьшение первоначального объема что сопровождается появлением трещин синерезиса.

Помимо новообразований, являющихся метаколлоидами и обнаруживающих лишь следы гелевого состояния, имеются такие, которые представляют собой истин-

ные гели. Таковы опал, аллофаноиды, гель гидроокиси железа. Они распространены значительно менее кристаллических новообразований, сохраняющих реликты гелевого состояния.

Вторую группу составляют новообразования, отличающиеся относительно крупной кристаллической структурой. Величина кристаллических индивидов, как правило, превышает 0,1 мм и часто достигает весьма крупных размеров — 1—2 дцм. Какие-либо признаки коллоидных явлений отсутствуют. Формирование подобных новообразований, по-видимому, происходит в виде спокойной кристаллизации из водно-ионных растворов.

Представители этих двух групп формируются как в аридной, так и в гумидной зонах, хотя аридные ландшафтно-геохимические условия более благоприятны для возникновения новообразований второй группы.

Конкреционные формы особенно характерны для новообразованных минералов, прошедших стадию гелевого состояния (гидрогётит, псиломелан-вад, кальцит), хотя также слагаются минералами, образующимися при кристаллизации в водно-ионной среде, например гипсом.

Определенные формы типичны для определенных геохимических условий. Так, например, трубчатые конкреционные образования характерны для супераквальных условий. В гумидной зоне они представлены роренштейнами (железистые новообразования), в аридной — аккыршами (гипсовые и кальцитовые новообразования). Для субаквальных условий типичны оолитоподобные конкреции. В гумидной зоне это преимущественно железо-марганцевые конкреции концентрического строения с обломочными минералами в центре, в аридной зоне — весьма сходные по строению кальцитовые конкреции.

Часть новообразованных минералов, в том числе такие распространенные, как гидрогётит, псиломелан, кальцит, в процессе своего возникновения определенным образом взаимодействуют с минералами четвертичных отложений. В результате этого минеральные компоненты четвертичных отложений в той или иной степени корродируются и метасоматически замещаются гипергенными новообразованиями.

Эффект гипергенного метасоматоза опре-

деляется, с одной стороны, устойчивостью породообразующих минералов, а с другой — способностью к замещению новообразованных минералов. Наиболее устойчивый породообразующий минерал — кварц, менее устойчивы полевые шпаты. Метасоматическому замещению легче поддается тонкодисперсная часть четвертичных отложений.

Способность к метасоматическому замещению особенно выражена у минералов группы гидроокислов железа и марганца. Эти минералы не только энергично замещают тонкодисперсную массу, но и резко корродируют самый устойчивый минерал — кварц. Наиболее интенсивны явления метасоматоза в железо-марганцевых новообразованиях, возникших в условиях гидрогенного гипергенеза гумидной зоны. В аридной зоне корродирующая способность гидроокислов железа и марганца уменьшается.

Кальцитовые новообразования интенсивно замещают тонкодисперсную массу; коррозия кварца и обломочных силикатов проявляется только в условиях резко аридных ландшафтов, особенно при гидрогенных процессах.

Процессы гипергенного метасоматоза, вовлекая в миграцию значительные количества химических элементов (в том числе из труднорастворимых соединений), играют важную роль в эпигенетической стадии гипергенеза. Значение этого явления только начинает выясняться.

В определенных условиях в гипергенную миграцию вовлекаются наиболее мелкие компоненты четвертичных отложений — тонкодисперсные частицы. Они перемещаются в виде тонких взвесей с нисходящим током воды и при ее испарении выпадают. Благодаря особенностям кристаллического строения тонкодисперсные частицы оседают, ориентируясь базальной плоскостью параллельно стенкам поры или трещины. В результате возникают глинистые пленки метакинематической микротекстуры (плазма, по терминологии В. Кубиены).

Метакинематическая микротекстура — характерный признак гипергенеза в условиях гумидной зоны.

**Элементарный состав новообразований.** Характерной особенностью состава эпигенетических минералов четвертичных отложений является большое количество

примесей. Мы имеем в виду не механические включения минеральных частиц, захваченных при образовании гипергенных минералов, а примеси, входящие в состав новообразованного вещества в результате сорбционных процессов и изоморфизма, а также химические элементы, находящиеся в рассеянном состоянии. Новообразования, возникающие при наличии метасоматических и коллоидных явлений (железистые, марганцевые и карбонатные), отличаются особенно большим содержанием примесей. В железистых новообразованиях примеси составляют от 10 до 30%, еще больше их в марганцевых, в карбонатных не более 10%. Новообразования, формирующиеся в результате кристаллизации из водно-ионных растворов, содержат значительно меньше примесей. Так, например, в распространенных новообразованиях гумидной зоны — минералах группы вившианита — количество примесей составляет 1—2%. В таком же количестве содержатся примеси в гипсовых новообразованиях, широко распространенных в четвертичных отложениях аридной зоны.

Помимо главных химических элементов в эпигенетических новообразованиях присутствуют разнообразные рассеянные химические элементы. Наибольшего разнообразия и количественного содержания рассеянные элементы приобретают в новообразованиях, при формировании которых играли важную роль метасоматические и коллоидные процессы. Каждой группе новообразований соответствуют определенные рассеянные химические элементы (табл. 21). Таким образом, перераспределение главных химических элементов, отражающееся в появлении новообразований, влечет за собой перераспределение рассеянных элементов. Тем самым новообразования являются показателями процессов глубокого гипергенного изменения четвертичных отложений.

Большой интерес для выяснения закономерностей геохимии рассеянных элементов в эпигенетическую стадию гипергенеза представляет изучение величины отношений некоторых элементов (геохимических пар), особенно стронций-бариевого. Для карбонатных и гипсовых новообразований это отношение возрастает со степенью увеличения аридности ландшафта (табл. 22).

Отражение географических условий в составе новейшей коры выветривания. Будучи производным геохими-

Новообразования

Расseyянные химические элементы в распространенных эпигенетических новообразованиях

Группы расseyянных элементов	Новообразования					хлоридно-сульфатные
	железистые	марганцевые	карбонатные	гипсовые		
Избирательно концентрирующиеся, 1·10 <sup>-3</sup> %	Ti до 516 Mn до 1000 V до 20—25 Cu до 10—15 Pb и Cr до 20 Mo до 10	Ba до 1000 Pb до 40 Ni до 25 Co и Mo до 10	Sr 50—75 (до 270) Ba 30—50	Sr 300—350 (до 600)		Sr 100—300
Ведущие элементы-примеси	Ti, Mn, V, Cu, Pb, Ni, Co, Zr, Ga, Sc	Ti, V, Cu, Pb, Ni, Co, Zr, Ga, Yb	Ti, Mn, V, Cu, Zr, Sr,	Ti, Mn, V, Cu, Ba		Ti, Mn
Второстепенные элементы-примеси	Mo, Ag, Zn, Sn, Sr, Ba	Sc, Be, Ag, Mo, Nb	Ba, Ni, Co, Zr, Ga, Sc, Zn	Zr, Ga, Ni		Sr, V, Cu Zr, Mo, Ga, Pb
Негипсовые элементы-примеси	Y, Yb, Ce, La	Sr, Sn	Sn, Pb, Y, Yb, Nb, La, Ce, Ag, Mo, Be	Co, Nb, Ag, Y, Yb, Zn, Pb, Nb, Cr		Ni, Ag, Ba, Cr

**Изменение стронций-бариевого отношения  
в эпигенетических новообразованиях из различных  
ландшафтов**

Районы	Отношение стронция к барию	
	карбонатные новообразо- вания	гипсовые новообра- зования
Северная часть лесостепи Русской равнины . . . . .	3	—
Степи Северного Казахстана . . . . .	3	5
Полупустыни и пустыни Южного Казахстана и Средней Азии . . . . .	7	25—50

ческих процессов, совершающихся в поверхностной части литосферы под влиянием физико-географических условий, состав новейшей коры выветривания должен закономерно меняться с их изменением.

Выяснение связи между отдельными особенностями состава новейшей коры выветривания, с одной стороны, и ландшафтно-геохимическими условиями — с другой, возможно лишь при одновременном изучении проявлений обеих стадий гипергенеза.

В прогенетическую стадию гипергенеза вещественный состав четвертичных отложений формируется за счет гипергенного преобразования исходных горных пород. Благодаря многократному переотложению материала четвертичных отложений влияние отдельных ландшафтов на преобразование исходных пород в значительной мере нивелируется. На первый план на больших территориях выступает интегральный эффект гипергенеза — степень гипергенного преобразования исходных пород, характеризующаяся величиной отношения содержания кварца к содержанию гипогенных силикатов в четвертичных отложениях. Величина этого отношения больше единицы свидетельствует об интенсивном гипергенном преобразовании исходных пород, меньше единицы —

указывает на слабую гипергенную проработку минералов исходных пород.

Интенсивность гипергенеза исходных пород определяется не только биоклиматическими условиями, но и характером тектонической деятельности и эрозии. Энергичная эрозия, следующая за поднятием массивов кристаллических пород, затрудняет их глубокое преобразование. В этом же направлении влияют аридные условия.

К области с относительно слабой степенью гипергенной проработки исходных пород на протяжении новейшего этапа гипергенеза относятся Средняя Азия и большая часть Казахстана. Область глубокого гипергенного преобразования включает в себя Русскую равнину и северную часть периферии Казахстана.

При формировании состава четвертичных отложений оказывают влияние провинциальные особенности исходных пород области сноса (и иногда области аккумуляции). В результате на площади распространения четвертичных отложений с однотипным гипергенным преобразованием исходных пород выделяются минералого-геохимические провинции, различающиеся особенностями минерального и элементарного состава этих отложений.

Так, например, четвертичные отложения Приуральской минералого-геохимической провинции Европейской части СССР обладают повышенным содержанием некоторых минералов (плагноклазов, эпидота, ильменита, хромита и др.) и химических элементов (никеля, меди, хрома и др.).

В процессе образования того или иного генетического типа четвертичных отложений состав их в пределах минералого-геохимической провинции приобретает некоторые фациальные особенности. Поэтому внутри провинций выделяются фации состава. В силу важного геохимического значения тонкодисперсной части четвертичных отложений фации супесчаного состава отличаются от фаций суглинистого состава содержанием ряда химических элементов. Особое значение это имеет в условиях глубокого гипергенного преобразования, где в песчаных отложениях уровень содержания некоторых рассеянных химических элементов в несколько раз меньше, чем в суглинистых.

Таким образом, в прогенетическую стадию гипергенеза вещественный состав четвертичных отложений формируется как своеобразная переотложенная кора выветривания. По своему соподчинению проявления прогенетической стадии гипергенеза образуют следующий ряд: степень гипергенного преобразования исходных горных пород — провинциальные особенности состава — фациальные особенности состава.

Соответственно на площади выделяются области распространения четвертичных отложений с одинаковой степенью гипергенного преобразования исходных пород. Области включают в себя минералого-геохимические провинции отложений, внутри которых выделяются фации состава четвертичных отложений.

Так как проявления прогенетической стадии гипергенеза носят характер переотложенной коры выветривания, зонально-географические факторы на распределении этих проявлений непосредственно не отражаются. Основное значение имеют процессы механической миграции и их определяющие причины (тектоническая деятельность, характер рельефа, интенсивность эрозии и др.). Влияние географической зональности проявляется главным образом через воздействие на другие факторы.

На обзорной карте новейшей коры выветривания хорошо видно, что площади, где местами сохранилась автоморфная или автоморфно-слабоперемещенная кора выветривания на исходных горных породах, значительно уступают площадям, занятым переотложенной корой выветривания. При всем разнообразии переотложенных кор среди них наиболее распространены сложенные продуктами выветривания нивальных или гумидных холодных ландшафтов.

В эпигенетическую стадию гипергенеза происходит преобразование четвертичных отложений в конкретных ландшафтных условиях с образованием сопряженных форм элювиальной и аккумулятивной коры выветривания. Поэтому проявления эпигенетической стадии гипергенеза весьма отчетливо отражают зональность ландшафтных условий.

Сравнительно-географическое изучение проявлений эпигенетической стадии позволило нам установить, что на территории СССР отчетливо выделяются два типа

гипергенеза: аридный и гумидный. Каждый тип характеризуется определенным комплексом типоморфных проявлений. Соответственно сфере распространения типов гипергенеза выделяются аридная и гумидная зоны гипергенеза четвертичных отложений. Аридная зона включает в себя территорию степных, полупустынных и пустынных ландшафтов, гумидная — территорию ландшафтов лесов и тундры. Граница, вернее, полоса взаимоперехода между этими зонами гипергенеза примерно намечается лесостепью.

Эпигенетические процессы в отдельных ландшафтах, входящих в одну зону гипергенеза, заметно различаются. Так, например, проявления эпигенетической стадии гипергенеза в четвертичных отложениях в степных и пустынных ландшафтах имеют ясные отличия, хотя их объединяет принадлежность к аридному типу гипергенеза.

Гипергенное преобразование четвертичных отложений осуществляется в процессе обмена вещества в ландшафте по принципу Б. Б. Полынова. В элювиальных условиях гипергенное перераспределение химических элементов совершается с выносом наиболее подвижных элементов в геохимически сопряженные участки четвертичных отложений, где происходит гидрогенная аккумуляция этих элементов.

Эпигенетическое преобразование переотложенных продуктов выветривания на большей части СССР совершалось (и совершается) в направлении гумидного типа гипергенеза. Разделение ареалов аридного и гумидного типов в общих чертах совпадает с особенностями современной атмосферной увлажненности территории. Поэтому на карте новейшей коры выветривания распространение парагенетической ассоциации новообразований аридного типа соответствует районам с недостаточной увлажненностью.

В силу того что в эпигенетическую стадию гипергенеза формируются своеобразные формы остаточной коры выветривания, проявления этой стадии весьма чувствительно отражают ландшафтные условия гипергенеза. В результате при соподчинении проявлений эпигенетической стадии гипергенеза имеется следующая последовательность: тип гипергенеза — ландшафтно-зональные особенности — внутриландшафтные особенности.

Для правильного понимания гипергенеза четвертичного периода важно изучение проявлений обеих стадий. Так как исследования обычно проводятся на территории конкретной провинции в условиях определенного зонального ландшафта, то при этом приходится иметь дело с фациальными проявлениями прогенетической стадии и внутриландшафтными проявлениями эпигенетической стадии гипергенеза. В этом случае основным объектом изучения будет сочетание фациальных и внутриландшафтных проявлений, которое мы называем геохимической обстановкой гипергенеза.

Обусловленность состава четвертичных отложений физико-географическими процессами, ясная зависимость между характером ландшафта и типом гипергенного преобразования отложений, контроль геохимических процессов гипергенеза ландшафтообразующими факторами — все это свидетельствует о том, что гипергенез четвертичного периода представляет собой географическое явление.

В отличие от проявлений гипогенных процессов, распространение которых совершенно не зависит от географической среды, проявления гипергенных процессов подчиняются географическим закономерностям. Этим обусловлены частные случаи закономерного размещения на поверхности земли отдельных проявлений гипергенеза, отмеченные рядом исследователей: «Зональность в минеральном царстве» В. В. Докучаева (1899), «География гелей» Ф. Корню (Согни, 1909), «Зонарное распределение поверхностных химических образований» А. Е. Ферсмана (1922), «География тонкодисперсных минералов» И. Д. Седлецкого (1948) и др.

Установление связей между вещественным составом четвертичных отложений и географическими условиями создает дополнительные возможности для палеогеографических исследований. Целенаправленно изучая определенные компоненты вещественного состава как проявления гипергенеза, можно получить ряд объективных данных, характеризующих географические условия времени формирования и последующего преобразования этих отложений.

