

А.И.ПАК

Эволюция кор выветривания в истории Земли



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

А. И. Пак

ЭВОЛЮЦИЯ КОР
ВЫВЕТРИВАНИЯ
В ИСТОРИИ
ЗЕМЛИ

5079

ТАШКЕНТ
ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
1987 г.



УДК 531.311.231

А. И. Пак. Эволюция кор выветривания в истории Земли. Ташкент: Фан, 1987, с. 156

Монография представляет собой первое крупное теоретическое обобщение эволюции процессов формирования кор выветривания в истории Земли. Особое внимание уделено особенностям изменения состава кор выветривания, эволюции обстановки и процессов их формирования, а также связанных с ними процессов экзогенного рудообразования — от раннего докембрия до позднего фанерозоя.

Для геологов различных специальностей, работающих в области общей геологии, литологии, экзогенных полезных ископаемых, геохимии, палеогеографии и др.

Лит. 218 назв., ил. 21, табл. 6.

Ответственный редактор
докт. геол.-мин. наук В. И. Троицкий

Рецензенты:
член-кор. АН УзССР А. Г. Бабаев,
доктора геол.-мин. наук Н. Г. Бродская, М. Э. Эгамбердыев

АНДРЕЯ ИНСУНОВИЧ ПАК

ЭВОЛЮЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Утверждено к печати Ученым советом ИГиГ им Х. М. Абдуллаева
и Отделением наук о Земле АН УзССР

Редактор Л. Мазурина
Художник Г. Просвирос
Технический редактор Г. Науменко
Корректор Л. Монахова

ИБ № 3851

Сдано в набор 26.02.87. Подписано к печати 6.05.87. P02076. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 9,75. Уч.-изд. л. 10,2. Тираж 1000. Заказ 45. Цена 1 р. 70 к.

Издательство «Фан» УзССР: 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография Издательства «Фан»: Ташкент, проспект М. Горького, 79.

П $\frac{1904030000-3407}{M355(04)-87}$ 91—87 © Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1987 г.

«Изучение эволюции геологических процессов представляет собой одну из важнейших проблем теоретической геологии».

А. Л. Яншин

ВВЕДЕНИЕ

В теоретическом плане очень важно всестороннее изучение различных сторон необратимой эволюции Земли. В этом аспекте исследование эволюции кор выветривания, т. е. характера изменения состава и обстановок их формирования, рассматривающихся в данной книге, представляет одну из насущных проблем современной литологии.

Изучением кор выветривания в нашей стране сначала занимались почвоведы и географы (В. В. Докучаев, К. Д. Глинка, Б. Б. Полюнов и др.), в дальнейшем — геологи (И. И. Гинзбург, В. П. Петров, В. П. Казаринов и др.). Интерес к корам выветривания постоянно возрастает. Исследования последних двух десятилетий показали исключительно большую роль их в образовании осадочных формаций и месторождений полезных ископаемых. Развитие осадочной оболочки Земли неразрывно связано с полихронной дифференциацией мантийного вещества в результате процессов выветривания и седиментации осадков. В настоящее время проблема литогенеза докембрия и фанерозоя и связанных с ними полезных ископаемых не может быть успешно разрешена без учета данных по эволюции кор выветривания в геологической истории Земли. Работ по корам выветривания очень много. Это публикации К. И. Лукашева, А. С. Махнача, А. В. Сидоренко, В. А. Тенякова, В. Н. Разумовой, В. П. Казаринова, Ю. П. Казанского, Г. И. Бушинского, В. В. Добровольского, Ю. П. Селиверстова, А. П. Сигова, И. М. Эдельштейна, К. К. Никитина, А. Д. Додатко, С. В. Левченко, Т. А. Лапинской, А. Г. Черняховского, Е. В. Шанцера, В. К. Головенко, Л. И. Киселева, Н. Н. Левых, Д. Г. Сапожникова, Н. П. Ходжаинова, А. П. Никитиной, Л. П. Коннова, С. Ф. Павлова, А. С. Кашника, В. И. Троицкого, А. М. Цехомского, работы автора и многих других. В большинстве из них описаны строение, состав и физико-химические условия образования кор выветривания мезозоя и кайнозоя, отчасти палеозоя и докембрия. Значительно меньше внимания уделено изучению общих проблем, в частности анализу эволюции кор выветривания в истории Земли.

В связи с этим предметом наших исследований явились коры

выветривания докембрия и фанерозоя. В этом аспекте рассматривались только достоверно датированные коры выветривания, в каждом конкретном случае в качестве типовых разрезов. Проведен сравнительный анализ кор выветривания докембрия и фанерозоя. Изучена особенность эволюции обстановок их формирования, выделены главнейшие геохронологические этапы развития. Исследованы геохимия послепархейских кор выветривания и особенности эволюции экзогенного рудообразования в геологической истории Земли. При этом главное внимание направлено на выявление общих закономерностей развития кор выветривания в связи с эволюцией внешних оболочек Земли: литосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы. Развитие их в ходе общей эволюции планеты взаимосвязано и они, несомненно, оказывали влияние на эволюцию кор выветривания. Такой подход к рассматриваемой проблеме, видимо, правомерный и имеет преимущество по сравнению с другими методами, поскольку опирается на геологические свидетельства, отражающие процессы, связанные с развитием внешних оболочек Земли. Но **нужно** отметить **неравноценность** данных как по корам выветривания, так и по другим рассматриваемым вопросам для разных геохронологических этапов истории Земли. В связи с этим, чем дальше мы уходим в глубь докембрия, тем выводы по некоторым вопросам становятся менее обоснованными и нередко носят предварительный характер. Тем не менее рассмотренные в монографии геологические материалы позволили сделать заключение о направленном изменении кор выветривания и эволюции обстановок их формирования в геологической истории Земли.

Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность А. Л. Яншину, поддержавшему разработку проблемы эволюции кор выветривания, А. С. Махначу, И. Х. Хамрабаеву, А. Г. Бабаеву, Ю. П. Казанскому, И. В. Николаевой, Ю. П. Селиверстову, Н. Г. Бродской, М. З. Закирову и др. за ценные критические замечания. Автор признателен М. Б. Пак и Л. М. Чиж за техническую подготовку графических приложений и таблиц.

Глава I. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И УСЛОВИЯХ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Впервые в 1879 г. швейцарский геолог А. Гейм (Heim) назвал корой выветривания рыхлую, разрушенную горную породу, залегающую в приповерхностной части литосферы. Такое определение полностью отвечает термину элювий. По А. П. Павлову, элювий — это продукты выветривания и выщелачивания коренных горных пород, оставшиеся на месте своего образования.

В последующем на базе новых данных высказаны новые или уточняющие трактовки термина коры выветривания (Пак, 1978; и др.).

Несмотря на это, в настоящее время нет общепринятого определения понятия коры выветривания. В трактовке некоторых авторов (Полынов, 1934; Лукашев, 1958) кора выветривания — это либо наружная (приповерхностная) часть литосферы, сложенная остаточными и осадочными породами, либо континентальная формация (Геологический словарь, 1973), состоящая из остаточных продуктов выветривания и продуктов их переотложения, либо элювий (Шанцер, 1966; Михайлов, Куликова, 1977) или элювиальные образования (Гинзбург, 1963; Цехомский и др., 1980); либо современные и древние почвы (Фагелер, 1935; Петров, 1967); либо гипергенные метасоматические образования (Пак, 1978; Сапожников, 1983; и др.). Несомненно и бесспорно то, что формирование кор выветривания, равно как и осадочных пород, происходит в верхней части литосферы. Но это вовсе не означает, что осадочные породы нужно рассматривать в качестве коры выветривания. В составе кор выветривания участвуют как «остаточные продукты выветривания», т. е. гипергенные метасоматиты, так и новообразованные минералы, возникшие за счет инфильтрационных процессов. В связи с этим нельзя рассматривать коры выветривания толь-

ко как «остаточные продукты выветривания», или исключительно как «гипергенные образования», или как «комплекс гипергенных минеральных новообразований» и, тем более, отождествлять их с почвами.

Во все времена геологической истории Земли коры выветривания, очевидно, формировались за счет инфильтрации почвенных и грунтовых (в том числе и трещинных) вод. За счет сложных физико-химических процессов взаимодействия вод и горных пород происходило преобразование первичного минерального состава. Процессы формирования кор выветривания протекали, как правило, под почвенным слоем, под собственно элювием, делювием, аллювием, под континентальными образованиями, т. е. вне зоны влияния физических агентов выветривания.

В зависимости от гидрохимической зональности в зоне инфильтрации вод, по трещинам и порам горных пород образовались коры выветривания с зональным строением профилей. Интенсивность преобразования в них первичных минералов в большинстве случаев постепенно убывает вниз по разрезу в направлении к неизменным материнским породам, что обусловило создание единого непрерывного профиля коры выветривания с зональным строением. Коры выветривания нередко распространены на глубину многих сотен метров, реже 1—2 км и более. Следовательно, коры выветривания — это не элювий, не элювиальные преобразования и не почвы, а комплекс преобразованных горных пород. Элювий — это (подобно делювию, аллювию) форма пространственного нахождения продуктов выветривания горных пород, за счет которых они образовались. В зависимости от климатической зональности элювий характеризуется различным составом. Так, в ландшафтах влажных жарких тропиков и субтропиков элювий представлен продуктами разрушения верхних зон латеритных кор выветривания, латеритами (латеритный панцирь—кирасы) и им подобными образованиями. В аридных жарких тропиках элювий образован щебенчато-супесчаными, обломочно-глинистыми, глинисто-пухляковыми породами с карбонатами, сульфатами и другими солями, а также лессовидными дресвянистыми и им подобными. В нивальных (холодных) климатических зонах элювием являются супесчано-щебенчатые, валунно-щебенчатые обломочные породы.

На основании исследований процессов гипергенеза, в том числе кор выветривания и связанных с ними новообразований на территории Средней Азии, автор под корами выветривания понимает комплекс горных пород, возникших в зоне инфильтрации вод в результате частичного или полного преобразования магматических, метаморфических и осадочных пород в их коренном залегании под влиянием химического выветривания и не потерявших после образования пространственной связи с материнскими породами, с которыми они создают единый профиль.

СТРАТИФИКАЦИЯ ПРОФИЛЕЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Профили кор выветривания, как правило, имеют зональное строение. В полных полизональных профилях послесилурийских кор выветривания влажной тропической зоны литогенеза обычно выделяют четыре зоны: по преобладающим геохимическим процессам, минералообразованию, минеральному составу и по комплексу других признаков (табл. 1). В последние два десятилетия среди советских геологов все чаще встречаются названия зон по комплексу ведущих минералов. Некоторые советские и зарубежные геологи (Селиверстов, 1980; и др.) ниже лежащие три зоны объединяют в одну под общим названием «зона литомаржа». Таким образом, в настоящее время нет общепринятых названий зон кор выветривания. Название зон по комплексу ведущих минералов или преобладающему минералообразованию приемлемо для характеристики кор выветривания отдельных петрографических разновидностей пород. Зональность кор выветривания по преобладающим физико-химическим процессам, чаще всего, противоречит фактически природным процессам корообразования. Так, процесс гидролиза минералов как и процесс гидратации в равной мере интенсивно проявляется уже в начальных стадиях корообразования, а процессы растворения, выщелачивания химических элементов происходят интенсивно и полно в верхней части профилей кор выветривания. Кроме того, гидратация минералов в корях выветривания алюмосиликатных пород наиболее интенсивно проявляется не в нижней части профилей кор, а значительно выше — в каолиновой, гидрослюдистой, монтмориллонитовой, гидрохлорит-монтмориллонитовой зонах, где происходит синтез силикатов, фосфатов и других минералов, содержащих в составе гидроксил. Приведенные данные показывают, что зональность кор выветривания, основанная по преобладающим процессам, также не приемлема для стратификации кор выветривания.

Анализ материала по корам выветривания показал, что их зональность независимо от типов литогенеза и петрографического состава исходных пород определяется по характеру распространения новообразованных глинистых и других минералов. Это позволяет использовать их в качестве индикаторного фактора для стратификации кор выветривания. Автор различает (снизу вверх) четыре зоны (табл. 1).

Зона I представлена наименее измененными процессами корообразования, трещиноватыми породами, залегающими в нижней части профилей кор выветривания, а также горизонтами окремненных и карбонатизированных пород, залегающих в нижних частях разреза кор выветривания ультрамафитов, инфильтрационными новообразованными зонами цементации рудных месторождений, гипсами метасоматического замещения ангидритов, доломитизированными известняками в карстовой коре выветривания карбонат-

Сводная схема стратификации наиболее полных разрезов кор выветривания алюмосиликатных пород

Основные признаки, положенные в основу стратификации кор выветривания	Зоны наиболее полных разрезов кор выветривания			
	нижняя	средняя		верхняя
Преобладающие геохимические процессы (Гинзбург, 1963)	Зона гидратации силикатов и начала выщелачивания, преобладание физического выветривания	Зона конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания и начала окисления (в богатых железом породах)	Зона конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления (бедных железом породах)	Зона интенсивного окисления и конечного гидролиза
Преобладающие геохимические процессы (Никитина и др. 1971)	Зона дезинтегрированных пород	Зона выщелачивания	Зона гидролиза	Зона конечного гидролиза
Преобладающее минералообразование (Гинзбург, 1963)	Зона появления гидрослюд, гидрохлоритов, гипергенных хлоритов, серицитов, вермикулитов иногда магнезитов	Зона гидрослюд и гидрохлорита (иногда карбонатов, опалов), появление каолинита и монтмориллонита	Зона каолинита (в кислых породах), монтмориллонита (в основных и магнийсодержащих минералах пород), нонтронитов (в основных и богатых железом породах) и частично гиббсита (в базальтах, амфиболитах и др.)	Зона гидроокислов и окислов (охр, железняков, гиббсита), иногда каолинита, галлуазита
Преобладающий минеральный состав (А. П. Никитина, Ю. Ю. Бугельский и др.)	Гидрохлоритовая	Гидрослюдисто-каолинитовая, гидрохлорит-монтмориллонитовая и т. д.	Монтмориллонит-каолинитовая, каолинитовая, каолинит-гетитовая, каолинит (галлуазит)-гиббситовая, (бемитовая или диаспоровая) и т. п.	Гиббситовая, гиббситбемитовая, гетит-гиббсит-бемитовая (диаспоровая) и т. д.

Продолжение таблицы 1

Основные признаки, положенные в основу стратификации кор выветривания	Зоны наиболее полных разрезов кор выветривания			
	нижняя	средняя		верхняя
Состав пород по сов. и зарубежным авторам (Селиверстов, 1981 и др.)	—	Литомарж		Латеритный боксит
Состав пород, по Б. Б. Полюнову (1934)	Обломочный элювий	Обизвесткованный элювий	Сиаллиты	Аллиты
Состав пород, по В. П. Казаринову (1958)	Сапролиты	Каменный структурный элювий	Глинистый структурный элювий	—
То же, по И. Валетону (1974)		Сапролит (литомарж)		Боксит-латерит
Литолого-петрографический состав кор выветривания, по А. И. Паку	Зона бластоварилитов	Зона микстолитов	Зона гомепелитов	Зона оксидолитов

ных пород и т. п. Для пород данной зоны коры выветривания характерно слабое (спорадическое) развитие по трещинкам пород и краям зерен минералов, новообразований глинистых и слюдястых минералов, в том числе, вермикулита, биотита, кварца, опала, халцедона, карбонатов, сульфатов, щелочно-земельных элементов, сульфидов и др. (Никитина и др., 1971). В данной зоне коры выветривания развиваются преимущественно в слабо щелочной, реже щелочной обстановке с отрицательным электрохимическим потенциалом среды. Материнские породы находятся на начальной стадии их преобразования; незначительно изменены физико-механические свойства пород, несколько уменьшились объемные веса пород, за счет появления трещин очень слабо увеличилась пористость, отмечается начальное изменение минерального и химического состава пород и т. п. Вместе с тем, основная масса породы в данной зоне не изменена. Все это дает основание комплекс данной зоны впрямь именовать бластоварилитами (бластос — лат. зачаток, росток: вари — разный), т. е. зона зачаточного развития новообразованных минералов. Мощность зоны местами достигает несколько десятков, сотен метров и более.

Зона II представлена породами, измененными процессами корообразования, состоящими в основном из реликтовых, новообразованных глинистых и других минералов, содержащих гидроксил и воду. В данную зону включаются образования гидрослюдистой зоны кор выветривания кислых пород, монтмориллонитовой, хлорит-монтмориллонитовой зон кор выветривания основных пород, выщелоченных нонтронитизированных пород кор выветривания ультрабазитов и др. Отличительная черта данной зоны — это наряду с существенным развитием новообразованных глинистых и слюдястых минералов, еще много первичных силикатов, в том числе и калиевых полевых шпатов. Корообразование протекает в нейтральной, реже, слабо щелочной обстановке. Окислительные условия часто сменяются восстановительными. Горные породы в данной зоне в основном преобразованы — первичные алюмосиликаты в основной своей массе превращены в глинистые минералы; первичные физико-механические свойства пород в значительной степени утрачены относительно материнских (при ударе молотком рассыпаются на мелкие обломки в смеси с глинистыми минералами). По сравнению с материнскими породами заметно увеличилась пористость, уменьшился объемный вес и т. п. Наряду с глинистыми минералами проявлены карбонаты, сульфаты, окислы и другие минералы, т. е. смесь различных новообразованных минералов. Поэтому образования данной зоны можно назвать микстолитами (микст — лат. различный), т. е. смесь различных новообразованных пород. Мощность зоны нередко достигает десятки, реже сотни метров.