## Глава 6. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### ПРОЦЕССЫ ГИПЕРГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Исторически сложилось так, что продукты выветривания рудных месторождений и горных пород изучались обособленно. При исследовании гипергенно измененной части рудных месторождений основное внимание специалистов было сосредоточено на решении прикладных вопросов, а выяснение общих процессов и условий гипергенеза оставалось на втором плане.

Верхняя часть области гипергенного изменения рудных месторождений получила название зоны окисления. Накапливающийся фактический материал все больше указывал на то, что измененная поверхностными процессами наружная часть рудных месторождений является своеобразным типом коры выветривания. Поэтому Г. Шнейдерхен (Schneiderhöhn, 1924) ввел понятие о зоне выветривания рудных месторождений, включающей в себя гипергенно изменяемую часть рудных тел и их вмещающих горных пород. Согласно современным представлениям, «зоны окисления следует рассматривать как особый частный случай коры выветривания, которая естественно должна обладать специфическими, только ей свойственными чертами» (Шахов, 1960, стр. 4).

Концентрация в рудных месторождениях некоторых химических элементов, обычно находящихся в литосфере в рассеянном состоянии, обуславливает особые геохимические условия процессов гипергенеза. Поэтому кора выветривания рудных скоплений отличается от коры выветривания распространенных горных пород. Особенно специфична кора выветривания так называемых сульфидных месторождений. Это объясняется их минералогическим составом, в котором важную роль

играют сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения.

Минералы группы сульфидов не являются породообразующими в точном смысле этого слова. Общее содержание сернистых соединений, по подсчетам В. И. Вернадского, составляет около 0,15% от веса земной коры. Однако даже ничтожное содержание этих минералов оказывает влияние на характер выветривания. На тех небольших участках, где содержание минералов этой группы достигает значительной величины, формируется совершенно особая кора выветривания.

Кристаллохимическая структура сернистых и им подобных минералов имеет особенности, отличающие эти минералы от типичных ионных кислородных соединений. Эти особенности обусловлены характером химических элементов. Ионы серы, мышьяка и сурьмы по сравнению с кислородом имеют большие радиусы и более легко поляризуются. Ионы металлов относятся к сильно поляризующим.

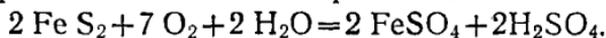
В результате поляризации в кристаллических решетках сульфидов, арсенидов и антимонидов происходит значительное объединение электронов соседних противоположно заряженных ионов. Это обстоятельство обуславливает большую близость сульфидов к металлам, чем к кислородным солям и окислам. Внешне это проявляется в металлическом блеске, большом удельном весе и электропроводности сульфидов.

Скопления минералов этой группы образуются преимущественно в результате гидротермальных метаморфических процессов. В зоне гипергенеза происходит энергичное разрушение первичных сульфидов. Малая стойкость минералов этой группы в коре выветривания определяет почти полное отсутствие сульфидов среди терригенных компонентов осадочных пород.

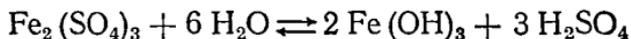
Рассмотрим процессы преобразования наиболее распространенных сульфидов.

**Сульфиды железа.** Пирит —  $\text{FeS}_2$  — наиболее распространенный и наиболее устойчивый сульфид. Он нередко обнаруживается в тяжелой фракции в виде обломков и кристаллов с блестящими латунными гранями или покрытыми бурыми пленками гидроокислов железа.

Гипергенное изменение пирита идет по схеме:

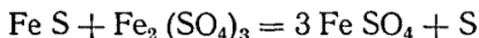


В дальнейшем сульфат закиси переходит в окисный сульфат, а последний гидролизуется до гидроокислов и серной кислоты:



Большое количество серной кислоты, выделяющееся при окислении пирита, оказывает воздействие на окисление других минералов. Поэтому степень пиритонности имеет важное значение для характера гипергенеза.

Пирротин —  $\text{Fe}_n \text{S}_{n+1}$  наиболее легко разрушающийся в зоне гипергенеза сульфид. Поэтому пирротиновые руды окисляются особенно интенсивно. Окисление пирротина протекает по схеме:



В условиях дефицита кислорода происходит не окисление пирротина, а замещение его порошковатыми скоплениями мельниковита или колломорфными образованиями гипергенного марказита.



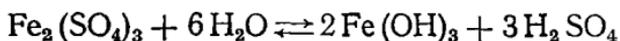
Следовательно, при наличии сульфатов железа и сероводорода в зоне гипергенеза возможно образование марказита. Подобные явления часто наблюдаются в зоне окисления колчеданных месторождений Урала, сульфидных месторождений Забайкалья, Северо-Востока, Приморья и т. д. Переход пирротина в марказит может осуществляться через стадию порошкового мельниковита.

Гипергенное преобразование сульфидов железа совершается в направлении окисления и развивается стадийно. Каждой стадии соответствует определенная группа минералов:



Закисный сульфат переходит в окисный при наличии, во-первых, нейтральной или слабокислой среды и, во-вторых, свободного кислорода или окислителей (например, псиломелана). Присутствие серной кислоты силь-

но затрудняет окисление сульфата закиси железа. Одновременно серная кислота препятствует гидролизу окисного сульфата:



Следовательно, чем выше кислотность растворов, тем более благоприятна среда для существования сульфатных соединений железа. В гумидных ландшафтах это будет приводить к усиленной миграции железа, в аридных — к возникновению серии сульфатов железа.

Стадийность гипергенного преобразования сульфидов отражается на закономерном распределении сульфатов в коре выветривания сульфидных месторождений, расположенных в аридных условиях. Например, в сульфатной части зоны окисления Иллитасского олово-рудного месторождения (Яно-Адычанский рудный район) хорошо прослеживается (снизу вверх) смена участков преобладания мелантерита фиброферритовыми участками, которые выше сменяются горизонтом преобладания ярозита.

В зоне окисления сульфидных месторождений распространены следующие сульфаты железа:

мелантерит ( $\text{Fe SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ),

сидеродил ( $\text{Fe SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ),

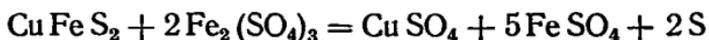
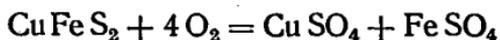
фиброферрит ( $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ),

ярозит ( $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ )

Конечным продуктом окисления сульфидов железа являются минералы группы гидроокислов железа (гидрогематит, гидрогетит и некоторые другие). Они возникают в самом верхнем горизонте коры выветривания рудных месторождений. По облику этих минералов часто проводится предварительная оценка месторождения. Описание и анализ текстурно-структурных особенностей железняков из зоны окисления рудных месторождений приводится в монографии С. С. Смирнова (1951), а также в руководствах по поискам рудных месторождений.

Из гипогенных сульфидов меди наиболее распространен халькопирит  $\text{CuFeS}_2$ . В зоне гипергенеза он

окисляется кислородом воздуха или сульфатом окиси железа:



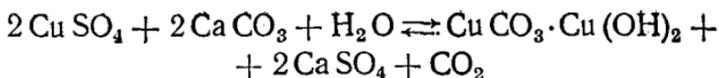
Сера связывается в серную кислоту, которая в природных концентрациях не оказывает практического влияния на халькопирит (Смирнов, 1951).

При достаточном содержании кислорода, нейтральной или слабокислой среде процесс окисления халькопирита сопровождается выносом сульфата меди и замещением халькопирита гидроокислами железа. При дефиците кислорода происходит взаимодействие сульфатов меди с халькопиритом, в результате чего возникают вторичные сульфиды (ковеллин, халькозин), образующие особый горизонт в коре выветривания сульфидных месторождений (так называемую зону вторичного обогащения).

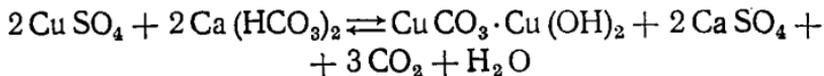
В условиях зоны гипергенеза рудных месторождений сульфат меди обладает высокой миграционной способностью. Это объясняется его хорошей растворимостью (172 г/л при 20°) и негидролизуемостью. Поэтому железо и медь, так тесно связанные при гипогенном минералообразовании, обнаруживают тенденцию к пространственному разобщению в зоне гипергенеза.

Для кристаллизации сульфатов меди требуются условия иссыхания водных растворов. Поэтому в гумидных и семигумидных ландшафтах сульфаты меди образуются довольно редко и обычно представлены тонкими выцветами-эфемерами. Значительные скопления сульфатов меди возможны лишь в резко аридных ландшафтных условиях (Атакама в Чили, Верхоянье в СССР).

Сульфаты меди, так же как и сульфаты железа, весьма многочисленны. Наиболее распространенный из них — халькантит ( $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ). В отличие от легкорастворимых сульфатов карбонаты и силикаты меди являются устойчивыми гипергенными новообразованиями. Возникновение этих минералов происходит в результате взаимодействия растворов сульфатов меди с жильными минералами и минералами вмещающих пород. Так, например, образуется малахит замещения:



Метаколлоидный малахит выполнения образуется при взаимодействии сульфатных рудных вод с бикарбонатными грунтовыми водами:



Поскольку растворимость основного карбоната меди невысокая, он периодически выпадает из растворов в виде гелей, образуя натечные формы.

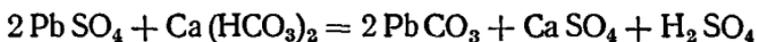
Наиболее распространенные карбонаты меди — малахит и азурит. Из силикатов меди часто встречается метаколлоидный минерал хризоколла ( $m\text{CuO} \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ ).

Основными сульфидами свинца и цинка являются галенит —  $\text{PbS}$  и сфалерит —  $\text{ZnS}$ . В гидротермальном процессе геохимия цинка и свинца имеет очень много общего. Поэтому в сульфидных рудах эти химические элементы обычно сопутствуют друг другу.

В гипергенных условиях сфалерит окисляется чрезвычайно быстро, а галенит значительно более устойчив благодаря образованию защитной пленки плохо растворимого сульфата свинца.

Гипергенное преобразование сульфидов свинца и цинка осуществляется по схеме: сульфид  $\rightarrow$  сульфат  $\rightarrow$  карбонат. Однако поведение продуктов окисления галенита и сфалерита резко различается.

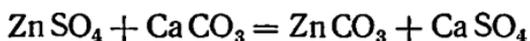
Первый продукт окисления галенита — сульфат свинца (англезит):  $\text{PbS} + 2\text{O}_2 = \text{PbSO}_4$ . Растворимость англезита — 0,041 г/л при 18°. В дальнейшем сульфат свинца подвергается воздействию бикарбонатных вод, в результате чего образуется карбонат свинца (церуссит):



Растворимость церуссита — 0,001 г/л при 18°, поэтому при выветривании рудных месторождений вынос свинца весьма затруднен.

Иначе обстоит дело с цинком. При окислении сфалерита возникает госларит ( $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ). Раствори-

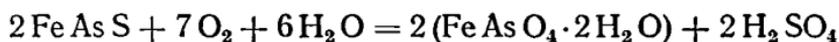
мость сульфата цинка — 531,2 г/л при 18°, и поэтому он легко вымывается. Если сульфатные воды, содержащие цинк, встречаются карбонатные породы, то в результате реакции обмена выпадает слаборастворимый карбонат цинка (смитсонит):



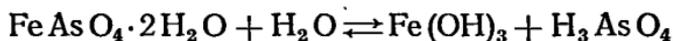
Благодаря высокой растворимости сульфата цинка скопления смитсонита часто возникают на значительном расстоянии от первичного залегания сульфидных руд.

**Сульфиды молибдена** представлены почти исключительно молибденитом —  $\text{MoS}_2$ . Он довольно устойчив к окислению, однако в результате длительного гипергенного воздействия разрушается. Сульфат молибдена хорошо растворим, и поэтому в зоне окисления часто происходит выщелачивание молибденита. Среди гипергенных минералов молибдена в зоне окисления наиболее распространены молибдит, вернее, ферримолибдит —  $\text{Fe}_2(\text{Mo}_4)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , а также повеллит —  $\text{Ca}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$  и вольфенит —  $\text{PbMoO}_4$ .

**Арсениды.** В сульфидных месторождениях часто содержится в значительном количестве арсенопирит  $\text{FeAsS}$ . В зоне окисления этот минерал обладает примерно такой же устойчивостью, как пирит. В результате гипергенного преобразования замещается скородитом —  $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ :



Часто скородит метасоматически развивается по арсенопириту с образованием петельчатой структуры замещения. Скородит довольно устойчив, но все же гидролизуется с образованием гидроокислов железа:



При этом образуются минералы группы питтицита — бурые аморфные минералы, содержащие переменные количества окиси железа, фосфора и мышьяка.

При наличии в исходных рудах галенита в сильно кислой среде происходит образование минерала бедантита —  $\text{PbFe}_3^{+3}(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ , который в качестве генетического признака является аналогом ярозита.



В процессе образования зоны окисления рудных месторождений происходит сложное взаимодействие между химическими элементами руд и вмещающих горных пород.

Изучение зоны окисления рудных месторождений многих районов (особенно Казахстана) показало, что процессы гипергенного минералообразования сопровождаются привнесением ряда химических элементов из вмещающих пород. Ф. В. Чухров (1952) указывает, что фосфор, ванадий и молибден, содержащиеся в ничтожном количестве в окружающих породах, выщелачивались и сносились в пониженные места. Если на этих участках имелись рудные месторождения, то их зона окисления заметно обогащалась химическими элементами, практически отсутствовавшими в неизмененных рудах.

За счет избирательного выноса химических элементов из вмещающих пород в зоне окисления месторождений возникли разнообразные минералы. Среди них наиболее распространены многочисленные фосфаты, ванадаты, силикаты и карбонаты.

Геохимия зоны окисления сульфидных месторождений была детально изучена В. В. Щербиной (1955), который считает, что в образовании зоны окисления участвуют две группы взаимоисключающих процессов: щелочных и кислотных. Первые возникают в результате перехода в раствор натрия и калия, а также карбонатов, бикарбонатов и силикатов этих элементов. Наиболее активные кислотные процессы обусловлены окислением сульфидов и образованием при этом серной кислоты. Основным источником серной кислоты — дисульфиды железа, главным образом пирит. Кроме того, образованию кислой среды могут способствовать почвенные кислоты.

Сульфатные рудничные воды обладают большой кислотностью (рН до 2 и меньше) и энергично взаимодействуют с минералами. При нейтрализации сернокислых растворов в осадок выпадают легко гидролизующиеся сульфаты слабых оснований.

Согласно В. В. Щербине, зона окисления сульфидных месторождений формируется на фоне закономерной эволюции сернокислых растворов с четко выраженной стадийностью гипергенного минералообразования.

Первая стадия связана с окислением пирита. При этом образуются разнообразные сульфаты как рудообразующих элементов, так и химических элементов, извлеченных из вмещающих пород в результате сернокислотной переработки. Во вторую стадию происходит образование сульфатов трехвалентного железа. Третья стадия возникает в результате дальнейшего понижения кислотности. Она устанавливается по образованию гидрогёти-та с подчиненным количеством фосфатов железа. Появление гидрогёти-та намечает начало смены кислой среды слабощелочной, образующейся за счет разрушения карбонатов и полевых шпатов вмещающих пород.

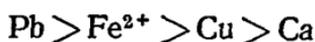
Переход от кислой среды к нейтральной и слабощелочной сопровождается появлением минералов — малахита, азурита, смитсонита, церуссита, фосфатов меди и цинка, легкорастворимых в слабокислых растворах. Еще позже выделяются гидросиликаты меди и цинка (хризоколла, каламин), а также другие минералы, осаждающиеся из слабощелочных растворов. Эта парагенетическая ассоциация характеризует четвертую, переходную стадию.

В пятую стадию образуются труднорастворимые ванадаты и молибдаты свинца, меди, железа, висмута и других металлов. Последующие стадии связаны с образованием гипса и водорастворимых сульфатов и хлоридов.

В процессе формирования зоны окисления происходят реакции окисления и ионного обмена, протекающие в направлении образования соединений, наиболее устойчивых в данных условиях. Это проявляется в виде метасоматического замещения одних минералов другими. По степени устойчивости связи с карбонатным анионом устанавливается следующий ряд:



Для фосфатного аниона наблюдается соотношение  $\text{Pb} > \text{Cu}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ; для арсенатного аниона наиболее устойчив катион  $\text{Fe}^{2+}$ . Для молибдатного иона ряд устойчивости имеет вид:



Разнообразие анионов и катионов и изменчивость геохимических условий в зоне окисления рудных место-

рождений по сравнению с корой выветривания распространенных пород обуславливает появление различных гипергенных минералов. Как указывал С. С. Смирнов, «минералогия окисленных руд тяжелых металлов гораздо более изобильна, нежели минералогия их сульфидных гипогенных руд». Наиболее распространены минералы группы окислов и гидроокислов, сульфаты и карбонаты. Менее часто встречаются фосфаты, арсенаты, ванадаты, молибдаты, вольфраматы, силикаты, вторичные сульфиды и др. В качестве примера в табл. 23 приведем минералогическую характеристику зоны окисления Эге-Хайского оловорудного месторождения (Смирнов и др., 1941).

Таблица 23

**Минеральный состав зоны окисления Эге-Хая**  
(в последовательности количественного распространения)

Главные	Второстепенные	Третьестепенные	Редкие и очень редкие
Марказит Лимонит Мелантерит Фиброферрит Ярозит	Сера Пирит Гипс Алуоноген Каолинит	Мельниковит Ковеллин Халькозин Кварц Касситерит Халцедон Опал Малахит Азурит Церуссит	Золото Англезит Сидеротил Эпсомит Алуминит Госларит Дитрихит Фельзобаннит Славикит Скородит Тальк

**СТРОЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Зона окисления рудных месторождений по вещественному составу и внешнему виду резко отличается от коры выветривания распространенных горных пород. Это вполне естественно, если принять во внимание совершенно иные содержания многих химических элементов в горных породах и рудах. В то же время, оказываясь на поверхности, руды, так же как и горные породы,

падают в сферу процессов гипергенеза и испытывают определенные преобразования.

Первые сведения о закономерном распределении вещества при гипергенном преобразовании сульфидных руд России относятся к первой половине прошлого века. Для сульфидных месторождений Рудного Алтая была установлена не только закономерная смена состава руд от окисленных до неизмененных (Кулибин, 1836), но и сделана попытка выяснить генетическую последовательность процессов поверхностного изменения руд (Узатис, 1839). Примерно в это же время было обнаружено явление вторичного (гипергенного) перераспределения меди в рудных месторождениях Западной Европы (Webster, 1852) и Северной Америки (Whitney, 1855). Первый опыт общей характеристики выветривания рудных месторождений произведен Р. Пенрозом (Penrose, 1894).

Несмотря на то что продукты гипергенного изменения рудных месторождений исследовались длительное время, изучение их носило сугубо прикладной характер. Поэтому наружную, преобразованную в поверхностных условиях часть рудных месторождений (зону окисления) рассматривали как простое замещение сульфидной руды бурым железняком. Теоретическое обобщение многочисленных фактических данных по составу и строению гипергенно измененной части рудных месторождений началось в XX в.

На материале рудных месторождений США (Emmons, 1917) и Алтая (Пилипенко, 1915) было детально изучено закономерное изменение состава выветренной части рудных тел, которое в геологии получило название вторичной зональности рудных месторождений. Сущность этого явления состоит в том, что от неизменной руды до поверхности происходит закономерная смена парагенетических ассоциаций новообразованных минералов. В двадцатых годах представление о зональности рудных месторождений прочно укоренилось и появилось стремление увязать эти данные со взглядами на процессы выветривания в целом. Известный исследователь зоны окисления рудных месторождений Г. Шнейдерхен писал: «От наружной поверхности до грунтовых вод имеется несколько зон, в которых меняются химические условия. Вследствие этого также зонально изменяются продукты выветривания» (Schneiderhöhn, 1924, стр. 470).

Часть сульфидного месторождения, охваченную процессами гипергенеза, этот ученый предлагал называть зоной выветривания.

Как показано в предыдущем разделе, явление вторичной зональности обусловлено окислением сульфидов и взаимодействием продуктов окисления с другими минералами. По существу вторичная зональность представляет собой проявление профильного строения зоны гипергенеза рудных скоплений. Наличие же профиля, состоящего из закономерно сменяющихся генетических горизонтов, является характерным признаком коры выветривания.

Следовательно, в зоне гипергенеза образуется кора выветривания не только горных пород, но и рудных месторождений. Формирование генетических горизонтов этой коры выветривания обусловлено стадийностью рудного гипергенного минералообразования и вызывающих ее кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных процессов.

Аутоморфная кора выветривания рудных месторождений, так же как и горных пород, формируется в условиях нисходящего тока грунтовых вод. В нижней части профиля выветривания на состав гипергенных образований большое влияние оказывают грунтовые (трещинные) воды.

Генезис вторичной зональности рудных месторождений объясняли исходя из следующих представлений о приповерхностной циркуляции вод (схема Финча, по Смирнову, 1951). По этой схеме над уровнем грунтовых вод располагается область интенсивного промывания просачивающимися водами (зона просачивания), затем переходная область замедленного движения вод, нижняя граница которой определяется положением местного базиса эрозии, выходом источников грунтовых вод (зона истечения). Ниже располагается область застойных вод. Эти представления на первый взгляд хорошо согласуются с принципиальной схемой строения профиля выветривания рудного месторождения (рис. 63).

В верхней части зоны гипергенеза располагается область свободной циркуляции воздуха и достаточного количества кислорода. Здесь происходит разрушение первичных сульфидов с образованием конечных форм окис-

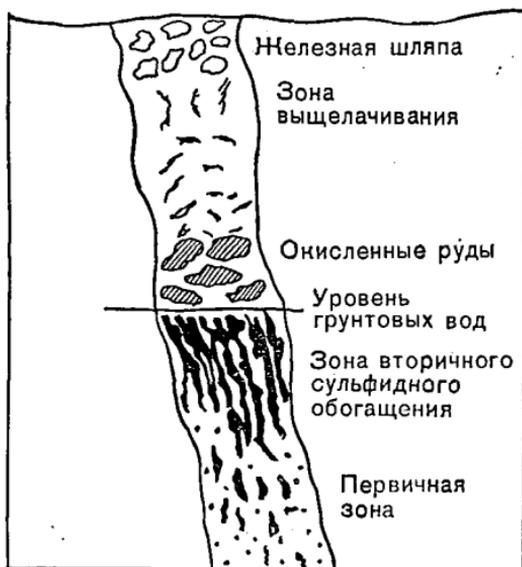


Рис. 63. Схема строения коры выветривания сульфидного месторождения

ления некоторых элементов, в первую очередь гидроокислов железа. Накапливающиеся в самой верхней части коры выветривания бурые гидроокислы железа образуют «железную шляпу», как бы прикрывающую месторождение. Часть металлов в растворенном состоянии вместе с фильтрующимися водами мигрирует вниз. Эти воды взаимодействуют с рудными минералами. В результате может произойти полное выщелачивание рудных компонентов с образованием «сыпучки» устойчивых минералов (кварц, барит). В случае малого количества воды и соответственно наличия концентрированных растворов могут возникать гипергенные минералы. В зависимости от геохимической обстановки происходит образование различных групп минералов. В верхней части коры выветривания в условиях достаточного количества кислорода появляются устойчивые соединения — сульфаты окиси железа. В нижней части коры выветривания над уровнем грунтовых вод располагается область затрудненной циркуляции воздуха и дефицита кислорода. Здесь возникают сульфаты закиси железа. Таким образом, выше уровня грунтовых (трещинных) вод располагается часть

коры выветривания месторождения, для которой общими будут процессы окисления и гидролиза. Она получила название зоны окисления рудных месторождений. Различная степень выраженности процессов окисления и гидролиза обуславливает наличие нескольких горизонтов.

Ниже уровня грунтовых вод находится область отсутствия свободного кислорода. Характер процессов здесь совершенно иной. Металлы, мигрировавшие в растворенном состоянии с водами из окисленной зоны в область отсутствия кислорода, восстанавливаются и выпадают в виде вторичных сульфидов. В результате в бескислородной области происходит накопление вторичных сульфидов (халькозина, ковеллина). Поэтому нижняя часть коры выветривания рудных месторождений получила название зоны вторичного сульфидного обогащения.

Следует отметить, что представления об отсутствии свободного кислорода ниже уровня грунтовых вод требуют существенной поправки. По данным А. И. Германова (1955), кислород атмосферы, растворяясь в подземных водах в условиях активного водообмена, нередко проникает на 100—150 м ниже уровня вод. Особенно свободно распространяется кислород по легкопроницаемым участкам, например вдоль зон трещиноватости.

Правда, на участках сульфидной минерализации при прочих равных условиях кислород проникает на меньшие глубины.

Таким образом, процессы гипергенного окисления в какой-то мере могут происходить и ниже уровня вод. Здесь в условиях общей недостаточности кислорода реакции окисления не захватывают всей массы сульфидов, а проявляются на отдельных участках. В настоящее время известны неоднократные случаи развития кислородсодержащих минералов по гипогенным сульфидам на большой глубине под уровнем грунтовых вод. В то же время следует иметь в виду, что на протяжении геологической истории в ряде случаев происходил подъем уровня грунтовых вод и вследствие этого минералы зоны окисления могли оказаться ниже уровня грунтовых вод. Следы такого «заболачивания» зоны окисления обнаружены на Коунрадском и некоторых других месторождениях Казахстана (Чухров, 1952), а

также на рудных месторождениях Алтая (Пилипенко, 1915).

В каждом конкретном случае по профилю выветривания рудных месторождений происходят закономерные изменения минеральных ассоциаций, каждая из которых соответствует определенному генетическому горизонту. В качестве примера приведем характеристику минерального состава генетических горизонтов профиля выветривания месторождений Алтая (табл. 24)

Цвет и структура каждого из генетических горизонтов коры выветривания рудных месторождений резко различаются. Так, например, для рудных месторождений Западного Алтая цвет неизменной процессами гипергенеза руды от темно- до золотисто-серого, в зависимости от соотношения сфалерита и галенита, с одной стороны, пирита и халькопирита — с другой. Структура руд ясно кристаллическая, блеск металлический.

Образцы из горизонта сажистых руд представлены черными массами землистой порошковатой тонкодисперсной структуры без металлического блеска. Штуфы горизонта охристых руд обладают желтым или коричневым цветом с различными оттенками. Светлый зеленовато-желтый оттенок связан с преобладанием свинцовых и железистых охр, зеленый и синий — с карбонатами меди, кирпично-красный — с гидроокислами меди. П. П. Пилипенко (1915) отмечает «красочность алтайских охр». Структура охристых руд порошковатая, грубопористая, ячеистая, натечно-слоистая.

Итак, гипергенное преобразование сульфидных месторождений приводит к образованию окисленной зоны (с несколькими горизонтами) и горизонта сульфидного обогащения ниже уровня трещинных вод. Глубже располагается неизменная процессами гипергенеза рудная залежь. Такова самая общая схема коры выветривания рудных месторождений.

С. С. Смирнов (1951) особенно подчеркивал, что полная схема развития коры выветривания рудных месторождений редко проявляется в каждом конкретном случае. Обычно один или несколько горизонтов выпадают. Это обстоятельство обуславливается рядом причин — ландшафтными особенностями района, составом руд и вмещающих пород, морфологией рудного тела и структурно-текстурными особенностями руд.

Изменения минерального состава по профилю коры выветривания рудных месторождений Западного Алтая  
(по Пилипенко, 1915)

Горизонты коры выветривания	Главные минералы	Распространенные минералы	Редкие минералы
Зона охристых руд (оксидона) Верхний горизонт (гидрозоны)	Лимонит, пиролюзит, аморфная кремнекислота, керамзит, малахит, церуссит, азурит, смитсонит	Манганит, кварц, тенорит, кальцит, каолинит, серицит, халькозин, хризоколл, самородные серебро, золото и медь	Лед, альбит, барит, повеллит, вульфенит, гидрочеруссит, аурихальцит, шеелит, фосгенит, сурик
Нижний горизонт (карбонатозона)	Ярозит, самородные золото, серебро и медь, куприт, кераргирит, халькантит, мелантерит, госларит, англезит	Кварц, каламин, каолинит, хризоколл, турыт, гипс	Оливинит, атакамит, алунит, скородит, брошантит, галотрихит, щанотрихит, трихальцит (?), биотит, хеневикент
Зона сажистых руд (сульфоксидона)	Халькозин, серебристый самородный золото, серебро и медь, грубодисперсная фаза минералов зоны колчеданистых руд	Ковелин, марказит, сера, кварц	Висмут, карелинит, штроемeyerит (?)
Зона колчеданистых руд	Кварц, барит, анкерит, серицит, сфалерит, пирит, галенит, халькопирит	Блеклые руды, кальцит	Алтаит, висмутинит, арсениопирит, вольфрамит, борнит, витезит, гессит, марказит, пирротин, гематит, магнетит, сидерит, флюорит, тремолит, актинолит, асбест, эпидот

## ЗНАЧЕНИЕ ЛАНДШАФТНЫХ УСЛОВИЙ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общие особенности ландшафта имеют весьма важное значение для формирования коры выветривания как распространенных горных пород, так и рудных месторождений. Абсолютное количество осадков, гидротермический режим зоны гипергенеза, жизнедеятельность микроорганизмов и высших растений, а также другие факторы оказывают активнейшее воздействие на образование коры выветривания рудных месторождений. В связи с этим интересно сопоставить однотипные месторождения, выветривание которых могло происходить в неодинаковых ландшафтных условиях. Удобным объектом для такого сопоставления является Урал.

Теоретически можно предполагать, что в аридных условиях продукты окисления пирита (серная кислота и сульфат закиси железа) полностью выносятся, так как из-за малого количества воды гидролиза не происходит. Во влажном климате образуются более разбавленные растворы. Сульфат закиси железа окисляется до соединений окиси и выпадает в виде ярозита, так как кислотность растворов слишком велика, для того чтобы гидролиз мог дойти до образования гидроокиси железа. В гумидном климате в условиях сильного обводнения разбавленных растворов и соответственно их относительно невысокой кислотности гидролиз осуществляется полностью с образованием псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту.

Колчеданные месторождения Урала распространены на расстоянии около 750 км — почти на всем протяжении этой древней складчатой системы. Характер месторождений однотипен. Они залегают в сходных геологических условиях в полосе вулканических пород силурийско-девонского возраста. Возникновение колчеданных месторождений А. Н. Заварицкий связывает с интенсивным герцинским метаморфизмом. С процессами метаморфизма связано образование так называемых зеленокаменных пород (хлоритизированных и эпидотизированных вулканогенно-осадочных образований). Колчеданные месторождения приурочены к зеленокаменным породам Урала. Рудные тела обычно имеют форму

жило- или линзообразной залежи. В составе руд резко преобладает пирит.