Зона III сложена каолинитом в коре выветривания кислых пород, каолинито-галлуазитовыми, охристо-галлуазитовыми (каолинитовыми) и охристо-каолинитовыми с гиббситом — в коре вы-

ветривания основных и ультраосновных пород. Первичные алюмосиликаты преобразованы в глинистые минералы. Корообразование протекает преимущественно в кислой и слабо кислой окислительной, реже восстановительной обстановке. В данной зоне нередко утрачены текстуры первичных пород. Горные породы характеризуются повышенной пористостью, существенным уменьшением объема веса. Обломки материнских пород отсутствуют, т. е. коры выветривания данной зоны сходны глинам и по твердости 3—4 (по шкале Моаса). Это позволяет образования данной зоны называть гомепелитами (лат. гоме — подобный, пелит — глина, т. е. подобные глинам). Мощность зоны не превышает первые десятки метров.

Зона IV сложена окислами и гидроокислами алюминия, железа, никеля и других металлов с примесью глинистых минералов из группы каолинита, галлуазита. Корообразование протекает в резко окислительной обстановке с положительным электрохимическим потенциалом среды. Материнские породы полностью преобразованы. Основные породообразующие минералы — гидроокислы алюминия, железа и других металлов. Породы данной зоны целесообразно называть оксидолитами (греч. оксис — кислый, оксиды — окислы). Мощность зоны не превышает 8—15 м.

Таким образом, установлено, что каждому из выделенных зон присущ определенный состав кор выветривания, физико-механические свойства пород и др. Преимущество предлагаемой автором стратификации заключается в том, что она удобна для полевых работ и всеобщего пользования ею; название зон по минеральному составу и процессам можно выделить только после камеральных и лабораторных исследований.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССОВ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Понятие эволюция в широком смысле слова — синоним развития; в более узком — медленные, постепенные, количественные и качественные изменения, направленного характера (Яншин и др., 1981).

Существует несколько направлений в учении эволюции литогенеза: историко-палеогеографическое, сравнительно-литологическое, геохимическое и формационное (Боголепов, Жарков, 1981; Яншин и др., 1981). Согласно первому, эволюция литогенеза понимается как процесс превращения осадка в породу и дальнейшее преобразование породы. Предполагается, что геологические процессы не изменялись во времени, типы осадков и обстановки их образования аналогичны современным (Гаррелс, Маккензи, 1974; и др.). Второе направление под эволюцией литогенеза подразумевает изменение ландшафтно-фациальных условий и связанных с ними процессов накопления осадков в геологической истории (Страхов, 1963; и др.);

третье — рассматривает эволюцию литогенеза с позиции изменения химического состава осадочной оболочки Земли (Вернадский, 1965; Сауков, 1975; и др.); четвертое — понимает ее как процесс изменения главных факторов осадконакопления в геологической истории Земли, изменения, ведущего к глобальной смене разнообразных обстановок седиментации, а также типов осадков, осадочных пород и их ассоциаций (Яншин и др., 1981). При изучении вопросов эволюции основное внимание уделяется установлению геохронологических и структурно-тектонических закономерностей образования осадочных пород, формаций и экзогенных полезных ископаемых (Ронов, 1980; Боголепов, Жарков, 1981; Яншин и др. 1981; и др.).

Эволюцию корообразования¹ стали изучать со времени исследований литологии докембрия (Сидоренко, 1975). В настоящее время о развитии корообразования существуют разные мнения. Так, А. В. Сидоренко (1975) указывает на принципиальное сходство докембрийских и фанерозойских кор выветривания как по строению и составу пород, так и по геологическим факторам их формирования. По его мнению, процессы выветривания в докембрии протекали в таких же природно-климатических условиях, как в настоящее время. По составу атмосфера и гидросфера докембрия мало отличались от современных. Кварциты и высокоглиноземистые породы, встречающиеся в разрезах докембрия, рассматриваются в качестве продуктов размыва и переотложения якобы существовавших в то время «мощных кор химического выветривания» и т. д. Давая общую оценку процессов и продуктов выветривания, В. А. Теняков отметил принципиальное сходство гипергенных процессов докембрия и фанерозоя. По его мнению, процессы латерито- и бокситообразования (связанные с формированием кор выветривания) для докембрия такие же обычные, как для фанерозоя (Теняков, 1981). Согласно представлениям А. М. Цехомского (1975), общая направленность континентального выветривания, начавшегося на раннем этапе возникновения материков, сохранилась и в более поздние периоды геологической истории. Продукты выветривания, включая полезные ископаемые разных эпох корообразования, обладают значительным сходством. Аналогичные высказывания встречаются в работах В. Д. Мац, Ю. Г. Попова (1975), В. И. Бгатова (1981) и др.

По мнению Н. М. Страхова (1963), дорифейский литогенез протекал иначе, чем сейчас. В нижнем палеозое и архее в связи с повышенным и высоким содержанием CO_2 в атмосфере и гидросфере резко активизировались процессы химического выветривания пород как в тропической влажной, так и умеренной влажной зонах поверхности Земли. Это способствовало выносу алюминия из кор выветривания и химическому осаждению его из водных растворов. Начиная с девона хемогенный процесс осаждения алюминия вы-

¹ Имеется в виду образование кор выветривания.

тесняся остаточным и механическим переотложением бокситового материала кор выветривания в зонах седиментации.

На основании геохимических расчетов С. А. Кашик и И. К. Карпов (1980) пришли к выводу, что высокое содержание CO_2 в атмосфере раннего докембрия сдерживало не только латеритное бокситообразование, но и значительное развитие кор выветривания, поскольку доминирующим в подобных условиях являлось растворение и вынос вещества, а не фиксация его в виде минеральных новообразований.

В постлархейской истории Украинского щита А. Д. Додатко (1980) выделяет раннепротерозойский, позднепротерозойско-раннепалеозойский, позднепалеозойско-кайнозойский этапы образования кор выветривания. Однако, по его мнению, общая направленность процессов выветривания в это время здесь не претерпела принципиальных изменений. Интересные данные по эволюции корообразования получены А. Б. Роновым (1980). На основании количественных оценок масс элементов и горных пород для отдельных периодов геологической истории им выявлена система неоднородного строения осадочной оболочки, прослежены эволюционные тенденции в ее развитии и намечены ведущие факторы эволюции. К ним относится необратимый процесс стабилизации земной коры континентов, выразившийся в последовательном росте площади платформ за счет отмиравших геосинклиналей. Геохимическое следствие этого процесса заключается в постепенном переходе от геосинклинальной модели выветривания и дифференциации элементов, господствовавшей на ранних стадиях развития, к платформенной модели на наиболее поздних этапах (Ронов, 1980).

Таким образом, в настоящее время нет сложившихся общих представлений об эволюции процессов и условий образования кор выветривания. В связи с этим автор счел необходимым рассмотреть вопросы эволюции корообразования на основании учета изменения главных факторов, формирующих коры выветривания. При этом основное внимание уделено изучению геохронологических закономерностей изменения литолого-петрографического состава кор выветривания и изменения поведения в них химических элементов, а также влияния эволюции различных природных (палеогеографических, палеотектонических) обстановок на развитие кор выветривания в геологической истории Земли.

Глава II. ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Процессы формирования кор выветривания весьма сложные и их связь с определенными геологическими эпохами свидетельствует о многообразии физико-географических, физико-химических, геологических и других факторов, влияющих на этот процесс.

Ниже рассмотрим некоторые из них.

КЛИМАТИЧЕСКИЙ ФАКТОР

О роли климата в образовании кор выветривания существуют различные взгляды. К. Д. Глинка, Х. Гаррасович, П. А. Земятченский и др. отмечали, что процесс выветривания в каждой климатической зоне развивается до определенного состояния, обусловленного соответствующим климатом. По мнению Б. Б. Полюнова (1934), напротив, все процессы выветривания протекают на поверхности Земли во всех климатических зонах одновременно; климат определяет только скорость и интенсивность выветривания. Он отрицает образование специфических для каждой климатической зоны вторичных минералов. По Б. Б. Полюнову, вещественный состав кор выветривания в каждом отдельном случае зависит не столько от климата, сколько от времени и других факторов. Однако А. Е. Ферсман (1953) в отличие от Б. Б. Полюнова подчеркивал, что «широтные и высотные климатические зоны вызывают соответствующую климатическую зональность процессов». К. И. Лукашев (1958) отмечал, что для каждого климатического пояса Земли присущ определенный геохимический тип кор выветривания. Аналогичную мысль высказывают И. И. Гинзбург (1963), В. В. Добровольский (1969), А. Г. Черняховский (1966), Ю. П. Казанский (1975), А. И. Пак (1978) и др. Сравнительный анализ современных и древних (фанерозойских) кор выветривания, сформировавшихся в разных климатических зонах Земли, показывает принципиальное отличие строения профилей и их состава. Очевидно это связано с формированием кор выветривания в условиях неравномерного зональ-

ного распространения на поверхности Земли, прежде всего, ресурсов тепла и влаги. Так, в холодных арктических поясах Земли радиационный баланс составляет немного более 5 ккал/см² год. В течение более 10—11 месяцев температура воздуха отрицательная, вода находится в виде льда и снега. Многолетняя мерзлота препятствует циркуляции воды и миграции элементов. Это исключает развитие кор выветривания, но способствует морозному выветриванию — образованию элювия.

В субарктической области радиационный баланс несколько больше, чем в арктической — достигает 20 ккал/см² год. Атмосферные осадки в виде снега составляют около 100—200 мм/год. В связи с этим процессы химического разложения пород практически не проявляются. Лишь в кратковременные периоды потепления (2—1,5 месяца) при взаимодействии талых вод с горными породами происходит гидратация минералов и образование маломощных кор выветривания, в лучшем случае бластоварилитового типа.

Умеренновлажные (бореальные) климатические пояса Земли характеризуются сезонной ритмикой процессов. Радиационный баланс суши намного больше (от 20 до 50 ккал/см² год), чем в холодных климатических зонах Земли. Количество атмосферных осадков в виде снега и дождя, выпадающих на сушу, составляет в среднем 400—600 мм/год. В результате несколько увеличивается энергетика процессов преобразования минерального состава горных пород, что обуславливает развитие кор выветривания главным образом микстолитового типа двухзонального строения профилей.

Аридные тропические и субтропические пояса Земли характеризуются высокими значениями суммарной солнечной радиации (140—220 кквал/см² год), но сравнительно невысоким радиационным балансом 60—70 ккал/см² год, большими перепадами суточных и месячных температур, малым количеством атмосферных осадков в виде снега и дождя и конденсации паров воды воздуха (50—250 мм/год). Геохимические процессы проявляются в кратковременные сезоны дождей. Грунтовые воды, например, в Центральных Кызылкумах и др., залегают обычно глубоко и нередко сильно минерализованы, а кратковременные дожди обуславливают эпизодическое взаимодействие с горными породами в приповерхностной части суши. Поэтому эффективность химического выветривания горных пород весьма низкая. По мере циркуляции вод по трещинкам химические элементы восстанавливаются в виде сульфатов, карбонатов и других минералов. Это в конечном счете способствует формированию в данной климатической зоне кор выветривания бластоварилитового типа.

Во влажных тропиках (Гвинея, Гавайские о-ва и др.) сезонная ритмика отсутствует, либо выражена слабо. Радиационный баланс составляет 70—80 ккал/см² год, местами до 120—140 ккал/см² год, т. е. больше, чем во всех других климатических поясах суши. В связи с этим поверхность прогревается сильнее и глубже в де-

сятки раз и более, чем в холодных климатических поясах Земли. Согласно правилу Вант-Гоффа, интенсивность (скорость) химических реакций возрастает в 2—3 раза на каждые 10°C . Следовательно, интенсивность процессов формирования кор выветривания в данной климатической зоне во много раз выше, чем в других климатических поясах. Однако, реализация влияния тепловой энергии на формирование кор выветривания происходит только при участии атмосферных осадков. Атмосферные осадки — только в виде дождя. Среднегодовое количество осадков больше, чем во всех климатических поясах и достигает 2000—3000 мм/год и более (Гавайские о-ва). Грунтовые воды залегают близко к дневной поверхности, по составу ультрапресные. Поэтому процессы формирования кор выветривания исключительно интенсивны и протекают на протяжении всего года. Относительно большой объем атмосферных осадков обеспечивает промывной режим в почве и зоне химического разложения горных пород, что способствует энергичному выносу всех растворенных химических соединений, прежде всего катионов щелочных, щелочно-земельных элементов, кремния и др. В зависимости от фациальных условий формируются коры выветривания гомепелитового и оксидолитового (латеритного) типов. Причем, характерная особенность оксидолитового типа кор выветривания — это развитие минералов свободного глинозема по всему профилю коры (Михайлов, Куликова, 1977; и др.). Эти данные важны для анализа состава кор выветривания докембрия и палеозоя.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Роль тектоники в формировании кор выветривания огромна, но понимается не однозначно. Так, Н. М. Страхов (1962) развитие мощных кор выветривания в фанерозое связывает с периодами, последовавшими за фазой складчатости: каледонский, герцинский, альпийский. Однако эти положения требуют коренного пересмотра. Многочисленные примеры свидетельствуют о формировании древних и современных кор выветривания как на платформах, так и геосинклинальных складчатых системах и эпиплатформенных орогенах (Разумова и др., 1963; Лисицына, 1973; Бугельский, 1979; Пак, 1978; и др.).

Рассмотрим влияние тектонического фактора на развитие кор выветривания и связанных с ними процессов миграции и концентрации в них химических элементов в гумидных и аридных тропических климатах суши.

Анализ геологических материалов по корам выветривания, сформировавшихся в разных тектонических условиях, показывает, что в пределах сводовых частей устойчивых поднятий выступов складчатого фундамента платформ в области влажных и жарких тропических климатов в результате вертикальной нисходящей циркуляции вод (рис. 1) происходит выщелачивание и вынос боль-

шинства химических элементов и формирование кор выветривания оксидолитового типа с полизональным строением профилей (Никитина, Алексеева, 1974). Часть растворенных химических элементов по пути миграции высаживается в средних зонах профиля, другая часть по системе тектонических трещин транспортируется либо на глубину в зону восстановительных реакций, где они выса-

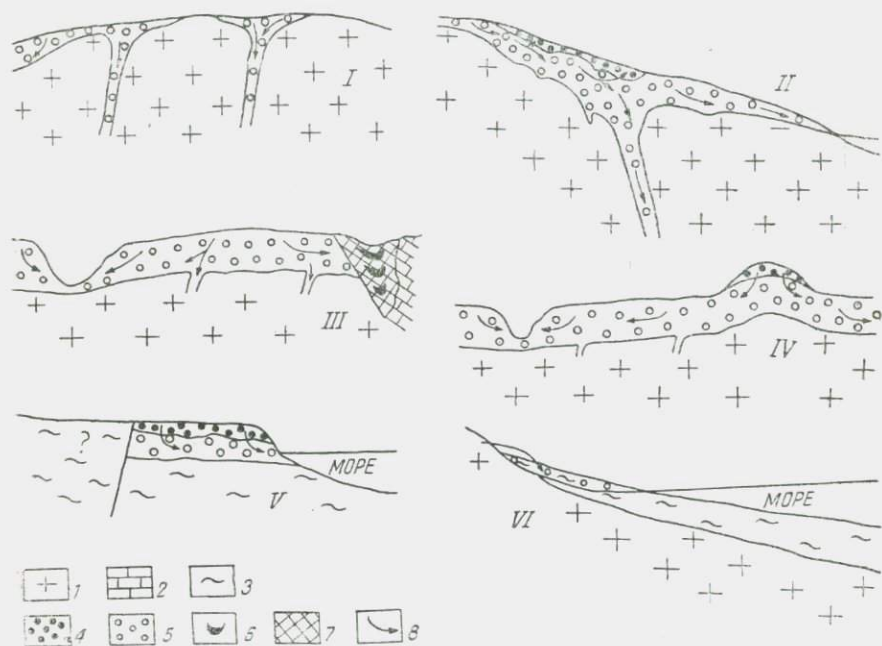


Рис. 1. Схема развития кор выветривания в пределах морфоструктур платформ.

Геологические формации складчатого фундамента: 1—силикатные и алюмосиликатные породы, 2—карбонатные породы, 3—геологические формации осадочного чехла платформ; зоны кор выветривания: 4—оксидолитов (зона IV), 5—бластожарилитов, микстолитов, гомепедитов (зоны I, II, III), 6—залежи карстовых бокситов, 7—терра-росса, 8—направление переноса растворенных химических элементов в профилях кор выветривания; фациальные типы кор выветривания: I—сводовой части устойчивых поднятий складчатого фундамента платформ (щитов, массивов и др.), II—склонов устойчивых поднятий выступов складчатого фундамента платформ, III—цокольных равнин (пенеппленов), IV—локальных поднятий на пенеппленах, V—пластовых равнин, VI—береговых денудационных равнин.

живаются в виде безводных окислов, карбонатов и сульфидов металлов с образованием локальных скоплений минеральных новообразований, нередко сходных с гидротермальными, либо выносятся в бассейны седиментации. На склонах устойчивых поднятий платформ слабый уклон рельефа по направлению к зонам осадконакопления обуславливает наклонную циркуляцию вод в профилях химического выветривания горных пород (рис. 1). Происходит высаживание многих подвижных химических элементов, привнесенных как из сводовой части поднятий, так и из верхних зон про-

филей кор выветривания склонов поднятий. В результате в различных зонах кор выветривания образуются новые минералы; в отдельных случаях химические элементы и минеральные парагенезисы создают промышленные месторождения традиционных латеритных бокситов (Басс и др., 1975; и др.), первичных каолинов, силикатно-никелевых руд, маритовых железных руд зоны окисления железистых кварцитов КМА и др. (Кравченко, 1974; и др.).

В пределах денудационных цокольных равнин (пенепленов) платформ высокий уровень грунтовых вод и их замедленное субгоризонтальное движение обуславливают заболачивание ландшафта и формирование кислых по составу вод. В связи с этим формируются преимущественно гомепелитовые коры выветривания и вынос из них большинства химических элементов. Алюминий высвобождается в карстовых ландшафтах с образованием на отдельных участках месторождений карстовых бокситов (рис. 1, III). Бокситы данного генетического типа известны в Тургайской бокситоносной провинции в Казахстане, Мугайском районе на северном Урале и других районах (Платформенные бокситы..., 1971).