В результате длительного этапа гипергенеза, преимущественно на протяжении мезозоя и палеогена, эти месторождения, как и вся область Урала, были подвергнуты интенсивному преобразованию. При этом за счет окисления масс сульфидов возникли столь мощные горизонты бурых железняков («железные шляпы»), что в XIX в. они разрабатывались как железные руды и лишь значительно позже было обнаружено, что под железными рудами располагаются сульфидные месторождения. Следовательно, зоны окисления колчеданных месторождений являются своеобразным вариантом мощной мезозойско-палеогеновой коры выветривания Урала.

Колчеданные месторождения Северного, Среднего и частично Южного Урала обладают вполне определенным строением профиля коры выветривания. Верхний горизонт выветренной части рудного тела представлен мощными скоплениями гидроокислов железа. Ниже располагается зона выщелачивания, в верхней части которой находится горизонт полного растворения и вымывания сульфидов. В результате здесь происходит остаточное обогащение жильных минералов — обычно кварца и барита (кварцево-баритовые «пески», или «сыпучка»). В нижней части зоны выщелачивания находится горизонт частичного растворения исходных сульфидных руд, где массивные колчеданные скопления частично выщелочены и дезинтегрированы (сульфидная сыпучка). Далее книзу размещается горизонт более или менее выраженной аккумуляции вторичных (гипергенных) сульфидов — халькозина и ковеллина, ниже которого располагаются неизменные руды. Типичный пример строения коры выветривания колчеданных месторождений Урала изображен на рис. 64.

На крайнем юге Урала находится Блявинское месторождение. Генезис его аналогичен другим колчеданным месторождениям Урала, однако строение профиля коры выветривания имеет некоторые отличительные черты.

Основным гипогенным рудным минералом является пирит, в небольшом количестве присутствуют марказит и халькопирит, местами — сфалерит. Кора выветривания подразделяется (сверху вниз) на «железную шляпу», горизонт кварцево-гипсовой сыпучки, маломощный

горизонт выщелоченных сульфидных руд и горизонт вторичного сульфидного обогащения. Верхняя часть «железной шляпы» сложена сплошными массами гидрокислов железа, среди которых преобладает гематит (красные железняки). Нижняя часть представлена охри-

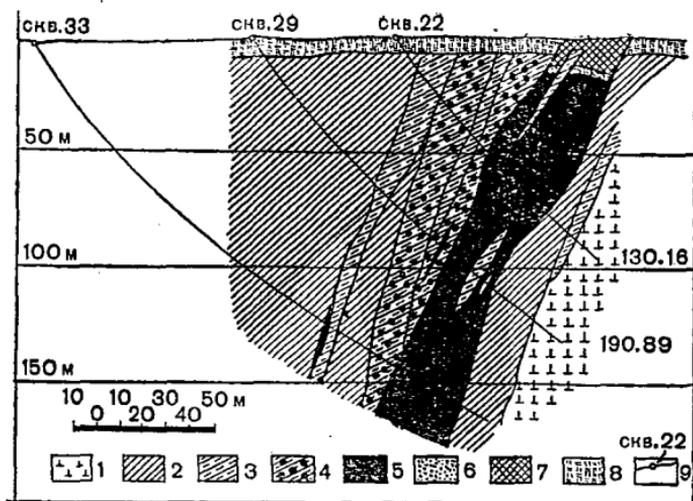


Рис. 64. Кора выветривания Новолевинского колчеданного месторождения (из книги «Минералогия Урала», 1941):

1 — альбитофиры; 2 — рассланцованные альбитофиры и зеленые сланцы; 3 — кварцево-серицитовые сланцы; 4 — инпренция пирита в кварцево-серицитовых сланцах; 5 — колчеданная залежь; 6 — сульфидная сыпучка; 7 — бурый железняк; 8 — рыхлые отложения; 9 — разведочная скважина

сто-желтыми массами ярозита. На размытой поверхности «железной шляпы» залегают морские отложения мелового возраста (рис. 65).

По мнению Т. Н. Шадлун, кора выветривания этого месторождения сформирована в условиях сухого и жаркого климата при сглаженном рельефе. Об этом свидетельствует обилие разнообразных сульфатов, значительные скопления ярозита в «железной шляпе», наличие безводных окислов железа и некоторые другие признаки. Характер зоны окисления этого месторождения более близок к зоне гипергенеза рудных месторождений Казахстана, чем к зоне окисления колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала.

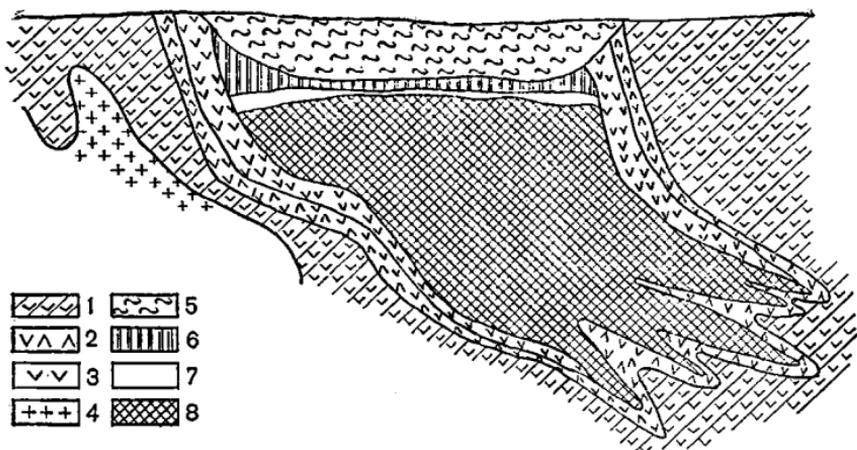


Рис. 65. Кора выветривания Блявинского медноколчеданного месторождения (по Т. Н. Шадлу, 1948):

- 1 — вмещающие породы (спилиты); 2 — огипсованные спилиты; 3 — опалово-ярозитовые породы на месте спилитов; 4 — кварцевый кератофир; 5 — осадочные отложения мезозоя и палеогена; 6 — «железная шляпа»; 7 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 8 — колчеданная руда

Для профиля выветривания рудных месторождений Казахстана типичны мощные горизонты богатых окисленных руд и вторичного сульфидного обогащения. Они могли сформироваться только на протяжении длительного времени, на что указывают явления преобразования некоторых относительно устойчивых минералов (например, вольфрамита), а также повышенное содержание в профиле выветривания минералов, возникших за счет привноса вещества из окружающих пород (фосфаты, ванадаты, молибдаты). Отмеченные особенности коры выветривания рудных месторождений характерны для всей огромной площади Казахской эпигерцинской платформы.

На юге Казахстана располагается Коунрадское месторождение. Геологическое строение района характеризуется широким развитием эффузивных пород палеозоя, которые прорваны интрузиями гранитного состава. Мощное оруденение представлено серией кварцево-сульфидных жил и рассеянной вкрапленностью в глубокоизмененных изверженных породах. Мощность коры выветривания этого месторождения весьма значительна. Горизонт окисления имеет мощность 20—25 м; на одних

участках руды выщелочены, на других — имеют промышленное значение. Ниже располагается горизонт вторичного сульфидного обогащения («халькозинная зона»), мощность которого обычно 40—70 м (местами более 100—140 м).

На северо-востоке Казахстана известно Бошекульское месторождение. Его рудное поле сложено кембрийской вулканогенно-осадочной толщей, прорванной дайками окварцованных гранит-порфиров. Оруденения представлены тонкой вкрапленностью и прожилками. Кора выветривания хорошо развита, в профиле выделяются горизонты окисленных руд мощностью около 20 м и вторичного обогащения — 30—70 м.

Кора выветривания хорошо выражена на сульфидных месторождениях Алтая. На известном цинково-свинцово-медном Риддерском месторождении мощность коры выветривания превышает 50 м (в настоящее время она почти полностью выработана). На других месторождениях отмечены еще более мощные коры выветривания, иногда превышающие 200 м (Вейц, 1959). Глубоко проработанная кора выветривания установлена на ряде месторождений Восточного Забайкалья.

Особыми чертами отличается строение коры выветривания рудных месторождений Северо-Востока СССР. В профиле коры выветривания месторождений этого района прекрасно представлены мощные горизонты сульфатов железа, меди, цинка. В то же время поверхностная аккумуляция гидроокислов железа выражена значительно менее резко, чем на Урале, а горизонты выщелачивания часто совершенно отсутствуют. Мощность зоны гипергенного преобразования руд достигает 70 м и более (Смирнов и др., 1941).

Автором в 1949—1951 гг. при изучении рудных месторождений Северо-Востока СССР на ряде месторождений была обнаружена мощная кора выветривания. В частности, в коре выветривания Илентасского оловольфрамового месторождения были установлены мощные скопления сульфатов железа, меди, цинка и др., более обильные, чем на месторождениях Казахстана<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Разнообразные и многочисленные сульфаты характерны также для коры выветривания месторождений, расположенных в резко аридных тропических и субтропических ландшафтах. Такова ко-

Таким образом, намечаются два крайних типа строения профиля коры выветривания сульфидных месторождений. Первый тип характеризуется наличием мощного железо-аккумулятивного горизонта в самом верху профиля, горизонтов выщелачивания — в срединной части профиля и развитым горизонтом аккумуляции гипергенных сульфидов. По-видимому, формирование подобного профиля обуславливается гумидными, достаточно теплыми ландшафтными условиями.

Второй тип строения профиля отличается относительно слабо развитым поверхностным железо-аккумулятивным горизонтом. Горизонты выщелачивания отсутствуют, а срединная часть профиля представлена мощными горизонтами аккумуляции сульфатов, среди которых четко выделяются (сверху вниз) горизонты сульфатов окиси железа (ярозитовый и фиброферритовый) и сульфатов закиси железа. Горизонт аккумуляции вторичных сульфидов выражен умеренно. Можно предполагать, что этот тип строения выветривания отвечает аридным ландшафтным условиям. Такой профиль выветривания имеют сульфидные месторождения Северо-Востока СССР.

Между этими крайними типами располагаются различные варианты строения профиля выветривания переходного типа, в которых горизонты выщелачивания обладают меньшей мощностью и выражены менее отчетливо, чем в профиле первого типа, а сульфатно-аккумулятивные горизонты представлены не столь полно, как в профиле второго типа.

Поскольку контроль ландшафтно-геохимических условий в пределах одного района осуществляется рельефом, то для образования коры выветривания рудных месторождений трудно переоценить значение геоморфологического фактора. Глубина грунтовых и трещинных вод, соотношение поверхностного и грунтового стока, мощность горизонта аэрации в значительной мере определяются характером рельефа. Например, сульфидные месторождения Кавказа имеют третичный возраст. Жаркие гумидные условия благоприятствовали образованию мощной зоны окисления. Однако в конце третич-

---

ра выветривания северочилийских сульфидных месторождений (Алькапаразо, Чиквикамата и др.).

ного и на протяжении четвертичного периодов область Кавказа испытывала интенсивный подъем. В результате эрозия шла параллельно процессам выветривания, а часто и опережала их. По-видимому, поэтому в медных, полиметаллических и редкометальных сульфидсодержащих месторождениях Кавказа кора выветривания недостаточно хорошо проработана. В зоне окисления участки окисленных руд чередуются с хорошо сохранившимися сульфидными рудами, зона цементации отсутствует (Акопян, 1960).

Хорошая сохранность зоны гипергенеза рудных месторождений Казахстана в значительной мере обусловлена относительно спокойным тектоническим режимом и умеренно расчлененным рельефом. На Урале в связи с блоковыми поднятиями и омоложением рельефа происходило понижение уровня грунтовых вод. Предполагают, что это способствовало образованию четких горизонтов коры выветривания.

При детальном исследовании роль рельефа выступает чрезвычайно отчетливо. В восточной части Танну-Ола имеются гидротермальные крупные трубообразные залежи неправильной формы, состоящие в основном из сидерита, барита, флюорита с переменными количествами гематита, пирита, магнетита и кварца. На рудных телах местами образована окисножелезистая кора выветривания мезозойско-палеогенового возраста. Формирование современного рельефа связано с посленеогеновыми тектоническими движениями. На положительных элементах рельефа, подвергнутых интенсивной эрозии в четвертичное время, кора выветривания рудных тел отсутствует, в то время как она хорошо выражена на сохранившейся поверхности древнего рельефа (Митропольский, 1962).

По мнению С. С. Смирнова, для образования мощной коры выветривания рудных месторождений наиболее благоприятны не энергичная эрозия и молодой рельеф, а конечные стадии рельефообразования с затухающей эрозионной деятельностью и пенепленезированным рельефом. При этом для формирования мощных горизонтов вторичного сульфидного обогащения типичны срединные стадии рельефообразования, при которых эрозия несколько отстаёт от скорости продвижения вниз границы окисления.

## **ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ**

Накопившийся фактический материал привел исследователей к выводам, что зона окисления не является простым замещением первичных руд гипергенными новообразованными материалами.

Вмещающие породы; тектоника, форма рудного тела, текстурно-структурные особенности руды оказывают существенное влияние и часто определяют характерные черты коры выветривания рудных месторождений. Степень раздробленности пород обуславливает глубину и скорость циркуляции трещинно-грунтовых вод и воздуха. Скорость гипергенного преобразования сульфидов зависит от характера их распределения в руде. В итоге расположение окисленных руд по форме и размерам обычно не отвечает исходному рудному телу, а иногда даже не совпадает с бывшим выходом сульфидных руд на поверхность.

С одной стороны, наличие карбонатов среди жильных или вмещающих пород способствует нейтрализации кислых растворов, что влечет за собой выпадение определенных соединений. Классическим примером подобного случая является окисление полиметаллических руд в карбонатных вмещающих породах. Здесь происходит резкое разделение цинка и свинца — элементов, весьма тесно ассоциированных в гидротермальном процессе. Свинец, связанный в виде скоплений малорастворимого англезита, накапливается на месте первичных руд и затем замещается еще менее растворимым церусситом. Цинк в форме легкорастворимого сульфата выносится за пределы рудного тела. При наличии некарбонатных вмещающих пород цинк рассеивается. На контакте с карбонатными породами в результате реакции обмена сульфата цинка с карбонатами происходит выпадение плохо растворимого смитсонита. Поэтому многие месторождения, обнаруженные по зоне окисления как свинцовые, на глубине оказались свинцово-цинковыми (рис. 66).

С другой стороны, карбонатные породы относительно легко растворяются, что сопровождается карстооб-

разованием. Породы становятся более проницаемыми, и зона гипергенного преобразования проникает далеко вглубь. Известны случаи (Тинтик, США), когда в карбонатных породах зона окисления достигает глубины более 500 м, а в расположенных рядом изверженных породах имеет значительно меньшую мощность.

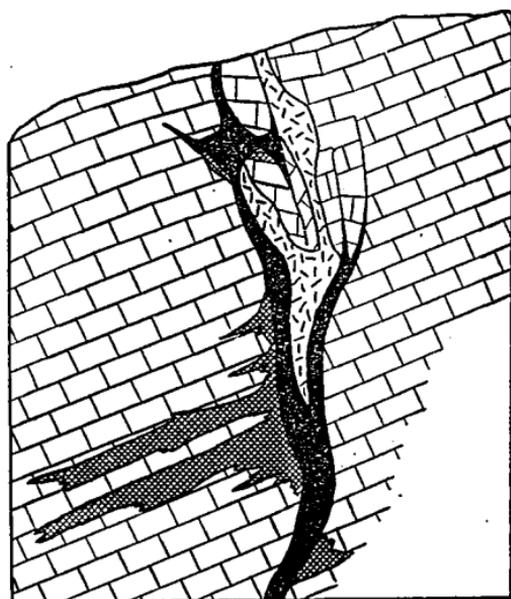


Рис. 66. Кора выветривания Турланского свинцово-цинкового месторождения (по И. И. Князеву):

1 — известняк; 2 — брекчии оседания;  
3 — окисленные свинцовые руды; 4 — окисленные цинковые руды

Исключительно важное значение для формирования коры выветривания месторождений руд имеет трещиноватость. На рис. 67 изображен профиль через молибденовое месторождение Давенда, расположенное в Восточном Забайкалье. Месторождение представлено серией кварцево-молибденовых жил в биотитовых среднезернистых гранитах. Жилы сложены кварцем, турмалином и карбонатами с примесью сульфидов

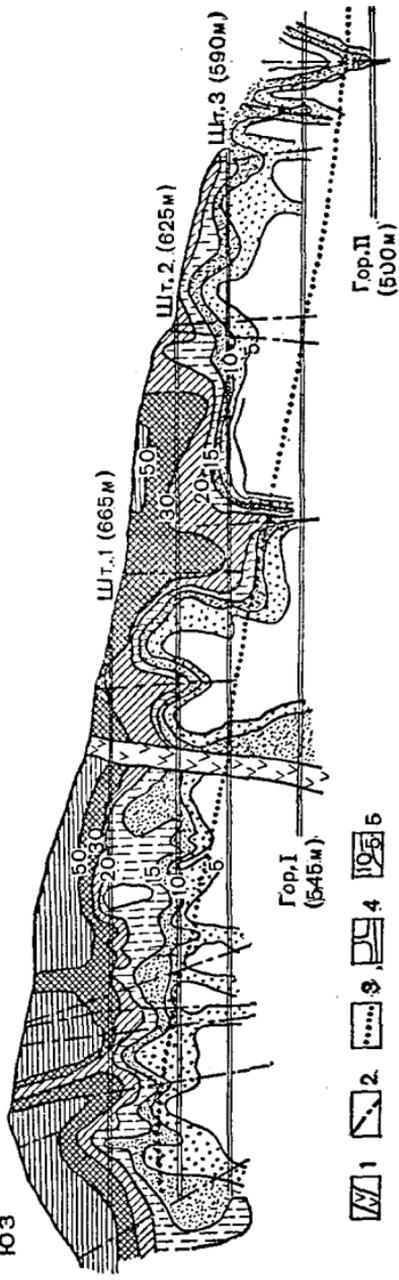


Рис. 67. Схематический продольный разрез через месторождение Давенда (по А. В. Дружинину, 1956):

1 — дайки кварцевого микрогаббро; 2 — тектонические нарушения; 3 — граница «вечной» мерзлоты; 4 — горные выработки; 5 — изолинии степени окисления молибдена (в процентах)

железа, молибдена, висмута, меди, свинца и цинка. Процессы окисления затухают с глубиной, по-видимому, в целом ограничиваясь поверхностью многолетней мерзлоты. Однако глубина зоны окисления на различных участках меняется более чем в два раза (от 50 до 115 м) в связи со степенью трещиноватости.

Точно так же в рудных месторождениях Алтая мощность зоны гипергенного преобразования в значительной мере обусловлена глубиной и интенсивностью послерудного тектонического дробления.

Определяющее значение для характера коры выветривания имеет состав руд. Разнообразие анионов и катионов в зоне окисления рудных месторождений по сравнению с корой выветривания распространенных пород обуславливает появление разнообразных гипергенных минералов. Соответственно в различных месторождениях строение профиля коры выветривания будет неодинаково. По данным С. С. Смирнова (1951), «правильная вторичная зональность в полном развитии» для медно-сульфидных месторождений будет иметь следующее строение: подзона окисленных руд, подзона окисленных выщелоченных руд, подзона богатых окисленных руд, зона вторично обогащенных сульфидных руд, зона сульфидных гипогенных руд. Иное строение имеет кора выветривания урано-сульфидных месторождений, в которых сверху располагается горизонт гидроокислов и силикатов, ниже — горизонт фосфатов и арсенатов. Далее книзу находится горизонт урановых черней, постепенно переходящий в неизмененную наступановую руду (Грицаенко и др., 1959).

### **ВОЗРАСТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Процессы гипергенеза, как правило, отделены значительным промежутком времени от момента образования месторождения. Гипергенное преобразование рудных скоплений становится возможным лишь после того, как денудация разрушит толщу покрывающих пород и факторы гипергенеза получают возможность воздействовать на гипогенные минералы.

В СССР значительная часть рудных месторождений с сульфидной минерализацией образовалась в каледон-

скую и особенно в герцинскую металлогенические эпохи. По мнению Ф. В. Чухрова (1964), формирование коры выветривания этих месторождений осуществлялось на протяжении мезозоя и третичного периода. Таким образом, этап гипергенеза, начавшийся в нижнем палеозое и закончившийся в палеогене, во время которого были образованы мощные коры выветривания горных пород, отразился и на выветривании рудных месторождений.

Мезозойский возраст предполагается у кор выветривания рудных месторождений Казахстана, Урала, Алтая, частично Тянь-Шаня и других районов (Пилипенко, 1915; Шадлун, 1948; Чухров, 1952). Образование рудных месторождений Восточной Сибири и Тихоокеанского побережья СССР связано с мезозойской металлогенической эпохой. Процессы гипергенеза этих месторождений развивались начиная с верхнего мела.

Длительный период континентального режима и относительно слабая эрозионная деятельность способствовали образованию мощной зоны окисления месторождений полиметаллических руд Восточного Забайкалья. На участках относительно слабой эрозионной деятельности в прошлом мощность зоны окисления достигает 170—200 м (Дубинина и др., 1963).

Время образования коры выветривания рудных месторождений Северо-Востока СССР недостаточно ясно. С. С. Смирнов связывал образование мощных сульфатных зон окисления этой области с жаркими и сухими условиями предледникового времени, а суровыми условиями ледникового периода объяснял консервацию и хорошую сохранность зоны окисления. Эту точку зрения полностью разделяет Ф. В. Чухров (1964). Однако палеогеографические данные не подтверждают наличие на Северо-Востоке в третичном времени аридных условий, а, наоборот, свидетельствуют о распространении в этой области гумидных лесных ландшафтов. На это же указывает состав третичных автоморфных кор выветривания, обнаруженных на севере Камчатки (Новоселов, 1964) и побережье Охотского моря (Вальпетер, 1965). Нам представляется, что формирование коры выветривания месторождений Северо-Востока СССР было длительным и сложным процессом. Начало его, возможно, относится к гумидным условиям третичного времени, но

образование мощных скоплений водорастворимых сульфатов связано с резко аридными условиями четвертичного периода.

Интересно отметить, что кора выветривания рудных месторождений широко развита в областях, претерпевших неоднократное оледенение. Так, например, в Финляндии и Швеции изучена кора выветривания колчеданных месторождений. Обычно в нижней ее части отмечаются горизонты сульфатов, выше — ярозитово-лимонитовый горизонт, еще выше — полностью выщелоченная кварцевая дресва. Эта кора выветривания покрыта мореной (Saksela, 1953).

В настоящее время обнаружена кора выветривания сульфидных месторождений четвертичного возраста. Примером может служить зона гипергенеза Норильского месторождения. Медно-никелевые сульфидные руды этого месторождения обнаруживают следы гипергенного изменения до глубины 100—120 м. Здесь выделяются зоны окисления и вторичных сульфидов меди и никеля. В зоне окисления присутствуют гидроокислы железа, сульфаты окиси и закиси железа, никеля, меди, самородная медь и другие гипергенные минералы. Н. С. Зонтов (1959) считает, что зона окисления в основных чертах сформировалась между первым и вторым покровными оледенениями.

Следует отметить, что кора выветривания многих рудных месторождений содержит проявления наложенных процессов, вызванных изменением ландшафтно-геохимических условий. Например, в горных районах Алтая и Тянь-Шаня древние зоны окисления рудных месторождений были «омоложены» новыми процессами гипергенеза вследствие поднятий альпийского тектогенеза. На уцелевшие от ледниковой экзарации доледниковые зоны окисления сульфидных месторождений Кольского полуострова были наложены процессы послеледникового выветривания. Определенные изменения обнаруживает зона окисления некоторых рудных месторождений Казахстана в связи с местными опусканиями и относительным повышением уровня грунтовых и трещинных вод.

## СООТНОШЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАСПРОСТРАНЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Выяснение этих соотношений встречает большие трудности. Сложная расшифровка разновозрастных минеральных ассоциаций коры выветривания горных пород еще более затрудняется дешифрированием специфических парагенезов рудных минералов. По-видимому, поэтому для одной и той же территории данных об истории формирования коры выветривания рудных месторождений обычно значительно меньше, чем сведений об эволюции коры выветривания распространенных горных пород.

Изучение взаимоотношений коры выветривания рудных месторождений и окружающих пород особенно важное значение приобретает для поисков месторождений, не выходящих на дневную поверхность. При гипергенезе месторождений происходит частичный вынос и рассевание рудных элементов вокруг месторождения. Этот процесс фиксируется в коре выветривания в виде так называемых вторичных ореолов рассеяния.

В древней коре выветривания они могут рассматриваться как остаточные, т. е. преобразованные первичные ореолы. Однако в результате гипергенеза может происходить не только сохранение части исходных металлов, но и также их обогащение. Обычно это явление связано с процессами сорбции металлов минералами монтмориллонитовой, галлуазитовой и гидрослюдистой групп, а также железистыми и марганцевыми новообразованиями. В отдельных случаях в древней коре выветривания металлы накапливаются в значительно большем количестве, чем они содержались в исходной породе. Так образовались месторождения никеля, кобальта и некоторых других металлов в древней коре выветривания ультраосновных пород Урала.

В переотложенных продуктах новейшего этапа гипергенеза, покрывающих рудные месторождения, формирование вторичных ореолов рассеяния представляет собой еще более сложный процесс, чем в древней коре выветривания. Гипергенное преобразование исходных минералов переводит в подвижное состояние некоторые рудные элементы. Перемещаясь вместе с грунтовыми водами, эти элементы могут задерживаться в рыхлых

отложениях, вызывая их эпигенетическое «заражение». Относительно устойчивые формы рудных элементов попадают в покров рыхлых отложений в результате денудации. Соотношение «механической» и «эпигенетической» составляющих вторичных ореолов сильно меняется в зависимости от конкретных ландшафтно-геохимических условий.

На рис. 68 видно, что в процессе древнего выветривания в результате явлений связывания рудных эле-

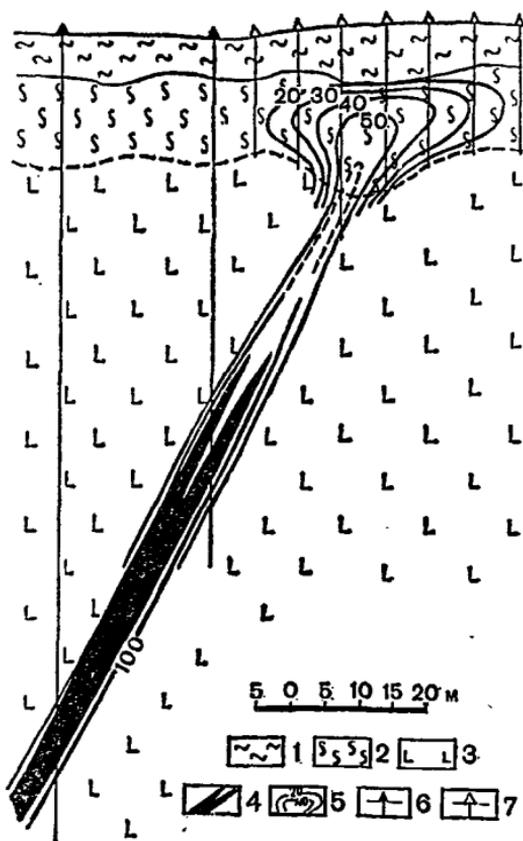


Рис. 68. Вертикальный разрез вторичного ореола рассеяния в коре выветривания рудопоявления редких элементов (по А. Н. Еремееву и А. П. Соловову, 1963):

1 — покровные четвертичные отложения; 2 — глинистая кора выветривания; 3 — коренные породы; 4 — рудное тело; 5 — изоконцентрации (в условных единицах); 6 — скважины колонкового бурения; 7 — шнековые скважины

ментов гипергенными силикатами сформировался вторичный ореол рассеяния, размеры которого значительно превышают величину рудного тела в плане. А формы переотложенной новейшей коры выветривания не только не способствуют дальнейшему распространению эпигенетического ореола, но ясно экранируют остаточный ореол в древней автоморфной коре выветривания. Это обусловлено, во-первых, составом покровных отложений, сложенных дальнепринесенными компонентами, и, во-вторых, процессами эпигенетической стадии новейшего этапа гипергенеза, которые не благоприятствовали перераспределению рудных элементов.

Наиболее обычно уменьшение размеров ореола рассеяния в зоне гипергенеза от древней коры выветривания к рыхлым покровным отложениям и далее к верхнему горизонту почвы.

Подобный случай описан М. А. Глазовской и ее сотрудниками (1961). Медноколчеданное месторождение на Южном Урале расположено в толще альбитофиров и их туфов девонского возраста. Поверхность коренных пород с выходами рудных тел покрыта мощной толщей четвертичных отложений суглинистого состава (мощность 30—50 м). Нижняя часть этой толщи обогащена местным материалом, в связи с чем наблюдается повышенное содержание рудных элементов. Верхняя (примерно 20 м) часть четвертичной толщи лишена механических продуктов разрушения зоны окисления рудной залежи. Поэтому естественно, что широкий ореол рассеяния в древней коре выветривания рудовмещающих пород незначительно уменьшается в нижней части четвертичной толщи, но резко сокращается в ее верхних горизонтах (рис. 69). Изменение конфигурации ореола связано с наличием в юго-восточной части участка известняков, подстилающих рыхлые отложения. Наличие карбонатной среды обуславливает выпадение мигрирующих металлов. На поверхности аномальное содержание рудных элементов ограничено площадью распространения заболоченных почв благодаря обмену грунтовыми вод с более глубоко расположенными горизонтами подземных вод.