В локальных палеоподнятиях (холмов) в пределах пенепленов на платформах (рис. 1, IV) вертикальная циркуляция вод способствует интенсивному выносу легкоподвижных химических элементов и остаточному накоплению алюминия, железа главным образом без привноса извне. В связи с этим в локальных палеоподнятиях формируются коры выветривания оксидолитового типа с латеритными бокситами. К ним относятся латеритные бокситы Актогайского, Кредиковского месторождений и др. (Киселев и др., 1973; и др.).

В пределах осадочного чехла платформ движение вод в корях выветривания весьма замедленное и чаще всего осуществляется по водоносным пластам в субгоризонтальном направлении (рис. 1, V). Это благоприятствует выносу растворенных химических элементов из профилей кор выветривания и накоплению алюминия и железа в виде гиббсита, бемита и бурых железняков. Например, бокситы месторождений Уэйпи (Теняков, Пастухов, 1976; и др.). Они отличаются от оксидолитовых (латеритных) конкреционными формами выделения бокситовой и железорудной минерализации. В пределах денудационных береговых равнин платформ коры выветривания формируются на осадочных породах вслед за поднятием морского дна и превращением его в денудационную платформу равнины (Пак, 1978). Равнина обычно протягивается широкой полосой вдоль морского берега с очень незначительным уклоном рельефа в сторону моря (рис. 1, VI). В связи с этим в условиях влажного тропического климата уровень грунтовых вод достаточно высок, а равнина представляет собой заболоченную местность с затрудненным водообменом. В связи с отсутствием эффективного дренажа вод формируются в основном коры выветривания гомепелитового типа, с которыми в отдельных случаях, связаны месторождения минеральных пигментов (Пак, 1978).

В пределах геосинклинальных складчатых систем, отличающихся сильно расчлененным рельефом, происходит интенсивный дренаж вод (рис. 2, I). Однако процессы денудации в водораздельных частях гор опережают скорость развития кор выветривания, поэтому образуются маломощные коры выветривания, главным образом бластоварилитового типа, реже микстолитового; на выровненных горных плато и их склонах, как это отмечается на

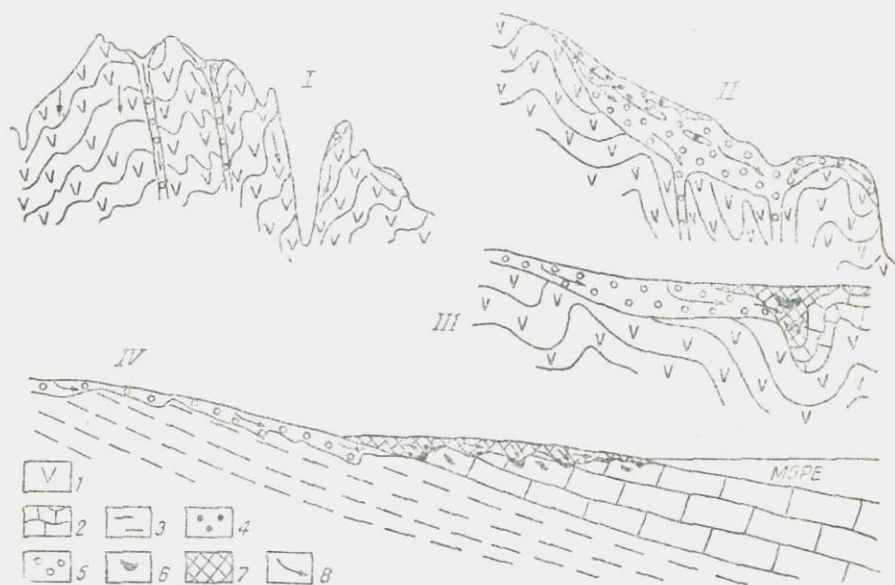


Рис. 2. Схемы развития кор выветривания в эпигеосинклинальных орогенах.

Геологические формации: 1—осадочные и вулканогенные, 2—карбонатные, 3—осадочно-терригенные; коры выветривания; 4—зона оксидитов (латеритных железистых и охристо-никелевых руд), 5—нижежелезные зоны—I, II, III, 6—бокситы карстовые, 7—terra-rossa, 8—направление переноса химических элементов в профилях кор выветривания; фациальные типы кор выветривания: I—водораздельных частей гор, II—склонов гор и предгорий, III—денудационных цокольных равнин, IV—денудационных береговых пластовых равнин.

о. Куба (Бугельский, 1979), за счет наклонной циркуляции вод (рис. 2, II) большинство растворенных химических элементов (кремний, кальций, магний и др.) выносятся из верхних горизонтов профилей кор выветривания, тогда как железо в виде полуторных оксидов накапливается в верхней зоне.

Структурно-гидрогеологические условия образования кор выветривания периферийных частей геосинклинальных систем, примыкающих к платформам, во многом сходны с условиями осадочного чехла платформ. Равнинный слабо наклонный рельеф обуславливает высокое стояние уровня грунтовых вод, затрудненный дренаж и субгоризонтальную циркуляцию вод (рис. 2, III). В связи с этим вынос растворенных химических элементов весьма слаб. Высокое содержание кремнезема способствует формирова-

нию кор выветривания гомепелитового типа, но вместе с тем благоприятствует развитию гидросиликатов никеля, железных руд в корях выветривания ультрамафитов и местами крупных месторождений никеля и железа. Береговые приморские равнины подобно фациальным аналогам платформ подвержены интенсивной денудации. В связи с этим в геологическом прошлом (палеозой Уральской и Южнотяньшаньской геосинклиналей и др.) оформлялись маломощные коры выветривания, фрагменты которых встречаются редко. Очевидно низменный характер рельефа предопределял высокое стояние уровня грунтовых вод и слабый дренаж их (рис. 2, IV), а кислый состав вод — перевод в раствор многих химических элементов, в том числе кремния, алюминия и др. Это обуславливало появление маломощных кор выветривания гомепелитового типа. Только в приморской части равнины на площадях развития карстового ландшафта могли формироваться карстовые бокситы, так называемого геосинклинального типа (раннекарбонные бокситопоявления Южного Тянь-Шаня). Образование этих бокситов одни исследователи связывают с хемогенным осаждением алюминия в стадию осадконакопления, другие — переотложением латеритных бокситов кор выветривания. Однако, по мнению автора, образование этих бокситов вероятно связано с высаживанием алюминия из кислых вод кор выветривания при нейтрализации их в карстовых породах (в местах разгрузки вод кор выветривания).

В пределах приподнимающихся частей щитов и других устойчивых поднятий эпиплатформенного орогена рельеф представлен ступенчатой системой наклонных поверхностей выветривания с корами выветривания, чаще всего разделенных полосами расчлененного крутосклонного рельефа или уступами (Селиверстов, 1976). Во влажных тропиках Западной Африки (активизированная часть Либерийского щита) междуречные поверхности и приподнятые пенепплены (Goloubinov, 1938) покрыты латеритными корами выветривания полизонального строения, которые вблизи бровок уступов местами замещаются сокращенными профилями (Никеленосные коры..., 1970) кор выветривания оксидолитового типа. В профилях кор выветривания подобного типа латеритные бокситы развиты непосредственно по свежим неизмененным породам. Вероятно коры выветривания с сокращенными типами профилей оформляются в эпиплатформенных орогенах лишь у бровки уступов, расположенных в наиболее высоких гипсометрических отметках горных плато (рис. 3, верхний), где формируются грунтовые потоки вод. Очевидно из профилей химического выветривания горных пород выносятся почти все растворенные химические соединения и как следствие этого процесса — формируются коры выветривания сокращенного типа профилей. Ниже по уклону рельефа из грунтовых вод высаживаются многие химические элементы. В связи с этим в преобладающей части приподнятых пенеппленов влажных тропических поясов Земли (Фута-Джалон в Гвинее, в

Индии и др.) формируются коры выветривания оксидолитового типа с полизональным строением профилей, сходные корам выветривания склонов шитов, шитовидных поднятий и других структурных элементов фундамента платформ.

В аридных климатических поясах Земли развиваются коры выветривания в самых различных тектонических ус-

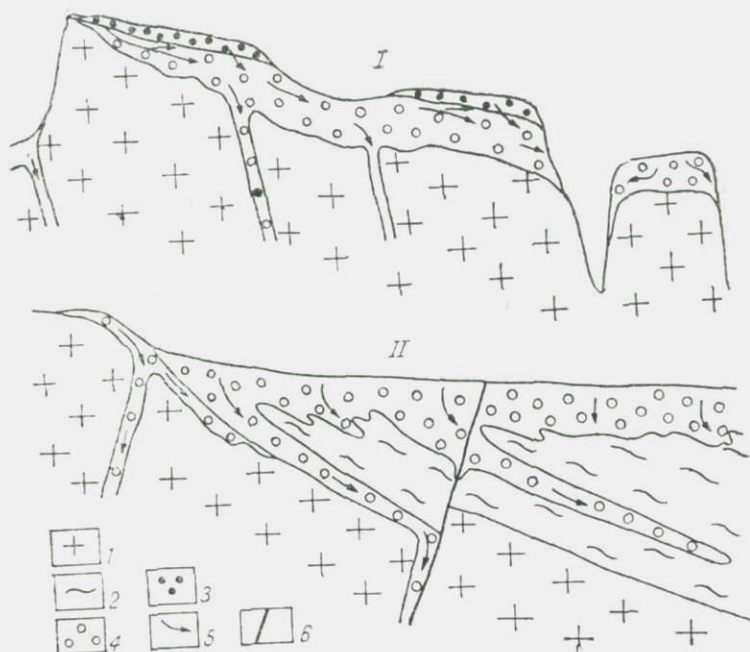


Рис. 3. Схемы образования фациальных типов кор выветривания эпиплатформенного этапа.

Геологические формации: 1 — фундамента, 2 — осадочного чехла; коры выветривания: 3 — зона оксидолитов (латеритных бокситов), 4 — зона развития глинистых минералов, 5 — направление переноса растворенных химических элементов, 6 — разлом; фациальные типы кор выветривания: I — приподнятых пенепленов активизированных частей шитов влажной тропической зоны литогенеза; II — денудационных платовых равнин активизированных частей плит аридной зоны литогенеза.

ловиях. В отличие от влажных тропиков и субтропиков процессы образования кор всюду протекают в щелочной окислительной обстановке с частичными колебаниями уровня грунтовых вод. Кислые и слабо кислые среды существуют главным образом в зонах окисления сульфидной минерализации. В результате здесь возникают маломощные коры выветривания гидрослюдисто-каолинитового состава и вторичные руды зон окисления — оксидолиты.

В ландшафтах цокольных денудационных равнин платформ аридной зоны коры выветривания образуются в условиях окислительной обстановки и частого колебания уровня грунтовых вод. Лишь по ослабленным линейным, линейно-контактовым и линейно-

пластовым морфологическим типам профилей кор выветривания граница окислительных реакций опускается в виде языков на глубину до первых сотен метров. В результате часть химических элементов высаживается на границе окислительно-восстановительных реакций (зона цементации).

В денудационных пластовых равнинах платформ аридной зоны литогенеза процессы корообразования связаны с циркуляцией слабо щелочных вод. В результате окисления сульфидов железа осадочных пород и сернокислого выветривания глинистых минералов формируются проявления пластовых алунитов. Широко развиты процессы трансформации монтмориллонитов в гидрослюды и гидрослюдистые глины (Закиров, 1977).

В поясе наземных поднятий выступов складчатого фундамента платформ уровень грунтовых вод опускается на глубину до нескольких десятков, первых сотен метров и более. В процессе корообразования миграция химических элементов связана с трещинками и порами в зоне аэрации и истечения подземных вод, содержащих растворенный кислород, азот и углекислый газ. В результате воздействия этих агентов выветривания по трещинкам и порам горных пород происходит окисление сульфидов различных металлов, гидратация и выщелачивание минералов. Высвобождаются различные элементы, которые в большинстве случаев остаются на месте, входя в состав устойчивых соединений. Лишь небольшая часть элементов вновь растворяется, перемещается вниз к зоне грунтовых вод, где в условиях восстановительной обстановки образуются вторичные концентрации некоторых редких элементов, меди, свинца, золота и др.

Коры выветривания денудационных пластовых равнин активизированных частей плит аридной зоны формируются при низком стоянии уровня грунтовых вод (рис. 3, нижний) слабо щелочного состава. Устанавливается вынос из профилей выветривания значительного количества кремния, железа, титана алюминия, натрия и накопление калия. Поведение химических элементов в корях выветривания линейно-пластового морфологического типа имеет некоторые черты отличия от кор выветривания площадного распространения. В зоне пластовой циркуляции кислородсодержащих вод осуществляется выщелачивание и вынос кальция, кремния, урана, молибдена, селена, свинца и других химических элементов в окислительных условиях и сбрасывание части их в зоне восстановительных реакций (зона цементации). В результате на окраинах артезианских бассейнов нередко возникают промышленные месторождения урана.

Таким образом, приведенный материал показывает, что формирование кор выветривания разной интенсивности происходит как в пределах морфоструктур платформ и эпиплатформенных орогенов, так и в геосинклинальных складчатых областях и даже на дне мирового океана. Однако сохранность кор различная. Так, коры выветривания геосинклинальных складчатых областей и эпи-

платформенного орогена, за исключением неоген-четвертичного этапа, в ископаемом состоянии не известны или в лучшем случае представлены фрагментами кор выветривания приморских карстовых ландшафтов. В ископаемом виде сохранились преимущественно коры выветривания платформ. В пределах щитов коры выветривания сохранились главным образом в периферийных частях, перекрытые образованиями осадочного чехла платформ. Здесь мощность кор выветривания местами достигает многих десятков, сотен метров, а по отдельным зонам коры выветривания распространены на глубину 2—2,5 км и более, например, Украинский щит (Кравченко, 1974). В отличие от этого в пределах фундамента плит, за счет тенденции к погружению, имеются условия для сохранения кор выветривания под осадочным чехлом платформ (Русская плита и др.). Считают (Сапожников, 1968), что коры выветривания распространены сравнительно на меньшую глубину. Однако в отдельных случаях, например в Средней Азии, в фундаменте Туранской плиты коры выветривания распространены в глубину на десятки, сотни метров, реже немногим более 1,2—1,5 км (Алмалыкский район, Мурунтау и др.). Это связано с тем, что в данном регионе в течение мезозоя и кайнозоя существовало поднятие — эпигерцзинский щит (Бабаев, 1967), которое служило ареной развития кор выветривания. На основе приведенных данных для сравнительного анализа в настоящей работе по возможности будут использованы материалы по корам выветривания, сформировавшимся в платформенных и подобных тектонических условиях.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Наряду с климатом, тектоникой в формировании кор выветривания не менее видное место принадлежит рельефу. Считают, что образование коры выветривания, ее зональность и сохранность зависят во многом от рельефа местности. По мнению некоторых исследователей (Лукашев, 1958; Казаринов, 1958; и др.), поверхность суши должна быть выровненной, чтобы эрозионные процессы не вели к размыву продуктов выветривания. Длительная устойчивость пенепленизированных форм рельефа непременно будет обуславливать определенную устойчивость уровня грунтовых вод. В связи с этим вынос растворенных химических элементов из зоны кор выветривания происходит очень слабо, следовательно, могут формироваться в лучшем случае лишь разрезы кор выветривания гомепелитового типа. Б. Б. Полюнов считает, что наиболее развитые формы кор выветривания приурочены к областям древнейшей суши, где химическое выветривание протекало геологически длительно и наименее — в геологически молодых областях. Он разработал схему образования различных типов и форм «остаточных и аккумулятивных» кор выветривания и распространения их в зависимости от изменения рельефа.

По мнению В. В. Добровольского (1969), в зависимости от рельефа формируются автоморфные и гидроморфные коры выветривания. Образование автоморфных кор выветривания (остаточных, по Б. Б. Полюнову) связывает с ландшафтами со сложно расчлененным и активно развивающимся рельефом за счет ресурсов исходных пород без существенного поступления химических элементов из других участков суши. Гидроморфные коры выветривания (аккумулятивные, по Б. Б. Полюнову), напротив, формируются под действием грунтовых вод в пределах капиллярной каймы; здесь аккумулируются химические элементы, вынесенные из автоморфных кор выветривания. Однако исследованиями Р. Голубинова (Goloubinov, 1938; Селиверстов, 1980) и многих др. установлено, что так называемые «автоморфные» коры выветривания образуются практически в самых различных фациальных условиях. Имеются примеры развития латеритных кор выветривания в пределах молодых низменных приморских равнин, с которыми связаны сверхгигантские месторождения, например, латеритных бокситов в Австралии (Лоугнем, Бейлис, 1964).