В ряде случаев под влиянием тектонических и гидрогеологических особенностей месторождения, истории развития района и других факторов взаимоотношения

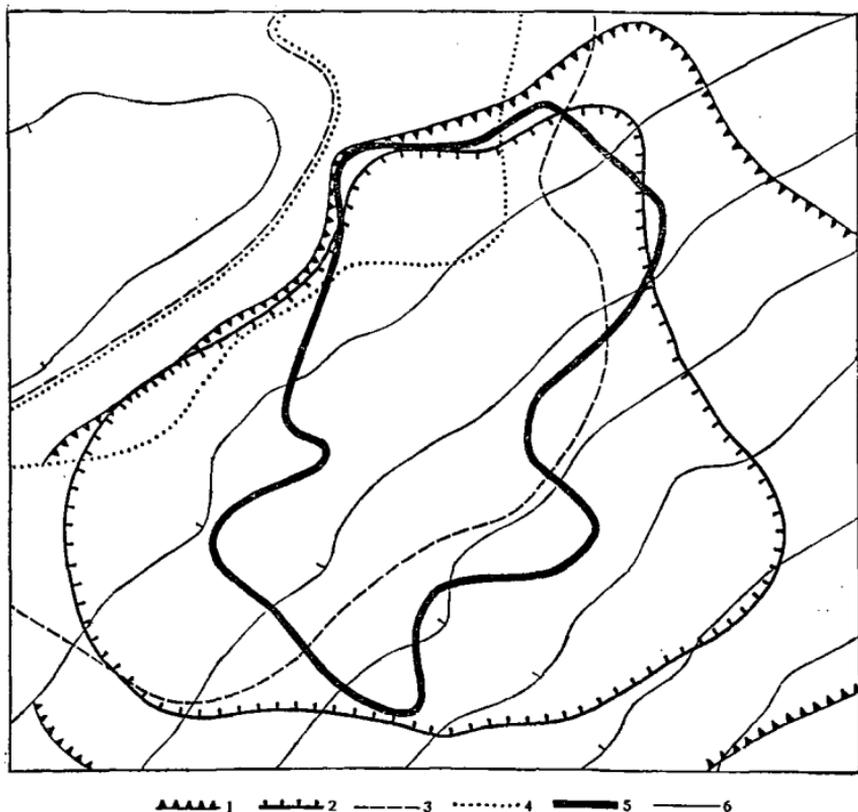


Рис. 69. Соотношение очертаний ореола рассеяния медноколчеданного месторождения в различных горизонтах зоны гипергенеза (по М. М. Глазовской и др., 1961):

1 — контур ореола рассеяния в древней коре выветривания; 2 — контур ореола рассеяния в нижней части четвертичных отложений; 3 — контур ореола рассеяния в верхней части четвертичных отложений; 4 — контур ореола рассеяния в гумусовом горизонте почв; 5 — проекция рудного тела на дневную поверхность; 6 — горизонталы современного рельефа

коры выветривания рудного месторождения и вмещающих пород становятся более сложными. Тогда ореол рассеяния рудных элементов приобретает сложную конфигурацию.

Ю. В. Шарков изучал колебания размеров ореола рассеяния редкометального месторождения в зависимости от изменения характера гипергенеза. Месторождение расположено на небольшой возвышенности и прикрито отложениями третичного и четвертичного возра-

ста. В результате современного гипергенеза, осуществляющегося в условиях степного ландшафта, рассеяние рудного элемента приводит к образованию небольшого по площади вторичного ореола рассеяния. Примерно такая же картина наблюдается в домиоценовых глинах. В миоценовых светлых глинах, залегающих в срединной части толщи рыхлых отложений, ореол рассеяния имеет значительно большие размеры (рис. 70). Это

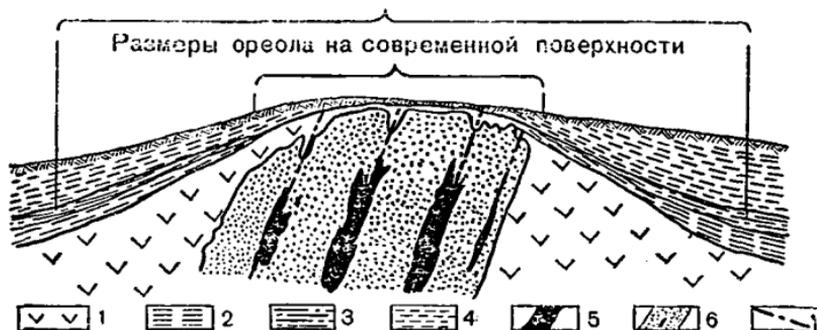


Рис. 70. Изменение размеров вторичного ореола рассеяния рудного месторождения в разновозрастной переотложенной коре выветривания (по Ю. В. Шаркову, 1957):

1 — коренные породы; 2 — домиоценовые темные коричневые глины; 3 — светлые глины миоцена; 4 — красные и бурые глины четвертичного возраста; 5 — рудные тела; 6 — ореол рассеяния в коренных породах; 7 — участки тектонических нарушений

объясняется тем, что условия гипергенеза в миоцене были более благоприятны для фиксации рудного элемента, чем условия предыдущего и последующего времени.

Длительный континентальный режим способствует формированию многоярусной зоны гипергенеза. Степень выраженности каждого яруса и его отличительные особенности на различных участках ландшафта будут неодинаковыми. В результате происходит образование различных геохимических обстановок (фаций) зоны гипергенеза. Для конкретных территорий характерны вполне определенные обстановки. Каждая из них отличается особенностями минерального состава зоны гипергенеза и спецификой древней и современной миграций химических элементов. Это обстоятельство имеет

существенное значение для правильной постановки и интерпретации результатов геохимических методов поисков рудных месторождений.

В качестве примера рассмотрим основные обстановки зоны гипергенеза на территории междуречных пространств Северного Казахстана (Добровольский, 1961). Как известно, рудоносность района связана с его палеозойским фундаментом. Химические элементы палеозойского фундамента проявляют тенденцию к рассеянию в результате разрушения и преобразования минералов исходных горных пород. При этом отдельные химические элементы относительно аккумулируются в определенных компонентах зоны гипергенеза.

В первом приближении зона гипергенеза Казахского мелкосопочника может быть подразделена на следующие три части. В самом низу выделяются следы древних эпох гипергенеза, зафиксированные главным образом в виде остаточных форм древней коры выветривания. Выше располагаются континентальные отложения четвертичного (местами неогеново-четвертичного) возраста, являющиеся объектом новейшего гипергенеза. Верхняя часть зоны гипергенеза представлена современным почвенным покровом. Определенные сочетания древней и новейшей коры выветривания создают геохимические обстановки зоны гипергенеза. Таким образом, характер древней коры выветривания, минералогический состав четвертичных отложений, их мощность, новейшие процессы гипергенеза в каждой из этих обстановок имеют специфические особенности (рис. 71).

1. Обстановка эпигенетического геохимического рассеяния химических элементов палеозойского фундамента. Древняя кора выветривания здесь представлена нижней частью профиля площадной остаточной коры (пестроцветный горизонт). В составе четвертичных отложений преобладает дальнепринесенный материал. Новейший гипергенез характеризуется возникновением карбонатных и сульфатных новообразований. Почвенный покров представлен южными черноземами и темно-каштановыми почвами под ковыльно-типчковой растительностью. В результате в этих условиях происходит слабое эпигенетическое проникновение рудных элементов в покровные отложения. Эта обстановка намечается

определенными формами рельефа, а именно, равнинными, слабоволнистыми участками.

2. Обстановка механического рассеяния химических элементов палеозойского фундамента с подчиненными явлениями эпигенетического заражения. В этой обстановке древняя кора выветривания полностью или почти полностью уничтожена эрозией. Доминирование местного обломочного материала в маломощных склоновых суглинках и сравнительно слабая разрушенность минералов исходных пород определяют преобладание механического рассеяния химических элементов палеозойского фундамента. Это явление осложняется подчиненным процессом эпигенетического заражения небольшого количества тонкодисперсной силикатной массы и некоторых новообразований. Формы рельефа, соответствующие данной обстановке, представляют собой склоны останцовых выступов.

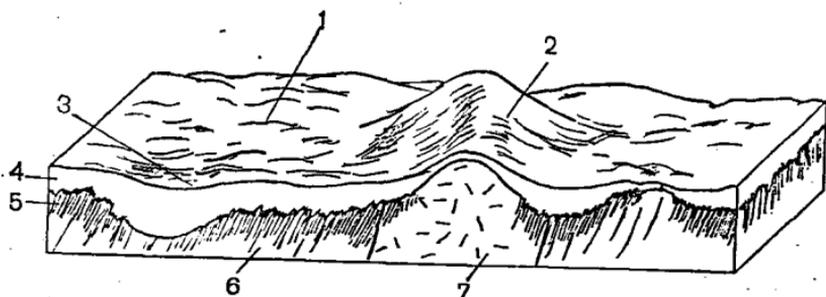


Рис. 71. Соотношение новейшей и древней кор выветривания и геохимические обстановки зоны гипергенеза в условиях Центрального Казахстана (по В. В. Добровольскому, 1961):

1 — обстановка эпигенетического геохимического рассеяния; 2 — обстановка преимущественного механического рассеяния; 3 — обстановка резкого геохимического экранирования; 4 — рыхлые неогеново-четвертичные отложения; 5 — древняя остаточная площадная кора выветривания; 6 — осадочно-метаморфические породы палеозоя; 7 — изверженные породы

3. Обстановка резкого геохимического экранирования процессов рассеяния химических элементов палеозойского фундамента. Обстановка локализована участками межсочных депрессий и степных западин. Древняя кора выветривания часто представлена линейной корой, имеющей большую мощность. Резкое преобладание дальнепринесенного тонкообломочного материала

в составе покровных отложений и их относительно большая мощность обеспечивают полное экранирование процессов рассеяния химических элементов коренных пород. Этому способствуют процессы почвообразования (осолодение, осолонцевание).

Установление подобных геохимических обстановок зоны гипергенеза и выделение их на картах различного масштаба могут оказать существенную помощь постановке рациональной системы геолого-поисковых работ.

## SUMMARY

1. In the author's opinion, weathering crust is the outermost part of the lithosphere regularly transformed under the influence of local landscape conditions. A combination of particular processes of lithosphere transformation at the surface of the continents is termed weathering or hypergenesis. Processes of hypergenesis extend to all types of mineral deposits and rocks.

From geochemical concepts hypergenesis is a single process of redistribution of chemical elements under particular landscape-geochemical conditions. The essence of this process is transformation or destruction of unstable crystallochemical structures of minerals of the original rocks and formation of hypergene minerals resistant under the conditions of particular landscapes. Investigation of weathering crust is performed by the comparison-geographical method by means of a thorough study of really existing natural chemical compounds-minerals, their parageneses and texture-structural correlations. Along with a great number of known mineralization phenomena which occur during weathering (solution, hydrolysis, coagulation, crystallization, etc.), hypergene metasomatism has been found to be extremely significant.

2. Under the influence of bioclimatic conditions two main types of hypergenesis are formed: arid and humid. Intensity of the humid type is related to thermal conditions. In case of the arid type of hypergenesis the extent of the sun energy effect is low irrespective of the geographical altitude.

Distinguishing of products of arid and humid types of hypergenesis is the most general global gradation of weathering crust. Relief forms and position of ground water contribute to its further differentiation. Automorphic weathering crust is formed on positive ground features with free drainage, which is entirely formed at the expense of original rock sources. The morphology of this crust is cha-

racterized by a system of genetic horizons forming a weathering profile. The horizons are marked by paragenetical associations of hypergene minerals and regularly grade from slightly altered rock to products of most intensive alteration in a given profile. The formation of a profile of automorphic weathering crust is mainly affected by descending water movement.

Movable components evacuated from automorphic weathering crust migrate with surface and ground waters into topographical lows where they participate in the formation of hydromorphic weathering crust. The profile of this type of crust is characterized by horizons of newly formed minerals which resulted from capillar-ascending water movement.

Automorphic and hydromorphic weathering crusts which greatly differ by oxidation-reduction processes are in geochemical coexistence. Regular combinations of automorphic and hydromorphic crusts of definite compositions correspond to every type of hypergenesis.

As a result of certain effects (tectonic movements, reduction of the area of humid forest landscapes, glacial phenomena) weathering crust is subject to erosion.

Transported weathering products represented by various continental deposits are here referred to as redeposited weathering crust, following B. B. Polynov (1935).

3. Geographical and geochemical conditions at the surface of the continents have been continuously developing. Hence weathering crusts of different periods of the geological history essentially differ.

The most ancient weathering crust in the U.S.S.R. has been found in South Karelia. Its age is Lower Proterozoic. The crust is formed on Archean granite and gneiss. It is highly metamorphosed and dislocated. Its distinctive feature is high potash content in the upper horizon and incomplete transition of divalent ferrum into trivalent one. Findings of this type of crust have also been reported from East Siberia. Redeposited weathering products have been found in some areas between the Yenisei and Lena rivers. Weathering crust is widely developed on the surface of the crystalline basement of the Russian Platform. This crust was formed in the Upper Precambrian, though in some areas weathering continued during the entire Lower Paleozoic period, an example being the known iron ore deposits

of the Kursk Magnetic Anomaly. This crust is characterized by intensive solution of quartz in the upper horizons of the profile. This fact, like the high potash content in the upper horizon of the Lower Proterozoic weathering crust, seems to be related with alkalinity of surface and ground waters of that time.

Of ancient weathering crusts the most extensively developed in the U.S.S.R. are automorphic crusts formed in humid, fairly high-thermal forest landscapes of the Mesozoic period.

The thickness of these crusts, particularly in areas of tectonic dislocations (the so called linear weathering crust), amounts to 150—200 m and more. Dominating minerals in the upper horizon of these crusts are kaolinite, halloysite or cerolite, nontronite, ferruginous allophanoids and also minerals of the iron and aluminium hydroxide group, depending upon the composition of the initial rocks. Automorphic crusts are accompanied by various re-deposited weathering products. Thick Mesozoic weathering crusts are developed in the Ukraine and the Urals, in Kazakhstan and Central Asia, in many areas of Siberia and in the Far East.

Paleogene weathering crust is preserved in the Altai, the Sayany, Central Asia, the Crimea and some other areas. It is of the same character as the Mesozoic one, though is distinguished for its smaller thickness.

4. In the late Miocene a radical change of bioclimatic conditions began in the territory of the U.S.S.R., which involved a corresponding change of the processes and products of hypergenesis. Only within a very limited area in the Caucasus (Talysh, Adjaria) weathering crust similar to the Mesozoic-Paleogene type was formed in the Pliocene and Lower Quaternary. In the south of the U.S.S.R., as a result of progressing aridization, Mesozoic-Paleogene crusts were intensively washed out and redeposited as Pliocene continental red formation. At the background of general aridization there were periods of intensive water flooding of dry areas-pluvial phases. Their relicts are thick hydromorphic carbonate and gypsum crusts preserved in Trans-Caspian deserts, Central Asia, the Trans-Caucasus and south of the Crimea.

Growing fall of temperature in the northern half of the U.S.S.R. involved an intensive development of cold humid

landscapes and of nival landscapes in the Quaternary. Under those conditions in the course of weathering not all the minerals were destroyed but only those which were least resistant, and a great amount of fine-dispersive silicate of the hydromica type was formed. The area of formation of this peculiar crust was not limited by the northern half of the U.S.S.R., it also embraced the mountain systems in the south.

As a result of the erosion and accumulation activity of water and glaciers, huge masses of loose products of weathering were transported over great distances and after being redeposited they were again subject to hypergene transformation. Thus in the complex process of the formation of recent weathering crust a progenetic stage of hypergenesis should be distinguished, which occurred prior to the formation of certain types of the Quaternary mantle rocks, and an epigenetic stage during which the transformation of these types of mantle rocks took place.

On the basis of the information available, generalized maps have been prepared by the author of the ancient and newest weathering crusts of the U.S.S.R.

5. The external part of ore deposits altered by hypergene processes is a particular case of automorphic weathering crust. The so-called secondary zoning of ore deposits is a peculiar weathering profile. Distinctive features of weathering crusts of ore deposits are defined by their mineralogical composition and in the first place by sulphide presence. A great number of ore deposits in the U.S.S.R. with sulphide mineralization were formed in the Caledonian and Hercynian metallogenic epochs. The formation of secondary zoning of these deposits occurred in humid conditions simultaneously with the formation of thick weathering crust of rocks during the Mesozoic and Paleogene periods. Rather peculiar is weathering crust of Northeastern ore deposits, whose composition and structure were affected by insufficient humidification.

## ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаходжаев А. А. и др. Кора выветривания Узбекистана.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. М., 1963.

Акопян Е. А. Минералогия зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений Армении. Ереван, 1960.

Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены.— «Труды Геологического ин-та АН СССР», вып. 51, 1961.

Амирасланов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них.— «Труды ВИМС», вып. 121, 1937.

Антипов-Каратаев И. Н. и Прасолов Л. И. Почвы Крымского государственного заповедника и прилегающих местностей.— «Труды Почвенного ин-та им. Докучаева», т. VII. Л., 1932.

Аристовская Т. В. Микробиология подзолистых почв. М.—Л., 1965.

Архангельский Н. И. О возрасте, составе и тектоническом размещении латеритного элювия на восточном склоне Урала.— В кн.: «Латериты». М., 1964.

Афанасьев А. П. и Ермолаев М. М. Минералогия древней коры выветривания на восточном склоне Балтийского щита.— «Известия Карельского и Кольского филиалов АН СССР», № 5, 1958.

Афанасьев А. П. О составе глинистой фракции четвертичных отложений Кольского полуострова.— В кн.: «Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты», 1960.

Батулин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., 1947.

Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З. К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова.— В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, 1966.

Белов Н. В. и Лебедев В. И. Источники энергии геохимических процессов.— «Природа», № 5, 1957.

Бер А. Г. О палеогеновой коре выветривания в Тургайской впадине. ДАН СССР, 98, № 4. 1954.

Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. М., 1963.

Бугельский Ю. Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 4. М., 1962.

Вальштейн А. И. О древних корах выветривания и некоторых вопросах континентальной истории на Северо-Востоке СССР.— «Колыма», № 1, 1965.

Васильев В. А. Особенности развития территории Южной Прибалтики (в связи с формированием и размывом древних кор выветривания).— «Известия АН СССР», сер. геол., № 5, 1967.

Вейц Б. И. Геолого-минералогическая характеристика полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: «Минералогия Рудного Алтая», т. III. Алма-Ата, 1959.

Веселовская М. М. Донижнепалеозойская кора выветривания на Русской платформе.— «Известия АН СССР», сер. геол., № 2, 1957.

Виленский Д. Г. О красноцветных почвах Южного Крыма.— «Бюлл. почвовед», № 5—7, 1926.

Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963.

Волобуев В. Р. Экология почв. Баку, 1963.

Вышемирский В. С. Древняя кора выветривания на северном склоне Алданского щита.— «Научный ежегодник за 1955 г.», Саратовский университет, геол. фак. Саратов, 1959.

Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение.— «Известия АН СССР», сер. геол., № 6, 1955.

Гинзбург И. И. Каолин и его генезис.— «Известия СПб. политехнич. ин-та», 1912.

Гинзбург И. И. Пеликаниты и каолины юга и юго-запада России.— «Известия СПб. политехнич. ин-та», 1914.

Гинзбург И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР.— «Известия АН СССР», сер. геол., № 12, 1957.

Гинзбург И. И. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963—I.

Гинзбург И. И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 5, АН СССР. М., 1963—II.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. М., 1963—III.

Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З., Папков В. Ф., Савельев И. И., Трубина К. Н. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала.— «Труды ИГН АН СССР», т. I, вып. 80, 1946; т. II, вып. 81, 1947.

Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., 1951.

Гинзбург И. И., Писемский Г. В. Кора выветривания на породах зеленокаменной толщи Учалинского медноколчеданного месторождения.— В кн.: «Кора выветривания», сб. 4. М., 1962.

Гладцин И. Н. и Дзенс-Литовская Н. Н. Terra rossa (красная земля) Тарханкутского полуострова.— В кн.: «Очерки по физической географии Крыма», вып. I. Л.—М., 1938.

Глазовская М. А., Макунина А. А., Павленко И. А., Божко М. Г., Гаврилова И. П. Геохимия

ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. М., 1961.

Глинка К. Д. Исследования в области процессов выветривания.—«Труды Петербургского об-ва естествоисп.», т. 34, вып. 5, отд. геол. и минер., 1906.

Глинка К. Д. К вопросу о минералогическом составе почв и методах его исследования.—«Почвоведение», X, 1908.

Глинка К. Д. Новейшие течения в почвоведении.—«Почвоведение», I, 1910.

Глинка К. Д. Каолиновые глины Воронежской губернии. Воронеж, 1919.

Глинка К. Д. Геология и почвы Воронежской губернии. Воронеж, 1921.

Глинка К. Д. Почвоведение, изд. 5. М.—Л., 1932.

Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., 1963.

Грицаенко Г. С. и др. Минералогические типы зон окисления гидротермальных урановых и сульфидно-урановых месторождений СССР.—«Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии». Доклады советских ученых, т. 3. М., 1959.

Грим Р. Е. Минералогия глин, перевод. М., 1959.

Гуцаки В. А. Кора выветривания Орского Зауралья.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963.

Добродеев О. П. Эволюция выветривания и палеогеография Минусинской котловины и ее горного обрамления в кайнозой. Автореф. канд. дис., МГУ, 1965.

Добровольский В. В. О палеопедологических работах В. Кубиены.— В кн.: «Геохимия степей и пустынь». М., 1962—I.

Добровольский В. В. Рецензия на книгу Г. Эрара «Генезис почв как геологическое явление».— В кн.: «Геохимия степей и пустынь». М., 1962—II.

Добровольский В. В. Ландшафтно-геохимические особенности нагорных тундр Кольского полуострова.—«Почвоведение», № 2, 1963.

Добровольский В. В. Вещественный состав и морфология коры выветривания. М., 1964.

Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., 1966.

Добровольский В. В. и Алешукин Л. В. Некоторые ландшафтно-геохимические особенности северной тайги Кольского полуострова.—«Почвоведение», № 10, 1964.

Дорфман М. Д. Линейная (трещинная) кора выветривания в нефелиновых сиенитах Хибинских тундр.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 3. М., 1960.

Докучаев В. В. Русский чернозем. СПб., 1883.

Докучаев В. В. О зональности в минеральном царстве.—«Записки Минералогического об-ва», 2-я серия, ч. 37. СПб., 1899.

Докучаев В. В. Предварительный отчет об исследованиях на Кавказе летом 1899 г., 1900.

Дубинина В. Н., Корнилович И. А., Свирский М. А., Собачкин Н. Г. Зона окисления свинцово-цинковых и мышьяково-свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья.—«Труды ИГЕМ АН СССР», вып. 83, 1963.

Еремеев А. Н. и Соловов А. П. Глубинные поиски погребенных месторождений.—В кн.: «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., 1963.

Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе сегозерского горшечного камня.—«Записки Российского минерал. об-ва», ч. 58, № 1, 1929.

Ермолаев М. М. Вычисление значений свободных энергий некоторых гипергенных минералов на основе предположения о стационарности химических потенциалов и концентраций главных элементов в водах Мирового Океана.—В кн.: «Кора выветривания», вып. 7. М., 1966.

Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале.—«Труды Геол. ком.», нов. сер., вып. 173, ч. I, 1927; ч. II, 1929.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1955.

Заварицкий А. Н. и Батулин В. П. Петрографическое исследование нижней части палеозойского комплекса и его кристаллического основания в районе г. Москвы.—В кн.: «Сб. памяти А. Д. Архангельского». М., 1951.

Запорожцева А. С. Продукты коры выветривания в основании отложений мезозоя Усть-Енисейского района.—«Труды НИИГА», т. 89, 1956.

Зеленова О. И. К геохимическим особенностям палеогеновой эпохи Таджикской депрессии.—В кн.: «Геохимия степей и пустынь». М., 1962.

Зонтов Н. С. О зоне окисления вюрмского времени в Норильском месторождении медно-никелевых сульфидных руд. ДАН СССР, т. 129, № 2, 1959.

Казанский Ю. П., Боголепов К. В., Казаринов В. П., Сигов А. П. Мезозойские и кайнозойские формации коры выветривания в Западной Сибири.—В кн.: «Осадочные формации Сибири». «Труды V Всесоюз. литологич. совещания», т. II. Новосибирск, 1964.

Калесник С. В. Основы общего землеведения. М., 1955.

Калецкая М. С. и Миклухо-Маклай А. Д. О мезозойской коре выветривания на западном склоне Полярного и Приполярного Урала. ДАН СССР, т. 139, № 6, 1961.

Калюжный В. А. Погребенная кора выветривания диабазов и туфитов в эффузивно-осадочном горизонте  $D_2$  на Южном Тимане.—В кн.: «Кора выветривания», вып. 3. М., 1960.

Кальберг Э. А. и Левандо Е. П. Об анальцим- и цеолитсодержащих породах из Северо-Онежского района и об их роли в бокситообразовании.—В кн.: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963.

Касаткин В. Г. Почвы и грунты по линии Троицкой ж. д. СПб., 1915.

Клепинин Н. Н. К изучению так называемой Terra rossa Яйлы.—«Записки Крымского об-ва естествоисп.», т. V, 1915.

Коннов Л. П. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии.—В кн.: «Латериты». М., 1964.

Корин И. З. О контактово-карстовом типе месторождений в коре выветривания.—В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., 1956.

Краснов А. Н. К флоре бассейна р. Чаквы.— «Труды Общества испыт. природы при Харьковском университете», т. 28, 1894.

Крашенинников И. М. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья.— «Известия Докучаевского почвен. ком.», т. 3, 1915.

Кротов Б. П. Эпохи образования и генетические типы железорудных месторождений восточного склона Урала в мезозой-кайнозой.— В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.—Л., 1946.

Кротов Б. П. Метасоматические замещения в озерных рудных осадках различного типа в разные стадии жизни озер. ДАН СССР, т. 73, № 6, 1950.

Куземкина Е. Н. Никеленосная кора выветривания на ультрабазитах Кольского массива (Северный Урал).— В кн.: «Кора выветривания», вып. 9, М., 1965.

Кулибин А. Описание Кольвано-Воскресенских заводов по 1833 г.— «Горный журнал», I, II, III, 1836.

Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин, Алма-Ата, 1939.

Лебедев Ю. С. Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев, 1965.

Летников Ф. А. К вопросу о приближенных методах вычисления изобарно-изотермических потенциалов для целей геохимии.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 7, М., 1966.

Лисицина Н. А. О гипобситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 4, М., 1962.

Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. Особенности строения, состав и полезные ископаемые коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6, М., 1963.

Лучицкий В. И. Каолины Украины.— «Труды Института прикл. минер.», вып. 6, 1928.

Лысенко Н. И. К стратиграфии древнечетвертичных галечников Степного Крыма.— «Бюлл. ком. четв. периода», № 30, 1965.

Марков К. К. Палеогеография, изд. 2, 1960.

Маркович Е. М., Просвирякова З. П., Фадеева И. З. Нижнемезозойское угленакпление.— В кн.: «Атлас карт угленакпления на территории СССР». М.—Л., 1962.

Меняйлов А. А. Латеритный тип кор выветривания на траппах Сибирской платформы.— В кн.: «Латериты (Международ. геол. конгр. 22-я сессия, докл. сов. геологов)». М., 1964.

Михайловская О. Н. Почвы юго-западной части Бабуган-Яйлы.— «Труды Почвенного ин-та им. Докучаева», вып. 3—4, Л., 1930.

Мишустин Е. Н. Почвенные типы и специфика их микро-населения.— В кн.: «Физика, химия, биология и минералогия почв СССР (докл. к VIII Межд. конгрессу почвоведов)». М., 1964. «Минералогия Урала», ч. II, М.—Л., 1941.

Милашев В. А. Среднепалеозойская кора выветривания в Вилюйских горах.— «Труды Научно-исследов. ин-та геологии Арктики», т. 102, вып. 10, Л., 1959.

Мирошников Л. Д. О происхождении и возрасте каолинов Северного Таймыра.— «Записки Всесоюз. минерал. об-ва», ч. 89, вып. 4, 1960.

Митропольский А. С. О древних зонах окисления месторождений карбонатных руд Западной Тувы.— «Геология и геофизика», № 1, 1962.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960.

Нижитина А. П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. М., 1963.

Нижний Н. В. О двух эпохах выветривания позднего докембрия Восточной Сибири и о возможностях бокситообразования.— «Сов. геология», № 6, 1965.

Новоселов Ю. А. Древняя кора выветривания в бассейне р. Кичиги.— В кн.: «Вопросы географии Камчатки», вып. 2. Петропавловск-Камчатский, 1964.

Парфенова Е. И. и Ярилова Е. А. Минералогические исследования в почвоведении. М., 1962.

Перельман А. И. Катагенез.— «Известия АН СССР», сер. геол., № 8, 1959—I.

Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене.— «Труды ИГЕМ АН СССР», вып. 25, 1959—II.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., 1965.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта, изд. 2-е. М., 1966.

Перельман А. И. и Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза.— «Труды ИГЕМ АН СССР», вып. 70, 1962.

Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— «Труды Геологического ин-та АН СССР», вып. 95, сер. петр. (№ 29), 1948.

Петров В. П. Некоторые итоги изучения древних кор выветривания в СССР.— В кн.: «Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография». М., 1965.

Петров Н. П. О происхождении каолинов Ангрена.— В кн.: «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент, 1960.

Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая.— «Известия Томского ун-та», кн. 62, 1915.

Пирожников Л. П. Мезозойские отложения Земли Франца-Иосифа. Автореф. канд. дис., ЛГУ, 1965.

Плотникова М. И. О находке древней коры выветривания в верховьях р. Нижней Тунгуски.— «Материалы ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 23. Л., 1959.

Полынов Б. Б. Кора выветривания. М.— Л., 1934.

Полынов Б. Б. Выветривание. Состав континентальных отложений.— «Труды ГАС», вып. 4. М.— Л., 1935.

Полынов Б. Б. Геохимические ландшафты.— В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.— Л., 1946.

Полынов Б. Б. Избранные труды. М., 1956.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. М., 1955.

Прокопчук Б. И. Кора выветривания оксфорд-киммериджского возраста на северо-востоке Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 164, № 6, 1965.

Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья.—В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., 1956.

Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.—«Труды Геологического ин-та АН СССР». М., 1961.

Разумова В. Н. Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа.—В кн.: «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений». М., 1965.

Разумова В. Н. и Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.—«Труды Геологического ин-та АН СССР». М., 1963.

Родин Л. Е. и Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М.—Л., 1965.

Рожков И. С. Древняя кора выветривания на кимберлитовых породах.—В кн.: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963.

Саркисян С. Г. Петрографо-минералогическое исследование верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. М., 1949.

Седлецкий И. Д. География минералов.—«Известия АН СССР», сер. географ., № 4, 1948.

Сигов А. П. Вопросы металлогении кор выветривания Урала в геоморфологическом освещении.—В кн.: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии, ч. I. Палеоген и неоген. 1965; ч. II. Мезозой. Л., 1966.

Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне.—В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, 1956.

Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., 1958.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. (Изд. 1, 1936) Изд. 2. М., 1951.

Смирнов С. С. и др. Минералогический очерк Яно-Адвиганского района.—«Труды Института геол. наук АН СССР», вып. 46, сер. минерал. (9), 1941.

Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии.—В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. I. М., 1966.

Соколов Н. А. Нижнетретичные отложения Южной России.—«Труды Геологического ком.», т. 9, № 2, 1893.

Страхов Н. М. К познанию диагенеза.—В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I и II. М., 1960.

Супрычев В. А. Процессы гипергенеза и минералогический состав четвертичных отложений Присивашья. Автореф. канд. дис. Киев, 1965.