Ряд исследователей (Михайлов, Куликова, 1977; Троицкий, 1974; и др.) образование мощных кор выветривания связывают с расчлененными пенепами и поверхностями низких гор. Однако Ю. П. Селиверстов (1980) считает, что неустойчивое и неравномерное поднятие и расчленение рельефа активизированных областей как платформенного, так и орогенного типов приводит к формированию ступенчатых ландшафтов. В результате междуречные и водораздельные пространства могут оказаться заняты как высоко приподнятыми пенепами и плато, так и низкими равнинами и другими реликтовыми формами рельефа с латеритными корами выветривания полного или сокращенного типа профилей. В связи с этим, выделение фациальных типов кор выветривания по крупным категориям рельефа еще не вскрывает особенностей образования кор выветривания. Для разных частей каждой категории рельефа характерны различные фациальные обстановки, которые обуславливают формирование разнообразных по качеству кор выветривания, в том числе и латеритных. Кроме того, состав и распространение латеритных кор выветривания, по мнению Ю. П. Селиверстова, зависит от размеров водораздельных или междуречных пространств; значительные площади массивного слабо расчлененного и слабо контрастного рельефа водоразделов и междуречий в центральных частях гор благоприятны для формирования латеритных кор выветривания. Поэтому при определении роли фациальных условий следует учитывать не общий или конкретный тип рельефа, а их геоморфологическое положение, с чем трудно не согласиться. Известны примеры развития мощных кор выветривания в пределах современных расчлененных островных поднятий суши тропической зоны Земли, в частности на Гавайских островах. Здесь современные коры выветривания, развитые по четвертичным базальтовым лавам, бронируют склоны гор Кауаи и др. (Abbot,

1968). Устанавливается определенная зависимость строения профилей и состава кор выветривания от фациальных условий их образования. В верхней части склонов гор ближе к его водоразделам формируется преимущественно сокращенный тип латеритных (оксидолитовых) кор выветривания, у которых зона оксидолитов развита либо непосредственно по свежим неизменным базальтовым лавам, либо отделена от них маломощной зоной хлорит-монтмориллонитовых глин (микстолитовая зона). Ниже по склону гор мощность зоны оксидолитов уменьшается, а у подножий гор вы-

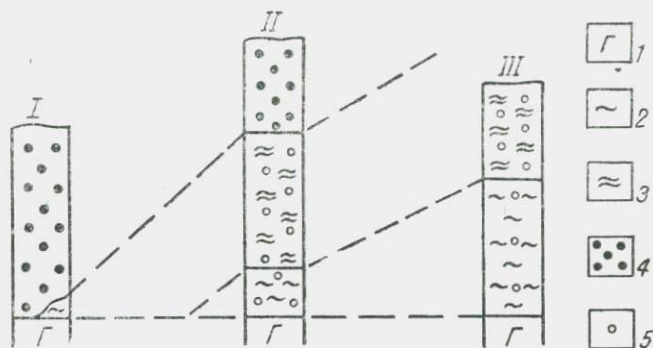


Рис. 4. Сопоставление разных фациальных типов кор выветривания базальтов о. Кауаи (Гавайи). Составлена по данным А. Т. Abbot (1968).

Фациальные типы кор выветривания склонов гор: I — верхней части, II — средней, III — подножий.

1 — базальты неветренные; зоны кор выветривания: 2 — хлорит-монтмориллонитовых глин (микстолитовая), 3 — галлуазит-аллофановых глин (гомепелитовая), 4 — железистых бокситов (оксидолитовая), 5 — гиббситовая минерализация.

клинивается и фациально замещается глинистыми продуктами хлорит-монтмориллонитовой (микстолитовой) и галлуазит-аллофановой (гомепелитовой) зон (рис. 4). Эти данные опровергают представления некоторых исследователей (Казаринов, 1958; Михайлов, Куликова, 1977; и др.) о том, что расчлененный рельеф, при прочих равных условиях, обуславливает только эрозию — размыв кор выветривания.

Критический анализ приведенного материала позволяет считать, что развитие наиболее геохимически дифференцированных оксидолитовых (латеритных) кор выветривания, при прочих равных условиях, в современных гумидных тропических зонах происходит в различных геоморфологических условиях как в пределах морфоструктур платформ и геосинклинальных складчатых систем, так и эпиплатформенных областей. При прочих равных условиях наиболее благоприятны формы или фрагменты рельефа в пределах положительных морфоструктур суши, которые в течение продолжительного времени обеспечивают с одной стороны интенсивный промывной режим и вынос кремния, щелочных и щелочноземельных элементов, а с другой — некоторое опережение скоростей формирования профилей кор выветривания относительно скорости дену-

дации. Необходимо отметить, что в ископаемом виде сохранность фациальных типов кор выветривания во многом зависит от тектонических условий: чаще всего сохраняются фациальные типы кор выветривания платформенных морфоструктур — щитов (щитовидных поднятий, срединных массивов) и осадочного чехла платформ.

Таким образом, для обобщения наиболее надежными данными могут быть коры выветривания морфоструктур древних платформ и подобных им структурных элементов земной коры.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

В формировании кор выветривания наряду с другими факторами немаловажную роль играют гидрогеологические условия. Однако в настоящее время еще нет определенных представлений о роли гидрогеологических условий в формировании оксидолитовых (латеритных) и некоторых других типов кор выветривания. Так, по мнению одних исследователей (Фокс, 1932; Синицын, 1976; и др.), концентрация полуторных окислов алюминия и других элементов в верхней зоне профиля латеритной коры выветривания происходит за счет высаживания химических элементов из грунтовых вод при смене влажных и сухих сезонов в течение года. Другие авторы (Лукашев, 1958; Разумова, Херасков, 1963; Гинзбург, 1963; и др.) считают, что для образования кор выветривания необходима определенная устойчивость уровня грунтовых вод в течение длительного геологического времени. Эти условия якобы создаются при длительном существовании пенеупенизированной страны. По их мнению, процесс формирования кор выветривания наиболее интенсивно и глубоко протекает в условиях медленной циркуляции грунтовых вод. В противоположность этому Ю. Ю. Бугельский (1979) наиболее мощные коры выветривания геосинклинальных складчатых областей альпийской орогении связывает с зонами интенсивного и среднеинтенсивного водообмена, развитыми в пределах платообразных гор и их предгорий. В зонах весьма интенсивного и замедленного водообмена коры выветривания либо отсутствуют, либо представлены микстолитовыми, либо гомепелитовыми корами выветривания. По нашему мнению, для формирования оксидолитовых кор выветривания необходимо постоянное удаление растворенного кремнезема, щелочей и щелочноземельных элементов и накопление алюминия. Это возможно лишь при наклонной циркуляции грунтовых вод в условиях влажных тропиков и субтропиков. При сублатеральной циркуляции грунтовых вод независимо от типов рельефа или тектонических структур будут формироваться лишь гомепелитовые коры выветривания; в приводораздельных частях склонов гор наиболее интенсивно промываемые грунтовыми водами — оксидолитовые коры; по склону гор с субнаклонной циркуляцией грунтовых вод — гомепелитовые; у подножья склонов гор с сублатеральной и латеральной циркуляцией грунтовых вод — микстолитовые.

В аридных тропиках и субтропиках вследствие общего дефицита влаги над испарением образование кор выветривания протекает весьма вяло. Только в пределах останцовых горных массивов, сложенных породами складчатого фундамента платформ и геосинклинальных складчатых областей на значительных глубинах от поверхности, главным образом по зонам трещиноватости пород, отмечаются грунтовые воды — от пресных до высокоминерализованных, за счет воздействия которых на горные породы образуются выделения кварца, халцедона, сульфатов, карбонатов, хлоридов щелочных и щелочноземельных металлов, слоистые гидросиликаты и отчасти алюмосиликаты, т. е. в данной климатической зоне могут формироваться только бластоварилитовые коры выветривания.

В арктической климатической зоне грунтовые воды в зоне выветривания в течение 10—11 месяцев находятся в твердом состоянии. Годовая сумма осадков (200—400 мм) больше испаряемости, уровень грунтовых вод довольно высокий и характеризуется в основном нейтральным и слабо щелочным составом. Все это обуславливает формирование маломощного покрова преимущественно бластоварилитовых, реже микстолитовых кор выветривания.

В постоянно влажных тропиках и субтропиках в зонах выветривания пород наблюдается относительно высокий уровень грунтовых вод в периоды выпадения дождей; по составу они кислые. В сухие месяцы года уровень грунтовых вод падает и приобретает щелочной характер. Под действием кислых вод происходит распад соединений элементов в нижних горизонтах. В результате кислая среда сверху вниз по разрезу сменяется слабокислой, нейтральной, слабощелочной (щелочной); образуется профиль с гидрогеохимической зональностью вод, что способствует развитию кор выветривания с зональным строением профилей гомепелитовых и оксидолитовых кор.

Итак, гидрогеологические условия создают предпосылки для реализации климатического, тектонического и геоморфологического факторов, влияющих на образование кор выветривания. В зависимости от гидрогеологических условий — гидродинамики грунтовых вод и гидрогеохимической зональности — формируются профили кор выветривания разного строения и состава.

СОСТАВ ПОРОД СУБСТРАТА

Как известно, сущность химического выветривания пород состоит в процессе, вызывающем гидратацию, гидролиз, выщелачивание и синтез минералов. Неодинаковая интенсивность этих процессов, помимо гидрогеохимических и прочих факторов, зависит от кристаллохимического строения минералов и состава пород. Однако, некоторые авторы недооценивают влияние материнских пород на процессы корообразования. Они

считают, что чем интенсивнее развиваются процессы выветривания, тем слабее влияние исходных пород на состав конечных продуктов выветривания и большее значение приобретают ландшафтные факторы. В противоположность этому другая группа авторов (Лукашев, 1958; Петров, 1967; и др.) утверждает о прямой зависимости состава выветривающихся пород на развитие процессов кор выветривания. Они считают, что при развитии кор выветривания в зависимости от устойчивости кристаллической решетки минералов, продолжительности процесса, характера геохимической среды и состава выветривающихся пород формируются разнообразные продукты выветривания. Кислые и средние породы дают продукты выветривания со значительным содержанием кварца, полевого шпата, слюд, каолинита и других минералов, производных от силикатов, в гораздо меньшем количестве — магнезиальных солей кремнеглиноземистой кислоты, гидратов окисн железа и простых солей углекислого магния и кальция. Вследствие незначительного содержания окиси железа коры выветривания обычно светлой окраски. При выветривании пород основного состава они лишены кварца. По сравнению с кислыми породами минералы основных пород, как менее устойчивые, быстрее выветриваются, превращаясь в глинистые минералы группы монтмориллонита, галлуазита, охры и др. Коры выветривания метаморфических пород по составу во многом сходны с корами выветривания изверженных и осадочных пород. Существенно различаются продукты выветривания осадочных пород. Продукты выветривания глин и других кремнеглиноземистых пород в зависимости от условий выветривания состоят как из остаточных, так и коллоидных продуктов синтеза, которые формируются при выветривании изверженных и метаморфических пород с той лишь разницей, что в продуктах глинистых пород присутствует большое количество вадозных минералов, появившихся до выветривания пород. Кремнеземистые породы в результате выветривания образуют как однообразные, так и гетерогенные коры выветривания в зависимости от состава, цемента и др. Так, кварцевые пески и песчаники образуют рыхлые пески. Во влажных тропиках и субтропиках при выветривании аркозовых песчаников появляются каолинитовые и бокситоносные коры выветривания; при выветривании карбонатных пород — бокситоносные карстовые отложения; при выветривании сульфатных пород — растворение и вынос породообразующих химических элементов. В районах с засушливым климатом при выветривании ангидритов (безводных сульфатов) формируются гипсовые (водные сульфаты) коры выветривания, в отдельных случаях — с сульфатами стронция; при выветривании карбонатных пород — карбонатные и сульфатные коры; при выветривании кремнистых — маршаллитовые коры выветривания и т. д. Современные бокситоносные коры выветривания наиболее ярко проявлены на породах основного состава (Лисицина, 1973; и др.) и менее — на породах кислого (Roy Chowdhury, 1965 и др.).

Таким образом, состав исходных горных пород играет важную роль в формировании кор выветривания и влияет на их состав, что, несомненно, следует учитывать при изучении эволюции кор выветривания.

БИОЛАНДШАФТНЫЙ ФАКТОР

Влияние растительного покрова и микроорганизмов на процессы формирования кор выветривания изучено недостаточно. Однако имеющиеся по этому вопросу данные свидетельствуют о том, что в современных климатических зонах Земли наиболее мощные геохимически интенсивно проработанные коры выветривания устанавливаются только в ландшафтах влажных тропиков и субтропиков с вечнозеленой растительностью, общая биомасса которых 200—500 ц/га в год против 10—20 ц/га в аридных и 20—40 ц/га в умеренновлажных климатических зонах. При соприкосновении с растительностью дождевые воды обогащаются кислотами (Бугельский, Рубейкин, 1983), за счет чего понижается рН вод. Это связано с тем, что в составе растений имеются углекислота, свободный кислород, органические кислоты (фульвокислоты, фенол-карбоновые гуминовые и др.). В ландшафтах влажных тропиков и субтропиков при распаде растительной органики образуются не только органические кислоты, но за счет электролитической и фотохимической диссоциации органических соединений выделяется кислород и двуокись углерода. Они, будучи растворимы в грунтовых и почвенных водах, активно действуют на горные породы, ускоряя процесс выщелачивания, гидролиза и окисления. При этом углекислота с органическими кислотами создает кислую среду, за счет чего рН дождевых вод понижается до кислых (рН 4—5,5) и сильно кислых (рН 2—4). Кислые воды в отличие от щелочных более активны при выносе кремнекислоты из профилей кор выветривания (Бугельский, Рубейкин, 1983). Л. А. Матвеева и др. (1983) считают, что чем выше концентрация фульвокислот, тем меньше количество соосажденного кремния; фульвокислоты активнее вступают в реакцию с алюминием, препятствуя его связи с кремнеземом на поверхности осажденных гидроокислов алюминия. Наличие гуминовых кислот, также как и фульвокислот препятствует кристаллизации аморфных гелей алюминия. В связи с этим начало осаждения алюминия с фульвокислотами сдвинуто в кислую область, начиная с рН 4,5—5,0. Наличие щавелевой кислоты задерживает начало осаждения алюминия из растворов по сравнению с расчетной кривой до рН 7—8 (Матвеева и др., 1978). Таким образом, присутствие органических кислот удерживает большие массы алюминия и железа в пределах почвенных и верхних зон коры выветривания. В противоположность этому присутствие небольших количеств фульвокислот в водах способствует осаждению алюминия в виде каоли-

нита и других глинистых минералов. Известно, что каолиновый каркас алюмосиликатов разрушается только при участии микроорганизмов (Вернадский, 1960). По мнению И. Н. Антипова-Каратаева и др. (1966), при биохимическом выветривании альбита и мусковита интенсивность выноса химических элементов в 1,5—2 раза выше, чем при обычном гидролизе. По экспериментальным данным Е. Н. Соколовой (1966), гуминовые кислоты, образованные в результате распада органических веществ, извлекают из минералов щелочи, кремнезем, глинозем, титан, железо. Следовательно, чем больше органических кислот в почвенных водах в условиях сильного промывного режима, тем больше вероятность формирования латеритных кор выветривания с гидроокислами алюминия.

Таким образом, в ландшафтах влажных тропиков и субтропиков при участии продуктов жизнедеятельности организмов формируются оксидолитовые (латеритные) коры выветривания. В аридных климатических зонах Земли общая биомасса в десятки раз меньше влажных тропиков и составляет не более 20—40 ц/га. Наземная растительность представлена ксерофитными эфемерами. Биохимические процессы проявляются кратковременно, поэтому биомасса не способна сколько-нибудь изменить рН дождевых вод; в почвах и коре выветривания много катионов щелочных и щелочно-земельных элементов. В связи с этим при взаимодействии с почвой и горными породами дождевые воды становятся щелочными или слабо щелочными. Инфильтрация этих вод по трещинкам горных пород в зоне выветривания способствует формированию кор выветривания преимущественно бластоварилитового и микстолитового типов. Причем, отсутствие сплошного растительного покрова обуславливает размыв и дефляцию продуктов выветривания.

В холодных климатических поясах продуктивность биомассы не превышает 10—20 ц/га. Многолетняя мерзлота препятствует циркуляции воды и миграции элементов, поэтому биохимические процессы крайне ограничены и протекают очень медленно. Это исключает возможность развития кор химического выветривания и, напротив, создает условия для физического (морозного) выветривания горных пород, т. е. образования собственно элювия.

Таким образом, биоландшафтный фактор в сочетании с другими существенно влияет на направленность процессов формирования кор выветривания. Причем, наряду с наземной растительностью немаловажную роль играют микроорганизмы (Русько, 1982). Как показали экспериментальные исследования (Цюрупа, 1973; и др.) при участии микроорганизмов интенсивность разрушения первичных алюмосиликатов и образование кор выветривания возрастают. Приведенные данные следует учитывать при изучении эволюции обстановок формирования кор выветривания в геологической истории Земли.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОЦЕССЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

К числу важнейших процессов, формирующих коры выветривания, относятся гидролиз, гидратация, сопровождающиеся синтезом новых гипергенных минералов.

Гидратация — это процесс связывания растворимого в воде вещества с молекулами воды. Преобразование горных пород при химическом выветривании связано с гидратацией минералов. Чем больше энергия гидратации, как отмечает И. И. Гинзбург (1963), тем энергичнее основание силикатов переходит в раствор. Гидратация силикатов проявляется в возрастании в них низкотемпературной межплоскостной воды, что особенно характерно для некоторых глинистых минералов. При гидратации частично замещается гидроксонием щелочи, щелочно-земельные элементы и др., но решетка минералов в данном случае не меняется (Казанский, 1975). Благодаря электролитической диссоциации растворенных веществ образуются гидратированные ионы. На этом основан процесс гидратации, без которого невозможно развитие кор выветривания во все времена геологической истории.

Гидролиз — это реакция обмена между различными веществами и водой. Гидролизу подвергаются различные химические соединения, но наиболее характерен этот процесс для силикатов и органических соединений. Он сопровождается интенсивным вытеснением оснований гидроксонием и распадом вещества на новые компоненты с иной кристаллической решеткой. Одновременно с гидролизом идет реакция гидратации. Гидролиз обычно начинается с реакции замещения катионов (Гинзбург, 1963). «Оксиний (OH^+) вытесняет из силикатов щелочные и щелочно-земельные элементы, а ион водорода (H^+), внедряясь в тетраэдр Al^{4+} или октаэдр Al^{3+} , ослабляет связи в силикате и разрушает последние»; в итоге образуются окислы и гидроокислы железа, алюминия и других металлов.

Окисление — химическая реакция, сущность которой состоит в отщеплении электронов от атомов или ионов. К числу окислителей относятся свободный кислород O_2 , озон O_3 , перекись водорода H_2O_2 , Cl_2 , фтор F_2 , хлорная кислота HClO_4 , азотная кислота HNO_3 и др. Окислителями могут быть нейтральные атомы неметаллов, положительно заряженные ионы металлов в высшей степени окисления, сложные ионы и молекулы, содержащие атомы элементов в высшей степени окисления, электрический ток и др. Окисление и восстановление — взаимосвязаны и протекают одновременно (например, $\text{Zn} + \text{Cl}_2 = \text{ZnCl}_2$). При химическом выветривании пород процесс окисления наиболее ярко проявляется у минералов, содержащих химические элементы с переменной валентностью; у минералов со сложной структурой решетки возможно окисление элементов при низкой валентности. При окислении минералы и органические соединения разлагаются с образовани-

ем новой модификации (Казанский, 1975), нередко трудно растворимой. В ландшафтном отношении процессы окисления наиболее интенсивны вблизи земной поверхности (выше уровня грунтовых вод) и постепенно ослабевают в глубину, а затем сменяются на восстановительные. При этом продолжается процесс формирования кор выветривания без окислительных реакций.

Восстановление — химическая реакция присоединения электронов атомов молекулой и ионом. Восстановителями служат нейтральный атом, молекула или ион, отдающие электроны, почти все металлы в свободном состоянии, отрицательно заряженные ионы неметаллов, положительно заряженные ионы металлов в низшей степени окисления (углерод, окись углерода и др.).

Почвенные и грунтовые воды по мере циркуляции-инфильтрации уже в приповерхностной части денудационной суши теряют кислоты, основное количество свободного кислорода и других окислителей. По мере циркуляции вод в более глубокие горизонты за счет сульфат-редукции образуются сероводород и другие восстановители. При этом продолжаются процессы гидратации, гидролиза и выщелачивания химических элементов: одни элементы теряют свою миграционную способность, образуя при этом новые минералы, другие, находясь в водном растворе по зонам разрывных тектонических структур, испытывают миграцию в направлении областей разгрузки подземных вод. В результате в зоне восстановительных реакций появляются новые минералы в виде сульфатов, карбонатов, простых окислов, силикатов и др.

Перечисленные процессы протекают только под воздействием метеорных вод. Это обусловлено тем, что в воде растворяются все химические элементы и многие соединения, в том числе и некоторые газы (аммиак, сернистый газ, двуокись углерода, свободный кислород), органические и неорганические кислоты и другие, если они способны вступать с ней в химическое взаимодействие.

Многие вещества при растворении в воде вступают с ней в реакцию обменного разложения — гидролиз. Процессы окисления и восстановления протекают только при участии воды или водяных паров. Так, коррозия железа происходит только за счет растворенного в воде кислорода. Даже такой активный металл, как калий, при отсутствии влаги совершенно не изменяется.

Таким образом, под воздействием вод происходят процессы растворения и выщелачивания, гидратации и гидролиза, окисления, восстановления и обменной реакции. В зоне химического выветривания горных пород формируются новые минералы в виде гидrogenных метасоматитов (минералы глин и др.) и в виде жил, гнезд и других морфологических тел. По данным экспериментальных исследований (Педро, 1971), известно, что разложение силикатов при химическом выветривании происходит и в дистиллированной воде; присутствие газов, кислот и других компонентов не обязательно для развития кор выветривания. Следовательно, вода — основной агент формирования кор выветривания во все времена геологической истории Земли.

Глава III. ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Изучение кор выветривания ранней стадии развития Земли сопряжено с большими трудностями, так как геологические комплексы этого периода нередко сильно преобразованы последующими процессами складчатости, метаморфизма и гранитизации. Чаще всего коры выветривания раннего докембрия отсутствуют, поэтому при реконструкции первоначального минерального состава нередко исходят из состава метасадочных пород. Так, корундиты, диаспориты и другие высокоглиноземистые породы, присутствующие в толще архея, обычно рассматриваются как продукты переотложения оксидолитовых (латеритных) кор выветривания. Такой подход к анализу древних кор выветривания вряд ли можно считать правильным. В отличие от этого, в данной работе предметом изучения характера изменения строения и состава профилей докембрийских и фанерозойских кор выветривания будут коры выветривания. Такой методологический подход к изучению древних кор выветривания имеет преимущество перед другими, заключающийся в том, что сравниваются строение профилей кор выветривания и их состав. Осадочные породы даже одного петрографического типа, например, известняки, кремнистые породы фанерозоя и докембрия, а тем более в условиях эволюции Земли и ее внешних оболочек, могли образоваться за счет осаднения хемогенного, органогенного, терригенного, вулканогенного и других источников породообразующего вещества. Все это свидетельствует о ненадежности осадочных пород для целей реконструкции древних кор выветривания.

Ниже рассматриваются коры выветривания катархейского, архейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского этапов докембрийской геологической истории Земли.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАТАРХЕЙСКОГО ЭТАПА (4600—3600 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

Субаэральные коры выветривания данного этапа в коренном залегании не установлены. Возможно это объясняется неблагоприятными геологическими и палеогеографическими условиями этого этапа и неполнотой наших знаний.

В настоящее время известны катархейские породы второй по-

ловины рассматриваемого этапа с возрастом от 3600 до 4000 млн. лет на всех континентах мира (Салоп, 1982; и др.). В составе катархейских пород большую часть составляют интрузивные плагиогнейсы, меньшую — ассоциации супракрустальных преимущественно основных метавулканитов и подчиненного количества метаосадочных пород с ультраосновными и основными интрузиями. Метаосадочные породы катархея разных континентов мира характеризуются сравнительно однообразным литологическим составом, немногочисленными типами, «отсутствием четко выраженной фациальной зональности и каких-либо признаков существования древней суши» (области размыва), а также отсутствием псефитов (за исключением конгломератов в исуанском супракрустальном комплексе). В составе метаосадочных пород преобладают кварциты, силикатно-карбонатные, силикатно-магнетитовые, карбонатно-кремнистые, железистые кварциты, высокоглиноземистые и карбонатные породы местами с эвапоритами (ангидритсодержащие). Происхождение конгломератов с сигарообразными гальками кварцитов исуанского комплекса катархея в Гренландии неясно. Считают (Яншин, Монин, 1983; и др.) метаосадочные породы хемогенно-осадочными образованиями древних (первичных) океанов. Предполагают, что кварциты образовались в результате химического осаждения из растворов кремнезема, извлеченного из субаэральных и субаквальных кор химического выветривания силикатных пород (Салоп, 1982). Альтернативно допускают, что кварц (кремнезем) из кор химического выветривания частично или полностью растворялся в горячих минерализованных водах древнего океана и откладывался в виде химического осадка. Однако широкое развитие силикатно-карбонатных, известково-силикатных и карбонатных пород в толщах катархея на всех континентах мира ставит под сомнение кислый характер вод древних океанов, по крайней мере, для позднего катархея.

Необходимо отметить, что континентальные осадки катархея не установлены. Поэтому нет оснований говорить о субаэральных корях выветривания рассматриваемого геохронологического этапа. Метаосадочные породы катархея, известные во всех странах мира, — это отложения, связанные с водными бассейнами седиментации. Признаков существования областей денудационной суши не обнаружено. Метаосадочные породы катархея по всем показателям являются осадками хемогенно-терригенной седиментации продуктов, обязанными происхождением процессам развития подводных (субаквальных) кор химического выветривания и дегазации мантии Земли в пределах древних (первичных) океанов. Продукты подводных кор химического разложения силикатных пород на участках с подводным течением, видимо, подвергались гранулометрической дифференциации. В результате образовались горизонты кварцитов, кварц-магнетитовых пород, а в местах отсутствия относительно сильных течений — мергелисто-терригенных, силикатных, карбонатных, силикатно-карбонатных. Таким образом, в

катархейском этапе развивались только субаквальные коры химического выветривания базитов и ультрабазитов в подводных условиях древних океанов.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ АРХЕЙСКОГО ЭТАПА (3600—2600 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

По мнению многих исследователей (Сидоренко, 1975 и др.), в архее оформлялись коры выветривания латеритного типа, сходные с фанерозойскими. По Н. К. Трубиной (1973), этот период характеризовался корами выветривания двух типов: карбонатного состава в раннем архее, окисно-гидроокисного и силикатного — в позднем. К реликтам архейских кор выветривания Н. К. Трубина относит магнетит-сидеритовые руды, железистые кварциты и роговики серии Киватин Канадского щита, Курской и Криворожской серий Украинского щита и Воронежского массива, марганцево-карбонатные руды серии Гондит Индии, марганцевые руды серии Итабирит Бразилии, марганецсодержащие филлиты и гондиты Ганы (Африка) и др. Большинство этих геологических образований в настоящее время относится к раннему протерозою (гондиты Ганы — возраст 2190 млн. лет, железистые кварциты Криворожской и Курской серий 2,4—2,3 млрд. лет, кварциты Оленогорского месторождения — 2,4—2,55 млрд. лет и др.). Лишь некоторые железистые кварциты, например кремнисто-железистые формации Южной Африки, Южной Родезии (возраст 2730 млн. лет), относятся к концу архея. Кроме того, в ряде районов (Украинский щит, Воронежский массив, Канадский щит и др.) формации, содержащие указанные выше докембрийские образования, залегают на докурских, докриворожских, догуронских и других корях выветривания кварц-серицитового состава.

Архей Канадского щита представлен метаморфическими образованиями серии Киватин и их возрастными аналогами серий Йеллоунайф, Тейзин, Уйлсон-Айленд, Аминики, Ред-Крик, Айдах-Спринг и др. Они сложены основными метавулканитами и метаосадочными породами (Барагер и др., 1977). Метаосадочные породы состоят главным образом из граувакков, конгломератов, гравелитов, аргиллитов, железосодержащих пород (кварцитов, сланцев), реже аркозов, брекчий и полосчатых железистых руд. Местами метаосадочные толщи перекрывают вулканогенные породы с угловым несогласием. При этом реликты кор выветривания не устанавливаются. Лаврентьевские граниты (возраст 2,5—2,7 млрд. лет) интродуцируют серию Киватин и их возрастные аналоги серии Йеллоунайф и др. В провинциях Слейв и Суперитор (Барагер и др., 1977) граувакки сложены угловатыми обломками полевых шпатов, неизмененных вулканитов, кварцев, в основной массе — хлоритами, мусковитами. Конгломераты мощностью до 450 м прослеживаются по простиранию на 10 миль. Валунны состоят преимущественно из измененных вулканогенных пород местного происхожде-

ния. Местами встречаются окатанные валуны гранитных пород диаметром 1 м без признаков химического выветривания.

В провинции Слейв, близ оз. Росс, метаосадочные породы гранитчат с массивными и гнейсовидными гранитами. По данным В. Барагер и др. (1977), конгломераты состоят из обломков вулканических пород на карбонатном цементе, перекрывают мафические породы серии Йеллоунайф и трансгрессивно налегают на хлоритизированные граниты. Наряду с гальками измененных гранитов конгломераты содержат обломки мафических и фельзитических вулканических пород, песчаников и др. Контакт их с подстилающими гранодиоритами без следов выветривания. Валуны гранодиоритов в конгломератах по составу идентичны подстилающим гранодиоритовым гнейсам. Кроме гранодиоритов, конгломераты содержат обломки тоналитов, базальта, аргиллитов, кварцитов, кварца; более мелкозернистые породы — аркозовые песчаники без следов выветривания.

Таким образом, обломочный материал состоит из полимиктов без признаков гипергенного изменения. Конгломераты в основании серии Кросс-Лейк в провинции Суперитор распространены регионально и в подстилающих породах явных реликтов кор выветривания не устанавливается. Лишь хлоритизированные граниты района оз. Пойнт, перекрывающиеся несогласно конгломератами серии Йеллоунайф, можно условно рассматривать как реликты позднеархейских кор выветривания.

Архейские метаосадочные образования в ассоциации с метавулканиками известны на Гвианском щите Южной Америки. Представлены комплексом Иматака, группой Кунуну и другими, возраст которых составляет 2,9—3,2 млрд. лет (Алмейда, 1977). Комплекс Иматака представлен основными кристаллическими сланцами, железистыми кварцитами, гранулитами и пластами гематито-железородных пород, измененных до гранулитовой фации метаморфизма. В незрелых метаосадочных породах отмечается медная минерализация.

Архей Австралийской платформы представлен метаморфическими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями общей мощностью до 14 км. В пределах щита Пилбари вулканогенно-осадочный комплекс разделяется на две толщи: вулканогенную нижнюю и терригенную верхнюю. Верхняя повсеместно несогласно залегает на первой. Представлен метаморфизованными гранулитами, амфиболитами, андалузитовыми и фукситовыми сланцами, роговиками, граувакками, конгломератами, джеспилитами, кремнистыми породами, алевролитами, сланцами красного цвета гематизированными. Красные сланцы встречаются в верхах на границе с вышележащими раннепротерозойскими образованиями. На других щитах Австралийской платформы широко развиты биотитовые сланцы, гранат-слюдяно-полевошпатовые сланцы, мраморы, гранулиты с кордиеритом, алмандином, нередко каль-

цифры, возраст пород 2,9—3,0 млрд. лет; коры выветривания не установлены.

На Алданском щите архейские метаосадочные породы встречаются в разрезах иенгрского, тимптоно-желтулинского, унгринского комплексов. Представлены кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами. Последние рассматриваются осадочными образованиями перетолженных кор выветривания и первичный состав их интерпретируется как гидрослюдистые глины (Кулиш, 1973; и др.).

Среди кварцитов, биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов в бассейне р. Алдана и др. широко распространены линзы и горизонты конгломератов мощностью до 200 м. Они чаще отмечаются в низах верхнеалданской свиты иенгрской серии на границе с нижележащей монотонной основной по составу породы верхнетимптонской (курультинской) серии (Кулиш, 1971). Галька в конгломератах распределена беспорядочно. Граница ее с цементом четкая, а в породах гранитного состава нечеткая, и представляет собой зону (1—3 мм) с повышенным содержанием биотита и кварца. Вероятно, это каемка (зона) выветренных гранитов.

В основании разреза кольцевой серии (возраст 3,6 млрд. лет) предполагается базальный горизонт мощностью от нескольких метров до первых десятков, прослеженный по простираанию на многие километры (Масленников, 1969). Он сложен образованиями древней коры физического выветривания основных пород и конгломератами. Крупнообломочный компонент базального горизонта чаще состоит из остроугольных глыб, плохо сортированных по величине, а также валунов и галек различной окатанности. По составу грубообломочный материал исключительно разнообразен и представлен только теми неизменными разновидностями основных пород (нориты, габбро-нориты, лабрадориты, габбро), которые слагают подстилающий базитовый массив Монче-тундры.

Сходное геологическое строение архея отмечается и в других регионах мира. Разрез архейских толщ, в отличие от катархейских, характеризуется широким развитием терригенных, в том числе псефитовых, пород-граувакк, полимиктовых конгломератов, аркозовых песчаников, кварцитов, нередко с признаками мелководной среды осадконакопления, метапелитов, в отдельных случаях с трещинками усыхания. Встречаются пачки карбонатных пород и металеволитов.

Конгломераты и граувакки, находящиеся в толще раннего архея, т. е. в разрезах коматинитового и киватинского комплексов (Салоп, 1982), залегают на гнейсовидных гранитах и кристаллических породах катархейского фундамента без следов химического разложения пород. В составе метаосадочных пород позднего архея, представленного возрастными аналогами комплексов Фиг-Три, Тимискаминг, Модис и др., преобладают терригенные осадки — граувакки, сланцы, отчасти аркозовые песчаники, кварциты, нередко косослоистые, полимиктовые конгломераты, встречаются доло-

миты и известняки. Конгломераты залегают на породах катархейского фундамента, чаще всего на образованиях раннего архея или образованиях низов позднего архея. В отдельных местах под конгломератами, либо под граувакками отмечаются продукты перетложения подстилающих пород, которые отдельные авторы рассматривают в качестве позднеархейских кор выветривания. Такие примеры известны в толще позднего архея Балтийского (Карелия) и Канадского (район оз. Верхнее) щитов.

По данным В. Я. Гарьковца и М. Б. Раевской (1983), позднеархейская кора химического выветривания устанавливается на Костомукшском железорудном месторождении в Карелии. Кора выветривания развита на метабазитах контоксской серии (возраст 3200 млн. лет). Кора выветривания перекрывается метаосадочными породами гомольской серии архея, возраст которой более 2700 млн. лет. В ее основании залегают метаграувакки. Разрез коры выветривания следующий (снизу вверх): в метавулканитах основного состава, представленных полевошпат-роговообманковыми сланцами с реликтами шаровых текстур, вверх по разрезу во все возрастающем количестве появляются трещины, залеченные прожилками кварца и кальцита; в этом же направлении отмечается биотитизация и карбонатизация пород, в результате трещиноватые породы вверх по разрезу постепенно переходят в биотитизированные полевошпат-роговообманковые с кальцитом и кварцем сланцы, образуя зону соответствующих сланцев мощностью от 0,5 до 10 м. Выше по разрезу с довольно отчетливым контактом измененные вулканыты перекрываются интенсивно рассланцованными неясносланцеватыми роговообманково-плаггиоклазовыми и кварц-плаггиоклаз-биотитовыми сланцами с гранатом, сульфидами и углеродистым веществом. Мощность сланцев 0,3—5,0 м. На извилистую поверхность этих сланцев с четким контактом залегают полимиктовые конгломераты гомольской серии.