Тугаринов А. И., Бибилов Е. В., Зыков С. И. Абсолютный возраст горных пород КМА.— «Геохимия», № 10, 1964.

Узати с. Геогностические очерки Змеиногорского края.— «Горный журнал», VIII. СПб., 1839.

Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., 1935.

Ферсман А. Е. Соединения переменного состава в земной коре. «Сборник в честь 25-летия научной деятельности В. И. Вернадского». М., 1914.

Ферсман А. Е. Геохимия России, 1922.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. I, т. II, т. III, т. IV. Л., 1932, 1934, 1937, 1939.

Фридланд В. П. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М., 1964.

Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия.— «Труды Ленинградского геол. упр.», вып. 23, 1941.

Харин Г. С. Кора выветривания под турнейским ярусом на северо-востоке Салаира.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963.

Хольтедаль О. Геология Норвегии, т. II. М., 1958.

Чайкин С. И. Условия образования богатых руд Курской магнитной аномалии (КМА).— В кн.: «Латериты». М., 1964.

Черняховский А. Г. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал).— «Труды Геологического ин-та АН СССР», вып. 77. М., 1963.

Чайка В. М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов.— В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. I. М., 1966.

Чухров Ф. В. О древнем возрасте зоны окисления месторождений степной части Казахстана.— «Известия АН СССР», сер. геол., № 2, 1952.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., 1955.

Чухров Ф. В. Некоторые результаты изучения зоны гипергенеза рудных месторождений в СССР. Сер. «Итоги науки», вып. «Геохимия, минерал. и петрогр.». М., 1964.

Шахов Ф. Н. Морфологические черты зон окисления.— «Труды Института геол. и геофиз. СО АН СССР», вып. 4. М., 1960.

Шадлун Т. Н. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале.— «Труды Института геол. наук», вып. 96, сер. рудн. месторожд. (№ 11), 1948.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария.— «Записки Географического общества СССР», т. 16, нов. серия. М.—Л., 1957.

Щербина В. В. Поведение некоторых редких и рассеянных элементов в зоне гипергенеза.— «Советская геология», № 6, 1962.

Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений.— «Советская геология», сб. 43, 1955.

Щербина В. Н. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе, 1956.

Шумилова Е. В. и Николаев В. Л. Терригенно-минералогические провинции четвертичных пород Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их формирования.— «Труды Института геол. и геофиз. СО АН СССР», вып. 44. Новосибирск, 1964.

Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений, перевод. М.—Л., 1935.

Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Уктусском массиве ультраосновных пород (Средний Урал).— В кн.: «Кора выветривания», вып. 9. М., 1965.

Якубов Т. Некоторые данные о минералогическом составе песков Каспийской низменности в связи с вопросом их генезиса.— «Почвоведение», № 6, 1940.

Blanc E. Beiträge zur Kenntnis der chemischen und physikalischen Beschaffenheit der Roterde. «Jahr. Landw.», v. 60, 1912.

Blanc E. Die Mediterran-Roterde (Terra rossa). «Handbuch der Bodenlehre», Bd. III. Berlin, 1930.

Corbel Jean. Erosion en terrain calcaire. «Ann. geogr.», v. 68, N. 336, 1959.

Cornu F. Die heutige Verwitterungslehre in Lichte der Kolloidchemie.— «Zeitschr. für Chemie und Industrie der Kolloide», Bd. 4, H. 6, 1909.

Emmons W. H. The enrichment of ore deposits. «Bull. U. S. Geol. Survey», N 626, 1917.

Erhart H. La genese des sols en tant que phenomene geologique (esquisse d'une theorie geologique et geochemique: biostase et rhexistase), Masson. Paris, 1956.

Goldish S. S. A study of rock weathering. «J. Geol.», v. 46, N 1, 1938.

Harrassowitz H. Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. «Geol. Rundschau», N 7, 1916.

Harrassowitz H. Fossile Verwitterungsdecken. «Handbuch der Bodenlehre», Bd. IV. Berlin, 1930.

Heim A. Ober Verwitterung im Gebirge. Basel, 1879.

Hill D. E., Tedrow I. C. F. Weathering and soil formation on the arctic environment. «Amer. J. Sci.», N 2, 1961.

Hirschwald J. Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit. Berlin, 1908.

Jackson M. L. and Sherman G. D. Chemical weathering of minerals in soil. «Advances in agronomy», v. 5, N 1, 1953.

Kubiena W. Sobre el metodo de la Paleoedafologia. «Anales de Edafologia y Fisiologia Vegetal», v. XIII, N 7—8, 1954.

Kubiena W. Über die Braunlehmrelikte des Atakor (Höggar-Gebirge, Zentral-Sachara). «Erkunde», Bd. IX, H. 2, 1955.

Kubiena W. Materialien zur Geschichte der Bodenbildung auf den West-Kanarien. VI-e Congres Intern. Scien. Sol., V. E., Commis. V. Paris, 1956 — I.

Kubiena W. Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 7, 1956 — II.

Kubiena W. Prinzipien und Methodik der paläopedologischen Forschung im Dienste der Stratigraphie. «Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesellsch.», Bd. III, T. 3, 1960.

Mead W. J. Bauxite Deposits of Arkansas. Econ. Geol., v. 10, 1915.

Metzger R. Die jatulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinland. «Bull. Com. Geol. Finl.», v. 60, 1924.

Penrose R. A. F. The superficial alteration of ore-deposits. «Journ. of Geol.», v. 2, 1894.

Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New York, 1949.

Saksela M. Über die Verwitterung einiger finnischer Kieserze. «Bull. Commis. Geol. Finlande», Nr. 157, 1953.

Schneiderhöhn H. Die Oxidations- und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten. «Fortsch. Miner., Krist. u. Petrogr.», Bd. 9, 1924.

Stremme H. Überreste tertiärer Verwitterungsrinden in Deutschland. «Geol. Rundschau», I, 1910.

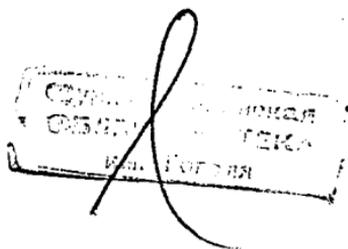
Vadasz E. Bauxite et terra rossa. «Acta Geol. Acad. Sc. Hungaricae», No. 2, 1956.

Wiesender H. Über die Veränderungen des Schwermineralbestanden der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. «Erdöl und Kohle», Bd. 6, H. 7, 1953.

Websky M. Über die geognostischen Verhältnisse der Erzlagerstätten von Kupferberg und Rundelstadt in Schlesien. «Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.», Bd. 5, 1852 (цитиров. по Schneiderhöhn, 1924).

Whitney J. D. Remarks on the changes with take place in the structure and composition on mineral veins near the surface, with particular reference to the east Tennessee copper-mines. «Am. Journ. of Sci.», No. 20, 1855.

И.В.И.И.И.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора . . . . .	3
Введение . . . . .	5

### Часть I

#### ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ГЕОГРАФИИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Глава 1. Горные породы как объект выветривания. Устойчивость минералов исходных пород . . . . .	20
Глава 2. Распространенные новообразованные минералы коры выветривания . . . . .	36
Глава 3. Условия образования и морфология кор выветривания . . . . .	54
Биоклиматические факторы . . . . .	—
Влияние тектоники, рельефа, грунтовых вод . . . . .	62
Время как условие выветривания . . . . .	67
Морфология коры выветривания . . . . .	70

### Часть II

#### ОБЗОР РАСПРОСТРАНЕННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Глава 4. Древняя кора выветривания . . . . .	77
Кора выветривания докембрия и нижнего палеозоя . . . . .	80
Кора выветривания верхнего палеозоя и эволюция гипергенеза на протяжении палеозоя . . . . .	94
Кора выветривания мезозоя . . . . .	103
Некоторые особенности мезозойской коры выветривания . . . . .	133
Нижнекайнозойская кора выветривания . . . . .	139
Глава 5. Новейшая кора выветривания . . . . .	147
Кора выветривания Крыма . . . . .	151
Кора выветривания Кольского полуострова . . . . .	173

Основные черты новейшей коры выветривания . . . . .	188
Особенности состава новейшей коры выветривания, обусловленные процессами прогенетической стадии гипергенеза . . . . .	192
Минералогические провинции покровных отложений равнинных территорий Европейской части СССР, Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири . . . . .	201
Особенности состава новейшей коры выветривания, обусловленные процессами эпигенетической стадии гипергенеза . . . . .	210

**Глава 6. Кора выветривания рудных месторождений . . . . . 223**

Процессы гипергенного преобразования минерального состава рудных месторождений . . . . .	—
Строение коры выветривания рудных месторождений . . . . .	232
Значение ландшафтных условий для формирования коры выветривания рудных месторождений . . . . .	239
Значение геологического строения и вещественного состава рудных месторождений для формирования коры выветривания . . . . .	246
Возраст коры выветривания рудных месторождений . . . . .	249
Соотношение во времени и пространстве кор выветривания рудных месторождений и распространенных горных пород . . . . .	252

*Summary* . . . . . 260

Л и т е р а т у р а . . . . . 264

## CONTENTS

<i>The author's note</i> . . . . .	3
Introduction . . . . .	5

### Part I.

#### GENERAL ASPECTS OF GENESIS AND GEOGRAPHY OF WEATHERING CRUST

<i>Chapter I.</i> Rocks as objects of weathering. Resistance of minerals of initial rocks . . . . .	20
<i>Chapter II.</i> Most common newly formed minerals of weathering crust . . . . .	36
<i>Chapter III.</i> Conditions of formation and morphology of weathering crusts . . . . .	54
Bioclimatic factors . . . . .	—
Effect of tectonics, relief and ground water . . . . .	62
Time as weathering factor . . . . .	67
Weathering crust morphology . . . . .	70

### Part II.

#### REVIEW OF MOST COMMON WEATHERING CRUSTS OF THE SOVIET UNION

<i>Chapter IV.</i> Ancient weathering crust (weathering paleocrust) . . . . .	77
Precambrian and Lower Paleozoic weathering crust . . . . .	80
Upper Paleozoic weathering crust and hypergenesis evolution during Paleozoic . . . . .	94
Mesozoic weathering crust . . . . .	103
Some general features of Mesozoic weathering crust . . . . .	133
Lower Cenozoic weathering crust . . . . .	139
<i>Chapter V.</i> Newest weathering crust (weathering neocrust) . . . . .	147
Weathering crust of the Crimea . . . . .	151
Weathering crust of the Kola peninsula . . . . .	173

Principal characteristics of newest weathering crust	188
Special features of the composition of newest weathering crust due to processes of the progenetic stage of hypergenesis	192
Mineralogical provinces of mantle rocks of plain territories of the European part of the USSR, Kazakhstan, Central Asia and West Siberia	201
Features of newest weathering crust due to processes of the epigenetic stage of hypergenesis	210
<b>Chapter VI. Weathering crust of ore deposits</b>	<b>223</b>
Processes of hypergene transformation of the mineral composition of ore deposits	—
Structure of weathering crust of ore deposits	232
Significance of landscape conditions for formation of weathering crust of ore deposits	239
Significance of geological structure and composition of ore bodies for the formation of weathering crust	246
Age of weathering crust of ore deposits	249
Correlation in time and space of ore deposit weathering crusts and of most common rocks weathering crusts	252
<i>Summary</i>	260
<b>Literature</b>	<b>264</b>

*Добровольский, Всеволод Всеволодович*

**ГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СССР**

Редактор *Ю. П. Митяева*  
Младший редактор *С. И. Ларичева*  
Оформление художника *В. И. Примакова*  
Художественный редактор *А. Г. Шикин*  
Технический редактор *В. А. Кудрявцева*  
Корректор *В. М. Антонова*

Сдано в набор 25/III 1968 г. Подписано в печать 2 сентября 1968 г. Формат бумаги 84×108<sup>1</sup>/<sub>32</sub>, № 1. Усл. печ. л. 15,2 с вкл. Учетно-издат. листов 15,06. Тираж 3000 экз. А01084. Цена 1 р. 42 к. Заказ № 90

Издательство «Мысль».  
Москва, В-71, Ленинский проспект, 15.

Московская типография № 20 Главполиграфпрома  
Комитета по печати при Совете Министров СССР  
Москва, 1-й Рижский пер., 2

## УВАЖАЕМЫЕ ТОВАРИЩИ!

В 1968 — I кв. 1969 г. издательство «Мысль» выпустит следующую научную литературу по географии СССР:

Адамчук В. А. и Двоскин Б. Я. **Проблемы развития промышленных узлов СССР (на примере Казахстана)**, 15 л.

После решений XXIII съезда КПСС большое теоретическое и практическое значение приобретают проблемы развития крупных промышленных районов как наиболее эффективной формы размещения производительных сил. В книге эти проблемы прослеживаются на примере Казахской ССР.

По богатству недр Казахстан стоит на одном из первых мест среди союзных республик. На его огромной территории разместились промышленные комплексы и узлы, с которыми экономически связаны не только другие районы Союза, но и зарубежные страны. Если в 1965 г. разнообразную продукцию Казахстана приобретали 56 государств Азии, Африки, Европы и Америки, то в 1966 г. число зарубежных стран-импортеров увеличилось до 70. В частности, Актюбинский промышленный узел поставляет только с одного завода 12 наименований хромовых солей 484 потребителям внутри страны и 20 потребителям зарубежных стран. За рубежом продукция Казахстана ценится очень высоко. Экспортируемый свинец из Усть-Каменогорского промышленного узла в Лондон является по качеству эталоном для торговых фирм на мировом рынке.

Помимо теоретического интереса книга дает ряд весьма ценных рекомендаций, которые могут быть полезны для работников плановых органов, промышленных предприятий, экономистов, студентов при изучении и решении вопросов наиболее эффективной формы размещения производительных сил в областях и районах нашей страны. Такой экономической целесообразной формой в отличие от строительства изолированных предприятий является размещение промышленности по производственно-территориальным комплексам и узлам, в которых наиболее полно используются и рациональная

специализация, и преимущества кооперирования и комбинирования производства. Методы и опыт формирования, а также развития специализации и межрайонных связей промышленных узлов Казахстана, о чем говорится в книге, могут быть распространены на другие промышленные районы Советского Союза.

Куражсковский Ю. Н. Очерки природопользования, 17 л.

С каждым годом проблема правильного, рационального использования природных ресурсов — почв, поверхностных и грунтовых вод, полезных ископаемых, естественной растительности и животного мира — становится все более острой.

Книга Ю. Н. Куражсковского — это первая попытка рассмотреть некоторые теоретические положения природопользования — науки, которая призвана помочь людям правильнее использовать и сохранить богатства природы.

Острота проблемы, новые, оригинальные взгляды автора на ее решение делают книгу необходимой для всех географов, специалистов в области освоения и использования природных ресурсов, работников плановых и проектных организаций.

**Лейзерович Е. Е. Экономико-географические проблемы освоения пустынь (на примере Западной Туркмении), 8 л.**

В книге рассматриваются экономико-географические проблемы Западной Туркмении: использование богатств Кара-Богаз-Гола и нефтяной жемчужины Туркмении — Котурдепе, опреснение морской воды и получение искусственных материалов из природного газа, строительство зданий в областях, подверженных землетрясениям. На примере Западной Туркмении автор показывает пути развития экономики в сложнейших природных условиях пустыни.

Текст дополняют оригинальные иллюстрации.

Книга Е. Лейзеровича будет полезна не только географам и тем, кто непосредственно решает экономические проблемы Западной Туркмении, но и работникам хозяйственных и планирующих организаций других районов пустынной зоны.