По разрезу изменяются не только породы, но и их минеральный и химический состав, прежде всего исчезает роговая обманка, одновременно увеличивается содержание биотита и кварца (рис. 5). Наблюдается вынос некоторого количества магния, натрия, кальция, марганца, железа и увеличение — кремния, калия, серы и фосфора. Содержание алюминия не изменяется. Моногидраты и окислы алюминия отсутствуют. Следует отметить, что продукты химического выветривания до их метаморфизма, очевидно, обладали существенно меньшим объемным весом. Исходя из этого, можно констатировать вынос определенной части алюминия из профилей выветривания и еще более значительного количества — кальция, магния и других химических элементов. Рассмотренные выше продукты изменения метавулканитов могут быть отнесены к корам выветривания. Последние характеризуются относительно слабой геохимической дифференциацией исходного вещества метавулканитов. Об этом свидетельствуют повышенные содержания кремнезема, магния, калия, присутствие кальция, калия и др. Ве-

роятно, коры выветривания позднего архея с таким минеральным составом правомерно назвать кварц-слюдистым (биотитовым) типом, а по характеру развития — бластовариллитовые. Аналогичные

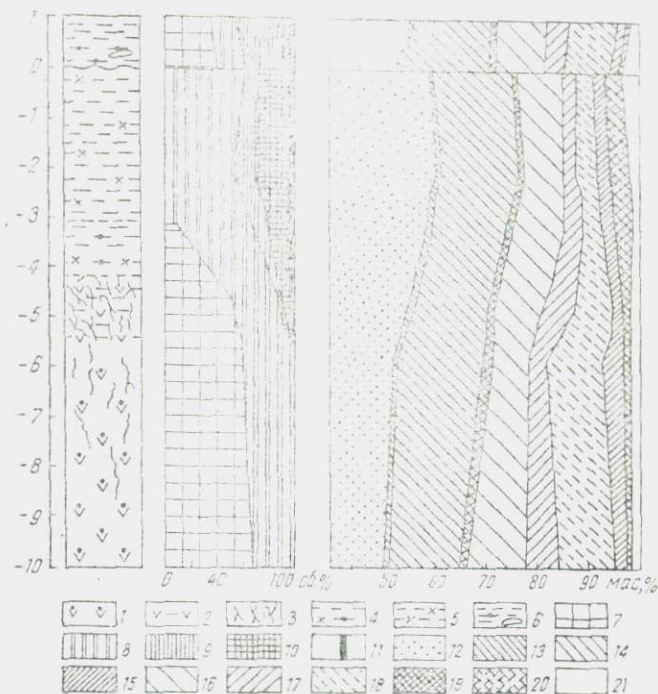


Рис. 5. Зональное строение позднеархейской коры выветривания метабазитов Костомукшского железорудного месторождения в Карелии (Горьковец, Раевская, 1983).

1 — полевошпат-роговообманковые сланцы с реликтами шаровых лав, 2 — биотитизированные полевошпат-роговообманковые сланцы, 3 — кварц-карбонатные и карбонатные прожилки, 4 — роговообманково-биотит-плагноклазовые сланцы с гранитом, 5 — кварц-биотит-плагноклазовые сланцы с гранитом; 6 — метаграувакки, 7 — роговая обманка, 8 — плагноклаз, 9 — кварц, 10 — биотит, 11 — гранат, 12 — SiO_2 , 13 — TiO_2 , 14 — Al_2O_3 , 15 — Fe_2O_3 , 16 — FeO , 17 — MgO , 18 — CaO , 19 — Na_2O , 20 — K_2O , 21 — прочие компоненты.

продукты химического выветривания горных пород отмечаются и в других местах Костомукшского района в Карелии.

Таким образом, для раннего архея коры выветривания, сформировавшиеся в субэаральных условиях архейских суши достоверно не установлены. В большинстве случаев перерывы в осадконакоплении, отмечаемые как внутри толщи раннего архея, так и между ними и катархейским фундаментом древнейших щитов, не сопровождаются корами химического выветривания. Более того, базальные горизонты стратиграфических несогласий обычно представлены полимиктовыми грубообломочными осадками. Обломочный материал без признаков химического выветривания пород. В ископаемом виде встречаются исключительно продукты физического

выветривания и лишь в отдельных местах устанавливается спорадическое выделение хлоритов и биотитов.

Для второй половины архея — позднего архея сведения о корях выветривания весьма ограничены. В большинстве районов мира между конгломератами и подстилающими породами катархейского фундамента продукты выветривания не обнаружены. Базальные конгломераты имеют полимиктовый состав без следов химического выветривания пород. Но вместе с тем, вторая половина архея (поздний архей) отличается от раннего развитием субазральных кор выветривания кварц-слюдистого состава с зональным строением профилей (коры выветривания Костомукшского района). Наряду с этим, в пределах акватории мирового океана процессы подводного выветривания, начавшиеся в катархее, несомненно, протекали и в архее, и во все последующие периоды геологической истории Земли.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭТАПА (2600—1600±100 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

Коры выветривания данного этапа, сохранившиеся в коренном залегании, приурочены к разным стратиграфическим уровням: в латерали они распространены даже в пределах одного континента или крупных структурных единиц земной коры.

Платформенные образования раннего протерозоя на Канадском щите представлены надгруппой Гурон и залегают несогласно на складчатом архейском цоколе. Сложены грубослонистыми полевошпатовыми конгломератами, аркозами, известковистыми алеволитами, реже известняками. В основании надгруппы Гурон местами отмечаются коры выветривания (Stockwell, 1973). Возраст предгуронских кор выветривания древнее 2,2 млрд. лет. Севернее оз. Гурон в районе оз. Блайд-Ривер (Канада), согласно данным П. Дж. Пиенаара (1967), отмечаются коры выветривания мощностью до 15 м, развитые на гранитах и метавулканитах архея.

Наиболее мощные коры выветривания на Канадском щите развиты по гранитам (Roscoe, 1969). Вверх по разрезу граниты превращаются в белесые породы, сохраняют их структуру, но характеризуются отсутствием мафических составляющих. Ближе к контакту с отложениями турона осветленные породы постепенно переходят в зеленоватые серицитизированные с различной обломочной структурой. В нижней части разреза плагиоклазы частично замещены белой слюдой, в верхней — полностью, а микроклин — частично. Конечный продукт — грубозернистая зеленоватая серицитовая порода.

Коры выветривания, развитые на метавулканических породах архея, имеют меньшую мощность, чем на гранитах. Представлены темно-зелеными, тонкозернистыми массивными аргиллитоподобны-

ми породами, состоящими главным образом из хлорита и белой слюды.

По данным химического анализа, содержание SiO_2 , MgO , K_2O в измененных гранитах остается примерно постоянным, CaO , MnO , Na_2O , Fe_2O_3 уменьшается, H_2O , TiO_2 и Al_2O_3 увеличивается по сравнению с неизмененными гранитами. Уменьшение общего количества железа, по-видимому, связано с выветриванием гранитов в восстановительных условиях.

На Балтийском щите раннепротерозойские отложения залегают несогласно на кристаллическом архейском цоколе местами с корами выветривания. Так, на ряде участков Кейвской возвышенности в пределах Кольского полуострова (Головенко, 1971) под кварцито-сланцевой толщей Кейвской серии раннего протерозоя обнаружены коры выветривания на «лебяжинских» гнейсах архея. Согласно исследованиям В. З. Негруцы (1975), первичные минералы предкейвских кор выветривания практически полностью метаморфизованы. Представлены кварцем и слюдой, пелитовая часть породы состоит преимущественно из серицита, подчиненное значение имеет хлорит, реже встречается каолинит более позднего образования. В корях, метаморфизованных более интенсивно, развивается чешуйчатый мусковит, иногда присутствуют кианит, андалузит, пирофиллит. Эти минералы, видимо, представляют собой продукты метаморфизма каолинита. Породы имеют ноздреватый облик. Вверх по профилю постепенно исчезают неустойчивые к выветриванию акцессорные минералы и одновременно увеличивается содержание устойчивых: циркона, апатита и др. Независимо от субстрата вверх по профилям кор выветривания породы осветляются, вероятно, вследствие выноса железа.

По поведению химических элементов в профилях предкейвских кор выветривания наряду с кремнием (до 70%) отмечается незначительный вынос из верхних зон кальция (до 5%) и магния (до 6%), но в ряде случаев содержание их увеличивается относительно исходных; железо, глинозем, калий, титан накапливаются в очень малых количествах, а местами выносятся. Все это свидетельствует о вялом развитии процессов выветривания в условиях слабой щелочной среды.

Второй уровень развития кор выветривания на Балтийском щите предсумийский (2,6—2,4 млрд. лет назад). Коры выветривания данного возраста устанавливаются в Куола-Выгозерской зоне сочленения карелид и беломорид (Негруца, Негруца, 1971; и др.) на параамфиболитах пибозерской серии, постлопских гранитоидах, гранитизированных гнейсах и амфиболитах беломорского комплекса. В первых двух случаях коры выветривания метаморфизованы в амфиболитовой фации, в трех других — в фации зеленых сланцев. Предсумийские коры выветривания перекрываются толщей вулканогенных пород тунгудско-надвоицкой серии. Они устанавливаются на вулканитах этой серии и перекрываются отложениями сариолийской. Наиболее распространены коры выветривания гра-

нитондов. Полные разрезы их снизу вверх, по Т. Ф. Негруца (1971), следующего строения: в нижней части граниты трещиноватые, местами имеют вид элювиальной брекчии, т. е. представляют собой элювий. Биотит начинает замещаться хлоритом, по трещинкам отмечаются выделения окислов железа, слабая серицитизация плагиоклазов (зона бластоварилитов). Мощность зоны до 2—3 м. Выше по разрезу плагиоклазы почти полностью замещены серицитом, кварцем, карбонатом; биотит — хлоритом, карбонатом. По хлориту иногда развивается серицит. Верхняя часть профиля кор выветривания представлена сланцевыми кварц-серицитовыми породами, состоящими в основном из серицита, кварца, реже хлорита и карбоната. Это зона умеренной глинизации. Общая мощность коры до нескольких метров. Зональность кор выветривания выражена не повсеместно. Чаще кварц-серицитовые сланцы отсутствуют. В геохимическом отношении в предсариолийских корах выветривания вверх по разрезу незначительно уменьшается содержание кремнезема, титана, железа и возрастает — алюминия, натрия. Содержание кальция незначительно увеличивается вверх по разрезу; магний, напротив, концентрируется в его средней части.

Коры выветривания кислых эффузивов однотипны и по строению сходны с корами выветривания гранитоидов. Характерно наличие крупных кристаллов пирита в нижней части разрезов, в верхней по разрезу отмечается окисление пирита, в результате чего возникают округлые стяжения гематита. В том же направлении содержание SiO_2 и Fe_2O_3 снижается, остальных компонентов, особенно FeO и CaO , возрастает. Это свидетельствует о слабой интенсивности химического разложения пород.

Коры выветривания широко распространены на основных вулканитах. Развитые на метадиабазе и туфитах они характеризуются хлорит-гематитовым составом с подчиненным содержанием карбоната, незначительным развитием кварца, образующего, подобно кайнозойским корам выветривания базитов и ультрабазитов, прожилковые и линзовидные выделения. Гематит образует стяжения и прожилки. Мощность кор до 10 м. Вверх по разрезу увеличивается содержание SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 и K_2O и уменьшается Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , MnO , Na_2O . Возраст этих кор — начало раннего протерозоя.

Коры выветривания устанавливаются под ятулнем и внутри него. Согласно исследованиям А. С. Корякина, В. Т. Сафронова (1979), В. А. Соколова, К. И. Хейсканена (1966) и др., коры выветривания развиты по гнейсогранитам архея в ряде районов Карелии (Прионежье, Сегозеро, Надвоицы и др.). В низах их профилей граниты свежие, серые микроклин-плагиоклазовые и плагиоклазовые с мусковитом, биотитом. В переходной зоне (зона слабой глинизации) наблюдается незначительная серицитизация плагиоклазов по краям зерен. Выше граниты становятся зеленовато- и розовато-серыми. Вверх по разрезу интенсивность серицитизации плагиоклазов увеличивается (зона микстолитов). Микро-

клин в нижней части этих профилей сохраняет свежий облик. Плагноклаз и микроклин вверх по разрезу замещаются карбонатами и серицитом, биотит — серицитом. Верхняя часть профилей кор выветривания представлена породами с нарушенной структурой гранита, сильно рассланцована. Полевые шпаты и плагноклаз полностью замещены серицитом, биотит-серицитизированным хлоритом с включениями лейкоксена и рутила. Наблюдается вторичный кварц. Мощность коры от 5 до 25 м. Перекрываются коры выветривания конгломератами, гравелитами и песчаниками ятулия. Химическим анализом кор выветривания гранитов района оз. Сегозера установлено резкое увеличение содержания K_2O , MgO , Si_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , уменьшение натрия, накопление кальция в нижней зоне.

Коры выветривания, развитые на сариолийских конгломератах, известны в районах озер Долгое, Малое, Сегозеро, Тунгуда и др. в Карелии (Соколов, Хейсканен, 1966). В районе деревни Карельская Массельга коры выветривания имеют следующее строение. Конгломераты сложены гальками и валунами гранитов с редкими обломками зеленых сланцев, амфиболитов. Они залегают на свежих неизмененных гранитах. В валунах гранита и цементе плагноклазы серицитизированы и карбонатизированы, биотит хлоритизирован. Мощность 3—7 м. Выше по разрезу степень изменения пород возрастает. Зерна плагноклаза полностью серицитизированы. Карбонат пронизывает цемент. Разрез венчается кварцево-серицитовой породой с реликтовой конгломератовой текстурой, в которой видны контуры окатанных валунов и галек. Полевой шпат валунов и цемента замещен слюдистым материалом. Карбонат в данной зоне отсутствует. Мощность зоны 1—1,5 м. Коры выветривания перекрываются гравелито-конгломератовыми отложениями ятулия.

Коры выветривания отмечаются (Соколов, Хейсканен, 1966) в основании верхнеятулийских отложений, перекрывающих на берегах Сегозера покровы среднеятулийских основных пород альбито-амфиболовые миндалекаменные диабазы). Эти породы в профиле кор выветривания сильно изменены и осветлены. На месте альбита развиваются хлорит, серицит, карбонат, которыми замещаются амфиболы. Мощность кор 1 м. По данным химического анализа снизу вверх уменьшается количество TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO и увеличивается SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , CaO , K_2O .

Ятулийские коры выветривания Карелии, по мнению В. А. Соколова и К. И. Хейсканена, образуются на поверхности слабо расчлененного плато в условиях теплого недостаточно влажного климата, при наличии в атмосфере свободного кислорода и большого количества CO_2 , кислой реакции атмосферных вод, щелочных и слабо щелочных грунтовых и резко щелочных вод мелких водоемов. Раннепротерозойские коры выветривания Балтийского щита, согласно данным В. А. Соколова и К. И. Хейсканена (1966), формировались в засушливом климате. Этот вывод согласуется с

результатами исследований автора (Пак, 1982). В аналогичных климатических условиях, очевидно, образовались и раннепротерозойские коры выветривания района оз. Гурона на Канадском щите. Коры выветривания обоих районов представлены кварц-карбонат-серицитовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлорит-биотитовыми типами профилей с единичными выделениями андалузита, кордиерита и других продуктов метаморфизма каолинита. Об этом свидетельствуют минеральный состав кор выветривания, низкая интенсивность выноса подвижных химических элементов и увеличение вверх по профилю количества калия, кальция и магния, т. е. происходит слабая дифференциация вещества выветривающихся пород.

На территории Курской магнитной аномалии Воронежского кристаллического массива отмечается развитие докурских и дооскольских кор выветривания (Голивкин, 1975). Докурские коры выветривания раннего протерозоя (Тихомиров и др., 1977) сильно метаморфизованы. Развита на породах архейского возраста. Наиболее часто встречаются на плагиогранитах и мигматитах, реже — на гнейсах и метабазах.

На плагиогранитах Белгородской области КМА (Воскресенская, Головенко, 1971) коры выветривания представлены дресвяниками и серицитизированными гранитами, переходящими в почти неизменный гранит. Сформированные на мигматитизированных биотит-серицитовых сланцах с мелкораздробленными обломками кварца, а горизонты, переходные к гнейсам — кварц-серицитовыми сланцами с реликтовыми зернами полевых шпатов и обломками кварца от дезинтегрированных кварцевых жил, развитых на гнейсах. В зоне микстолитов выветривание пород способствует увеличению трещиноватости и осветлению гнейсов. Коры выветривания перекрываются сланцево-кварцевой толщей, состоящей из конгломератов, гравелитов с доломитами. Выше залегает толща железистых кварцитов и сланцев (Додатко, 1980).

Дооскольские коры выветривания формировались после курской серии и внедрения плагиогранитов оскольского комплекса, перед образованием оскольской серии нижнего протерозоя и коррелируются с доверхнекриворожскими корами выветривания Украинского щита (Воскресенская, Головенко, 1971). Они развиты по железистым кварцитам и сланцам курской серии раннего протерозоя. Проявлены в осветлении пород, исчезновении углистого вещества, уменьшении содержания кварца и увеличении серицита. Переотложенные продукты дооскольских кор выветривания представлены полимиктовыми конгломератами, гравелитами, сланцами с гематитом, магнетитом.

Раннепротерозойские коры выветривания, образованные на кварцевых порфирах михайловской серии (Петров, Кононов, 1977; и др.), представлены кварц-серицитовыми сланцами, имеющими нечеткие контакты с неизменными породами. В профилях кор выветривания кварцевых порфиров плагиоклазы интенсивно сери-

цититизированы до полного их замещения, появляются мусковит, вторичный кварц. По мнению некоторых исследователей, серицит образован по каолинитам, однако это вряд ли правомерно, так как серицит в отличие от каолинита — калийсодержащая слюда. Мощность кор до нескольких метров. По данным химического анализа в разрезах кор выветривания отмечается накопление глинозема, вынос железа, магния и щелочей. Коры выветривания на архейских гнейсах Коробковского месторождения КМА (Извеков, 1968), перекрытые конгломератами курской серии, имеют следующее строение: нижняя часть разреза — гнейсы трещиноватые, в верхней наблюдается осветление биотита, полевые шпаты полностью разрушены с образованием серицита и вторичного кварца, количество увеличивается снизу вверх по разрезу. В верхней части разреза порода более мелкозернистая, светлая, состоит преимущественно из кварц-мусковит-серицитового сланца. Наблюдается накопление кремния, алюминия и вынос железа, магния, щелочей.

Коры выветривания, развитые на амфиболитах михайловской серии раннего протерозоя, отмечаются в районе Стойленского, Лебединского, Южно-Лебединского месторождений КМА. В нижней части разрезов кор амфиболиты интенсивно трещиноватые, рассланцованы. Вверх по разрезу количество роговой обманки уменьшается, появляется биотит. Полевые шпаты полностью серицитизированы, встречаются мусковит и вторичный кварц, уменьшается количество магнетита. В профилях кор выветривания А. Д. Додатко (1980) выделяет три зоны (снизу вверх): кварц-плагиоклаз-актинолитовую породу, кварц-хлорит-биотитовый сланец, кварц-хлорит-серицитовый сланец. В геохимическом отношении наблюдается незначительный положительный баланс алюминия и кремнезема в верхней зоне, натрия — в двух верхних, магния — в нижней. В других зонах устанавливается отрицательный баланс всех основных породообразующих окислов.

Возрастными аналогами курских и оскольских серий раннего протерозоя Воронежской антеклизы являются криворожская, бугская и тетеревская серии Украинского массива (Доброхотов, Щербак, 1979). Коры выветривания обнаружены под криворожской и радионовской сериями, залегающими на выровненной поверхности архейских пород складчатого фундамента. Согласно исследованиям Ю. Г. Гершойга, Е. Я. Каплуна (1973) и др., коры выветривания широко распространены по площади и характеризуются зональным строением. Мощность их до 3 м.

В профилях кор выветривания, развитых на саксаганских гранитах, выделяют три зоны: серицитизированные граниты (до 20 м), кварц-биотит-мусковитовые (до 8 м) и серицит-кварцевые сланцы (до 1 м и более). Характерная особенность кор выветривания — заметное увеличение кварца в верхней зоне, интенсивная карбонатизация. При образовании пород верхней — третьей зоны выносились почти все окислы за исключением калия и магния.

Докурские коры выветривания, развитые по саксаганским гранитам и перекрытые зеленокаменными породами курской серии, в Криворожье вскрыты в шахте Новая-Южная рудника им. К. Либкнехта. Согласно исследованиям Ю. Г. Гершойга, Е. Я. Каплуна (1973), представляют собой желтовато-серую породу массивного облика (мощностью 3 м), книзу переходящую в неизменный гранит, выше — в кварц-сланцеватый сланец. Сохраняют характерные для гранита структурные особенности, полевой шпат полностью замещен агрегатом серицита.

Коры выветривания, развитые по гранитам, установлены по кварцлаглу горизонта 550 м шахты Северная рудника им. Кирова и кварцлаглу горизонта 625 м шахты Артем-2. Представлены кварц-серицитовой породой желтовато-серого цвета, сложенной серицитом и реликтовым кварцем, плагиоклаз отсутствует; биотит, плагиоклаз и мусковит полностью замещены серицитом. Отмечаются новообразования биотита.

Коры выветривания гранитов под тальковыми породами обнаружены в выработках горизонтов 380 и 540 м шахты Гигант, Глубокая рудника им. Дзержинского. Здесь они имеют тот же состав, что и под аркозовыми песчаниками и зеленокаменными породами, но наряду с серицитом в них развивается магнезиально-железистый хлорит, часто преобладающий.

Таким образом, в профилях докурских кор выветривания гранитов выделяются нижние зоны: бластоварилитовая и микстолиитовая; две верхние — гомепелитовая и оксидолитовая — отсутствуют. В большинстве случаев отмечается увеличение интенсивности выноса SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O и накопление Fe_2O_3 , FeO , MgO , H_2O . Однако в отдельных разрезах наблюдается иная картина баланса вещества. В частности, в профилях кор выветривания гранитов, залегающих под зеленокаменными породами курской серии, увеличивается содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O и уменьшается SiO_2 , FeO , MgO , CaO , Na_2O (Гершойг, Каплун, 1973).

Коры выветривания мощностью до 30 м, развитые по гранитам, мигматитам и гнейсам и залегающие под радионовской серией, известны в Криворожье. По А. Д. Додатко (1980), в наиболее полных их разрезах присутствуют породы тех же зон, что и в докриворожских; также выносятся глинозем. В распределении железа (Fe_2O_3) появляется новая тенденция: вынос его из верхней части разрезов и накопление в нижней. Однако незначительный вынос кремнезема, частично щелочей и щелочно-земельных элементов, а в ряде случаев положительный баланс калия, магния (частично) и др. свидетельствует о том, что коры выветривания раннего протерозоя Украинского щита представлены главным образом серицитовым и хлоритовым типом профилей; типичные каолинитовые профили отсутствуют.

Раннепротерозойские коры выветривания установлены (Мац и др., 1974) в Байкальской горной области. По гранитам они

Сопоставление наиболее полных типовых разрезов кор выветривания (КВ) первой половины раннего протерозоя некоторых районов Балтийского, Канадского, Южно-Африканского, Украинского щитов

Возраст (КВ), млн. лет	Коры выветривания	Порода (и зона) КВ сверху вниз по разрезу	Минералы КВ	
			главные	второстепенные
2100—2400	Доэтулийские КВ гранитов района Лехтасари Центральной Карелии (Корякин, Сафронов, 1979)	II. Кварц-серицитовая	Серицит	Хлориты, карбонаты, каолинит, гидрослюда Хлорит, кварц, эпидот, карбонаты
2300—2400		I. Граниты слабо серицитизированные	Реликтовые минералы	
2400—1600	Докриворожские КВ гранитов Украинского щита (Додатко и др. 1980)	II. Граниты серицитизированные	Серицит	Карбонаты, хлориты, пирит Пирит, пирротин, карбонаты, биотит, серицит
		I. Граниты трещиноватые	Реликтовые минералы	
2400—2600	Догуронские КВ гранитов района оз. Блайд-Ривер Канадского щита (Roscoe, 1969)	II. Грубозернистая серицитовая	Белые слюды (серицит)	Карбонаты Серицит
		I. Граниты с обломочной текстурой	Реликтовые минералы	
2600—2800	Предсарнилийские КВ гранитов района оз. Пасла-Лампи Северо-Восточной Карелии (Негруца, 1971)	II. Сильно трещиноватая кварц-серицитовая	Серицит	Кварц, хлорит, гематит, карбонаты, титанит, эпидот Серицит, хлорит, гидроокислы железа
		I. Граниты трещиноватые, брекчиевидной текстуры, частично хлоритизированные	Реликтовые минералы	
2600—2800	Преддоминион-рифские КВ гранитов Трансвааля, Свазиленда, Наталя Южно-Африканского щита (Matthews, Scharer, 1968)	II. Кварц-серицитвермикулитовая	Серицит, вермикулит	Карбонаты Карбонаты, вермикулит
		I. Граниты трещиноватые, осветленные	Реликтовые минералы	
2600—2800	Предкейвские КВ гнейсов архея Балтийского щита (Кольский полуостров; Негруца, 1971)	I. Осветленные гнейсы, перекрывающиеся кварцитовидными породами, кварц-мусковитовыми и двуслюдяными сланцами	Реликтовые минералы	Карбонаты, серицит (?), биотит (?)

имеют двухзональное строение. Представлены зонами дезинтегрированных гранитов и кварц-серицитовых образований. Перекрыты породами акитканской серии раннего протерозоя.

На юге Африки в пределах Южно-Африканской плиты (плита Карру-Калахари) на обширных площадях Восточного Трансвааля, Южного Свазиленда и Северного Наталя под серией Инсуси отмечаются метаморфизованные коры выветривания. Они представлены сверху вниз по профилю кварц-серицит-вермикулитовыми породами, ниже сменяются слабо выветренными гранитами, переходящими в невыветренную разновидность гранитогнейса. Из новообразованных минералов ведущие — серицит, вермикулит и кварц. Мощность коры 0,9—7,6 м. Значит профиль кор выветривания здесь имеет кварц-серицит-вермикулитовый состав. По литорали они прослеживаются на 90 км вдоль западного крыла синклинали.

Таким образом, в результате анализа строения и состава раннепротерозойских кор выветривания древних щитов однозначно установлено следующее. В раннем протерозое, в отличие от архея, развивались коры выветривания с полизональным строением профилей разного состава: кварц-карбонат-хлоритового, кварц-карбонат-серицитового. Причем, наиболее полные их профили (табл. 2) представлены образованиями двух нижних зон бластоваритов и микстолитов. В отличие от фанерозойских кор выветривания ведущими минералами являются кварц и серицит, в отдельных разрезах кварц, вермикулит, в качестве примеси хлорит и биотит. Постоянные спутники — карбонаты. Отсутствуют глинистые минералы группы гидрослюд, монтмориллонита, каолинита и др., а также гидроокислы алюминия и железа; окислы железа встречаются в корах выветривания второй половины раннего протерозоя. В целом кварц-карбонат-серицитовый и кварц-карбонат-серицит-вермикулитовый состав кор выветривания, отсутствие гидроокислов железа и алюминия, а также высокое содержание в них щелочных и щелочно-земельных металлов, нередко характеризующихся положительным балансом, все чаще свидетельствует о вялом характере процессов химического выветривания и слабом разложении исходных пород.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭТАПА (1600—600 МЛН. ЛЕТ НАЗД)

Коры выветривания данного геохронологического этапа широко распространены в пределах Русской (Восточно-Европейской) и Сибирской платформ.

На Русской платформе известны метаморфизованные рифейские, довендские, вендские коры выветривания (Додевонские коры...; 1969; Лапинская, Журавлев, 1967; Махнач, Левых, 1973; Левченко и др., 1975; и др.). В пределах Белорусского массива Украинского щита, Татарского свода и др. наиболее полные профили кор выветривания независимо от состава исходных пород

имеют трехзональное строение (нижние зоны: бластоварилиты, микстолиты и гомепелиты; зона оксидолитов (латеритных бокситов) отсутствует).

Наиболее полные разрезы рифейских (предвендских) кор выветривания, развитые по гранитам южной части Белорусского массива (скв. 14 дер. Волька Ивацевического района Брестской области), характеризуются следующим строением и составом. Неизменные граниты светло-серого цвета, состоят из кварца, полевых шпатов, биотита; в нижней части разреза, в зоне слабой глинизации, отмечаются интенсивно серицитизированные плагиоклазы и карбонаты. В низах зоны микстолитов по серицитизированным плагиоклазам развиваются гидрослюды и монтмориллониты; отмечается вермикулитизация биотита. Вверху зоны присутствуют хлорит, монтмориллонит, титановые минералы, отчасти каолинит. Плагиоклазы полностью замещаются каолинитом, гидрослюдами, а также минералами монтмориллонитового и гидрослюдистого состава, частично — карбонатами. Калиевые полевые шпаты не затронуты глинизацией. Трещинки в кварце выполнены монтмориллонитом. Отмечаются гематит, магнетит, апатит. Мощность зоны 5—6 м.

Верхняя — зона гомепелитов — представлена глиноподобной массой гидрослюдисто-каолинитового состава с незначительным содержанием монтмориллонита, реликтами биотита, калишпатов и кварца. Кварц сильно трещиноват, трещины выполнены гидрокислами железа и монтмориллонитом. Биотит замещается гидрохлоритом, мусковит — каолинитом. По биотиту развиты гидрокислы железа и лейкоксен. Мощность зоны до 4,5 м. Перекрываются эти образования отложениями пинской свиты рифея. В данной зоне отмечается слабый вынос калия — от 159 мг/см³ в свежих гранитах до 101 мг/см³, интенсивный вынос натрия и кальция — от 63 до 42 мг/см³ соответственно; уменьшается содержание магния, окисного железа, кремния. Накапливаются глинозем, полуторный окисел железа и двуокись титана. По минералогическому и химическому составам коры выветривания относятся к гомепелитовому (сиаллитовому) типу.

Предпинские коры выветривания сходного строения и состава на гранитах установлены в скв. 2 дер. Стайки Ивацевического района Брестской области, а также в скв. 0—55 района Житковичи Гомельской области. Характерная особенность кор выветривания этих районов — широкое развитие серицита и монтмориллонита, особенно в нижней части разрезов.

Рифейские (предпинские) коры выветривания, образованные по магматическим породам основного состава, встречаются в южной части Белорусского массива (Махнач, Левых, 1973). Наиболее типичный разрез их по амфиболитам габбро изучен в скв. С—5 дер. Боровцы Барановичского района Брестской области. Неизменные габбро от темно-серого до черного цвета, массив-

ные, сложены плагиоклазами, амфиболитами, кварцем, биотитом. В нижней части зоны бластоварилитов габбро трещиноватые; по трещинкам, спайности и двойниковым швам плагиоклазов установлены редкие выделения серицита, гидрослюд. Последние нередко замещают серицит. Мощность зоны 4,6 м. При переходе в вышележащую зону микстолитов амфиболы более интенсивно, чем другие минералы, замещаются монтмориллонитами, либо по ним развиваются хлорит и каолинит (в виде пятнистых выделений). Вверх по зоне исходные габбро изменяют состав до образования глиноподобной массы, сложенной каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдами. Каолинит развивается как по свежим зернам плагиоклазов, так и по гидрослюдизированным разностям. Амфиболы нацело замещены монтмориллонитом, в котором образуется каолинит. Биотитовые чешуйки сравнительно свежие. Встречаются выделения кальцита, апатита, пирита, лейкоксена, гематита. Верхняя часть разреза кор представлена глиноподобными породами монтмориллонитового состава с примесью гидрослюд, реликтовых чешуек биотита и кварца. Порода интенсивно сидеритизирована. Присутствуют смешанно-слоистые образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Амфиболы, как и в нижней части зоны, полностью замещены монтмориллонитом. По биотиту развиты гидроокислы железа и монтмориллониты. Карбонаты представлены кальцитом, сидеритом. Отмечаются реликтовые зерна неразложенных полевых шпатов, что свидетельствует о неполном разложении исходных пород. Мощность зоны 7,2 м. Коры выветривания перекрываются отложениями пинской свиты рифея. Таким образом, приведенный разрез характеризуется развитием серицита и гидрослюд в нижней части, каолинита — в средней, монтмориллонитов — в верхней. Геохимической особенностью кор выветривания, развитых по габбро, является вынос алюминия, кремния, кальция и накопление железа, магния, калия.

На Сибирской платформе коры выветривания рифея установлены во многих районах и в её складчатом обрамлении. Наиболее полные разрезы, развитые по архейским гнейсам, отмечаются в бассейнах рр. Фомичи и Рассохи на Анабарском массиве. Коры выветривания перекрываются отложениями мукунской свиты раннего рифея (Коры выветривания Сибири, 1970; Цехомский и др., 1980). Обобщенный разрез кор выветривания по гнейсам этого региона имеет трехзональное строение. Неизменные гнейсы амфиболовые, амфибол-пироксеновые, пироксеновые, плагиогнейсы и их катаклазизированные разности в зоне микстолитов пронизаны мелкими трещинами. Плагиоклазы и амфиболы по трещинкам частично замещаются вторичными продуктами выветривания с вермикулитом, хлоритом, гидрослюдами, карбонатами. Мощность зоны до 8 м. Зона умеренной глинизации сложена гидрослюдами, хлоритом. Присутствуют галлуазит, каолинит, гидроокислы железа, а в отдельных разрезах цеолиты. Встречаются вермикулит, кальцит, гематит, лейкоксен; реликтовые

минералы представлены неизменными калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазами, биотитом и зернами кварца. Цвет породы в данной зоне от зеленовато-серого до сиренево-лилово-серого. Хлориты по цветным минералам развиты преимущественно в нижней части зоны. Вверх по разрезу они замещаются монтмориллонитами, селадонитом; калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы — гидрослюдами. Мощность зоны от 5 до 25 м. Для зоны гомепелитов характерна окраска от вишнево-бурой до светло-серой с бурыми пятнами. Порода состоит из каолинита, гидрослюда, галлуазита, реликтового кварца и гидроокислов железа. В большинстве случаев общее содержание алюминия в корах выветривания меньше, чем в исходных породах. Л. П. Смирнов (1968) объясняет это выносом глинозема из профилей кор. Содержание щелочных и щелочно-земельных элементов значительно уменьшается, а калия возрастает почти в 2—3 раза. Количество окисного железа увеличивается, что свидетельствует об окислительной обстановке в период развития кор выветривания.

По архейским гнейсам юго-восточного склона Анабарского массива коры выветривания имеют, по Э. А. Шамшиной и Л. В. Никишовой (1971), иное строение (вверх по разрезу): дресвяно-глинистые образования мощностью 0,5 м, содержащие обломки пород с зернами разрушенного плагиоклаза (зона бластотаварилитов), и дресвяно-глинистые продукты без следов первичной слонистости пород (зона микстолитов). Кору выветривания представляют красно-бурыми вязкими пластичными глинами монтмориллонитового состава с реликтами глыб метаморфических пород и перекрываются красноватыми песчаниками мукунской свиты раннего рифея. По мнению Э. А. Шамшиной и Л. В. Никишовой, коры выветривания этого района образовались в аридных условиях, что согласуется с данными автора (Пак, 1982).

Содержание кремнезема и полуторных окислов железа увеличивается снизу вверх по профилю; в том же направлении несколько уменьшается магний, кальций, натрий. Наряду с этим в бассейне р. Котуйкана в верхах ильинской свиты нижней части мукунской серии рифея устанавливаются (Коры выветривания Сибири, 1979) коры выветривания на оливиновых диабазах. В их профилях мощностью до 6,5 м выявляется зона, характеризующаяся гидрослюдисто-каолинит-гидрогетитовым составом, с содержанием кремнезема 35,18%, глинозема 28,23%, окисного железа 37,77%.

Таким образом, раннерифейские коры выветривания в северо-восточной части Сибирской платформы преимущественно двухзонального строения; характерен отрицательный баланс железа.

В северной части Ангаро-Питского синклинория (по рекам Большой Пит, Горбилук) красногорская свита Тунгусикской серии верхнего протерозоя представлена красно-бурыми кварцитовидными песчаниками и толщей сланцев. Залегает на раннери-

фейских корах выветривания, сложенных конгломерато-брекчией, состоящей из обломков известняков (Вотах и др., 1977). В Присаенье наблюдаются раннерифейские доуватско-доермосохиинские, досреднерифейско-среднерифейские (предкарагасские) и среднерифейско-вендские (доолхинско-дооселковые) коры выветривания (Мац и др., 1974). Доуватско-доермосохиинские коры выветривания бассейна рек Уват и Калинки отмечены на гранитах и метаморфических породах каменной толщи раннего протерозоя (Мац и др., 1974). В профилях кор (мощность до 30 м) на гранитах выделяются зоны бластоварилитов и микстолитов. Первая зона представлена дресвяно-слюдистыми (серицитовыми) образованиями, вторая — серицитом, гидрослюдами, реликтовыми минералами. Присутствуют сагенит, лейкоксен, гидроокислы железа, иллит, каолинит и пирофиллит. Объемный вес измененных пород больше ($2,69 \text{ г/см}^3$), чем неизмененных ($2,58 \text{ г/см}^3$). Из коры выветривания выносились Na_2O , CaO и SiO_2 , накапливались MgO , Fe_2O_3 , H_2O . Отчетливо увеличивается вверх по профилю степень окисленности пород. Количество воды заметно увеличивается снизу вверх по профилю. В целом химический состав пород изменяется аналогично фанерозойским корам выветривания микстолитового (гидрослюдистый) типа, развитым по гранитам. Считают (Головенко, 1971; и др.), что верхние зоны кор выветривания некогда были сложены каолинитом, полуторными окислами железа и алюминия, и поэтому допускается возможность развития бокситов. Однако прямых доказательств нет. Напротив, по данным автора (Пак, 1982), коры выветривания Сибири в рифее на преобладающей ее части формировались в аридном (субаридном) климате.

Предкарагасские коры выветривания обнаружены под отложениями Карагасской серии в бассейнах рек Бирюса, Увата, Ии, где мощность их составляет первые метры, а профиль представлен только зоной бластоварилитов гранитов.

Доолхинско-дооселковые коры выветривания (мощность 10 м и более) отмечаются в бассейне р. Олхи, вблизи г. Иркутска. Выветриванию подвергались различные породы архея и раннепротерозойские гранитоиды, осадки карагасской серии и др. Осадки, перекрывающие коры выветривания, принадлежат олхинской свите среднего рифея. В профиле кор по кварцевым снитам выделены (Лизалек и др., 1967) зоны бластоварилитов и микстолитов. Здесь господствуют глинистые минералы — гидрослюда (в том числе иллит) и каолинит, иногда с примесью диаспора. Химическим анализом установлено уменьшение содержания в коре выветривания SiO_2 , CaO , Na_2O и увеличение алюминия и железа. Содержание калия уменьшается в нижней части профилей кор выветривания и увеличивается в верхней. Магний возрастает более чем в 1,6 раза в зоне бластоварилитов. Доолхинско-дооселковые коры перекрыты среднерифейскими отложениями. Имеются сведения о развитии предюдомских гиббситонос-

ных кор выветривания позднего протерозоя в Восточной Сибири (Семихатов, Серебряков, 1972), а также гиббсит-галлузитовых пород в голоуспенской свите верхнего протерозоя Западного Прибайкалья (Маслов, 1974). Однако, согласно исследованиям Ж. В. Домбровской и А. Д. Слукина (1975), минералы свободного глинозема связаны с кайнозойской эпохой корообразования и ничего общего не имеют с верхним протерозоем.

Таким образом, на большей части Сибирской платформы в позднем протерозое формировались преимущественно коры выветривания аридного типа литогенеза. На севере Анабарского и юге Алдаңского щитов развивались коры выветривания микстолитового и гомепелитового типов, нередко с повышенным содержанием полуторных окислов железа. В одних случаях наблюдается вынос глинозема, в других — накопление. Латеритные бокситы не установлены. Вероятно, вынос алюминия на ряде участков обусловил его хемогенное накопление и образование осадочных бокситов (Учуро-Майский и Сэтта-Дабанский районы и др.).

Рифейские коры выветривания на Украинском щите известны под платформенными образованиями овручской серии (Доброхотов, Щербак, 1979). Коры выветривания гидрослюдисто-каолинитового состава по гранитам коростенского комплекса имеют мощность около 20 м. Нижняя часть разреза коры представлена бластоварилитами, выше расположена зона микстолитов и оксидолитов, представленная гидрослюдистыми и каолинитовыми продуктами разложения гранитов (Коры выветривания УССР, 1971). Коры выветривания (мощность до 15 м), развитые на эффузивах збраньковской свиты, перекрыты толкачевскими песчаниками возрастом более 1350 млн. лет (Додатко, 1980). Они состоят из рыхлых глинистых образований с отчетливой вертикальной зональностью. По андезитовому порфириду без заметной дезинтеграции развиваются глинистые минералы преимущественно монтмориллонитового состава (зона бластоварилитов). По А. Д. Додатко (1980), вторая (снизу вверх) зона имеет гидрослюдистый состав, а третья (верхняя) гидрослюдисто-каолинитовый; зона регенексидов отсутствует. Коры выветривания на гранитоидах, перекрытые отложениями полесской серии (возраст около 1100 млн. лет), относительно широко развиты на Воляни, вскрыты отдельными скважинами в Подолни. Мощность их достигает 20 м. В наиболее полных разрезах выделяются три зоны (Додатко, 1980): бластоварилитов, микстолитов и гомепелитов. В первой зоне гранитоиды легко разрушаются в дресву. Слабо развиты глинистые минералы с преобладанием монтмориллонитов. Мощность зоны от 3 м до 10—12. Во второй зоне (мощность около 12 м) породы сохраняют реликтовую структуру гранитоидов. Для них характерна пятнистая окраска, обусловленная хлоритизацией биотита и выделениями гидроокислов железа. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом с примесью гидро-

слюд, смешанно-слоистых минералов. Последние формировались в результате преобразования монтмориллонитов в гидрослюды. Зона гомепелитов сложена реликтовым кварцем и новообразованным каолинитом. Порода сохраняет реликтовую структуру. В качестве примеси наблюдаются гидроокислы железа, кальцит, сидерит. Мощность зоны около 2 м. Аналогичная или сходная минералогическая зональность (Додатко, 1980) устанавливается в корях выветривания гранитов под грушксовскими отложениями полесской серии, в корях выветривания базальтов и габбро-норитов под ольчадаевскими песчаниками (возраст около 860 млн. лет) Подолини. Мощность кор около 20 м. Конечный продукт выветривания — каолинит, слагающий верхнюю часть разрезов.

При изучении геохимии породообразующих окислов отмечен слабый вынос большинства их из профилей кор выветривания. Глинозем чаще выносился и очень редко накапливался в зоне гомепелитов. Железо в основном выносилось, что исключало возможность образования зоны оксидолитов.

На Северо-Американской платформе и в Гренландии верхний протерозой представлен платформенными красноцветными и пестроцветными осадочными формациями (Башарин и др., 1976). В районе оз. Атабаска, в окрестностях Большого Невольничьего озера (группа Харнби-Бей) и на острове Виктория (гр. Шаллер, Иквалук, Туле) большая часть разрезов верхнего протерозоя сложена конгломератами в основании, песчаниками, алевролитами, известняками, доломитами с горизонтами гнейсов и отпечатками кристаллов галита (Donaldson, 1969; и др.). Присутствие эвапоритов свидетельствует о господстве аридного климата. Конгломераты залегают с угловым несогласием на архейских и раннепротерозойских образованиях без признаков их выветривания. В Восточной и Южной Гренландии терригенные красноцветы и валунные конгломераты верхнего протерозоя (возраст 1590—1070 млн. лет; Бертельсон, Нью-Йорк, 1968) залегают несогласно на выветренных гранитах, представленных обломочным элювием в ассоциации с вышележащими конгломератами. Выше располагаются красноцветные песчаники с трещинками усыхания и прослой яшмовидных пород, преимущественно золотого происхождения, а также гипсо-доломитовых пород с отпечатками кристалликов галита, что свидетельствует об аридных условиях их образования.

На юге и севере Скалистых гор, у границы США и Канады, в разрезе терригенно-карбонатных отложений надгруппы Белт отмечаются трещины усыхания, отпечатки кристаллов галита, горизонты гипсов, ангидритов, доломитов (Башарин и др., 1976). Наличие эвапоритов указывает на аридный климат. Очевидно этим объясняется отсутствие кор выветривания зонального строения как на подстилающих архейских, так и раннепротерозойских образованиях. В Южных Аппалачах, южнее гор Роджерс, расположенных к югу от раннепротерозойского аридного пояса,

разрез позднего протерозоя представлен серией Юкон (Башарин и др., 1976). В его нижней части, в районе антиклинория Блу-Ридж, выделяется группа Сноуберд (1500 м), повсеместно несогласно залегающая на кристаллических породах фундамента Канадского щита. Местами в основании ее отмечаются филлиты, которые Б. Ф. Кинг и др. условно рассматривают в качестве метаморфизованных кор выветривания.

Коры выветривания микстолитового (гидрослюдистого) типа верхнего протерозоя устанавливаются под готидами (1750—1200 млн. лет) в Южной и Северной Швеции (Offerberg, 1967), а также под дальсландскими образованиями (1025—930 млн. лет). Центральной, Южной Швеции и Юго-Восточной Норвегии (Лазарев, 1977; и др.). Готиды в большинстве случаев начинаются красноцветными конгломератами, аркозами и песчаниками, залегают на дресвянистых продуктах выветривания свекофенских метаморфических комплексов, гранитов и порфиров. Выветриванию подвергались и граниты-рапакиви, которые ранее в Швеции относились к иотнию.

Коры выветривания верхнего протерозоя в пределах Индийской платформы не известны. Рифей представлен Куддапахскими и Виндийскими комплексами. Они сложены (Krishnan, 1968) конгломератами, песчаниками, гравелитами, кварцитами, глинистыми сланцами, выше сменяющимися толщей известняков и доломитовых известняков. Наблюдаются многочисленные перерывы и несогласное залегание с конгломератами и брекчиевидными породами. В конгломератах нередко отмечается высокое содержание алмазов. В Синд-Пенджабском прогибе устанавливается вендский комплекс, включающий эвапориты пенджабской соляной серии. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о существовании в рифее и венде на большей части Индостана аридного климата и формировании кор выветривания аридного типа литогенеза.

В пределах Австралийской платформы коры выветривания позднего протерозоя не установлены, хотя отмечаются многочисленные перерывы в осадконакоплении и несогласное залегание платформенных образований с конгломератами в основании на породах складчатого фундамента (Veevers 1967; и др.).

В центральной части Сахары складчато-глыбовой области Ахагара-Сахарской плиты кварцито-карбонатная толща рифея расположена на архейских и раннепротерозойских гранитах, гнейсах и кварцитах. Базальная часть серии, содержащая конгломераты, перекрывает предрифейские коры выветривания мощностью 0—4 м (Чайка, 1979). Коры выветривания с зональным строением профилей в других районах Африканского континента отсутствуют.

Предвендские коры выветривания установлены в пределах Белорусского массива, на южном склоне Балтийского щита, в Центральной части Русской платформы (Татарский свод), на

Сибирской платформе, Украинском щите, а также в других районах Русской платформы и складчатого обрамления Сибирской.

Наиболее полные типовые разрезы кор выветривания, развитые по ультраосновным породам, встречены в скв. С-3 дер. Станкевичи Барановического района Брестской области. Коры выветривания перекрываются отложениями волинской серии венда (Махнач, Левых, 1973). Разрез их по пироксенитам следующий: неизменные породы, темно-серые с зеленоватым оттенком, состоят из пироксена (до 90%) и биотита (до 10%) с карбонатами. В нижней части профиля выветривания пироксениты интенсивно изменены. По пироксенам развиваются кальцит и монтмориллонит. Биотит обесцвечивается и переходит в вермикулит, часть его замещается хлоритом (зона бластоварилитов). Мощность зоны 7,7 м. Выше по разрезу (зона микстолитов) кора выветривания по пироксенитам представлена интенсивно выветренной до состояния глиноподобной массы, неравномерно карбонатизированной и железистой. Основной глинистый минерал — монтмориллонит с примесью хлорита, кальцита, доломита, сапонита, каолинита. По биотиту развит вермикулит, отмечается по трещинкам спайности. В верхней части зоны он замещается монтмориллонитом, гидрослюдами. Порода интенсивно карбонатизирована. Мощность зоны 14,8 м. В разрезах кор выветривания отсутствует хорошо выраженная зона гомепелитов. Содержание каолинита, как и в фанерозойских корах выветривания, развитых по ультрабазитам, незначительное.

Предвендские и вендские коры выветривания на основных метаморфических породах встречаются в западной центральной и южной частях Белорусского массива (Махнач, Левых, 1973). Обобщенный профиль их по амфиболитам и гнейсам скв. Л-13 г. Лиды и скв. 36 дер. Щаленово Ивьевского района Гродненской области имеет следующее строение и состав: свежие амфиболиты темно-серого цвета с зеленоватым оттенком сложены амфиболами, плагиоклазами, пироксенами с примесью кварца, магнетита и акцессориев. Нижняя часть разреза кор (зона бластоварилитов) состоит из неравномерно выветренных амфиболитов, сохраняющих структурные и текстурные признаки. Плагиоклазы свежие. По краям зерен амфиболитов развиваются монтмориллонит, отчасти каолинит, хлорит; гидроокислы вокруг зерен магнетита. Мощность зоны 3,8 м. Выше по разрезу в зоне микстолитов степень изменения амфиболитов увеличивается. В нижней части зоны на отдельных участках они переходят в глиноподобную массу с реликтовыми минералами, в которой преобладают монтмориллониты с примесью каолинита, хлорита, гидрослюд. В верхней части широко развиты гидроокислы железа, смешаннослойные образования преимущественно монтмориллонитового состава. Мощность зоны 8,6 м. Верхняя зона — зона гомепелитов, как и нижележащая, представлена глиноподобной массой из смешаннослойных образований и каолинита с примесью монтмориллонита. Плагио-

клязы полностью замещены глинистыми минералами. Полевые шпаты изменены незначительно; по их спайности отмечаются гидрослюда, каолинит, кальцит. Встречаются свежие зерна калишпатов, что свидетельствует о неполном разложении исходных пород.

Коры выветривания перекрываются отложениями волынской серии вендского комплекса. Устанавливается вынос кремния, алюминия, закисного железа; в отдельных разрезах происходит накопление алюминия в верхней части, калия и кальция — по всему профилю; это указывает на слабо щелочные условия их формирования. Довендские коры выветривания, развитые по ортогнейсам района Укмерге (ЛитССР) западной части Русской платформы, по данным К. Н. Трубиной (Додевонские..., 1969), характеризуются такими же строением и составом, как в Гродненской области. В зоне бластоварилитов гнейсы плотные, пестроцветные, плагиоклазы частично замещаются каолинитом, а темноцветные минералы — хлоритом. Калиевый полевой шпат сохраняет свежий облик. Отмечаются единичные выделения монтмориллонита. Мощность зоны 10 м. В зоне микстолитов (мощность до 15 м) увеличивается количество каолинита, монтмориллонита, гидрослюд, смешаннослойных глинистых минералов. Полевые шпаты и плагиоклазы полностью замещены глинистыми минералами. По темноцветным минералам развиты хлориты и гидроокислы железа. Содержание гидроокислов железа увеличивается вверх по разрезу. Верхняя зона — зона гомепелитов (мощность до 17 м) сложена рыхлыми глинисто-железистыми продуктами выветривания буровато-красного цвета. Главные породообразующие минералы — каолинит, гидрослюда, гидроокислы железа со смешаннослойными минералами и монтмориллонитом.

Довендские и вендские коры выветривания Сибирской платформы и ее горного обрамления состоят преимущественно из одной или двух зон гидрослюдистого или монтмориллонитового типа профилей (Коры выветривания Сибири, 1979; Мац и др., 1969; и др.). Образовались коры выветривания этого района в аридных зонах литогенеза.

Наиболее полный типичный разрез вендских кор выветривания отмечается в пределах Татарского свода (Додевонские..., 1969) Русской платформы. Коры выветривания, развитые по ортогнейсам, имеют трехзональное строение. В зоне бластоварилитов спорадически выделяются хлорит, каолинит, гидрослюда. Зона микстолитов сложена смешаннослойными образованиями, монтмориллонитами, гидрослюдами, каолинитом. Состав зоны гомепелитов — гидрохлорит-каолинитовый. Коры выветривания перекрыты гдовскими железистыми песчаниками кварц-каолинитового состава.

Таким образом, в результате изучения материалов по корам выветривания позднепротерозойского этапа установлены некоторые принципиальные черты отличий в их строении и составе от

Сопоставление наиболее полных типовых разрезов кор выветривания (КВ) позднего протерозоя (включая венд)

Возраст (КВ), млн. лет	Типовой разрез КВ	Порода (и зона) КВ (сверху вниз по разрезу)	Минералы КВ	
			главные	второстепенные
600—650	Догдовские КВ ортогнейсов Мазурско-Белорусского массива (район Укмерге, Лит. ССР) (Додевонские коры..., 1969)	III. Железисто-каолинитовая	Каолинит	Гидрослюды, гидроокислы железа, монтмориллонит, смешанно-слоистые минералы, гиббсит
		II. Монтмориллонит-гидрослюдистая	Монтмориллониты, гидрослюды	Смешанно-слоистые минералы
		I. Слабо измененные гнейсы	Реликтовые минералы	Хлорит, монтмориллонит
700—800	Довольские КВ амфиболитов Белорусского массива (р-н г. Лиды, Гродненской области), (Махнач, Левых, 1973)	III. Монтмориллонит-каолинитовая	Каолинит, монтмориллонит, смешанно-слоистые минералы, хлорит	Гидроокислы железа, лейкоксен
		II. Каолинит-монтмориллонитовая	Монтмориллонит	Каолинит, хлорит, гидрослюды, магнетит, гидроокислы железа
		I. Начало изменения пород	Реликтовые минералы	Монтмориллонит, каолинит, гидроокислы железа, хлорит
700—1050	Дополесские КВ гранитов Украинского щита (р-н Подолии, Вольни), (Додатко, 1976)	III. Гидрослюдисто-каолинитовая	Каолинит	Гидроокислы железа, гидрослюды
		II. Гидрослюдисто-монтмориллонитовая	Монтмориллонит, гидрослюды, смешанно-слоистые минералы	Каолинит, хлорит
		I. Слабо измененные граниты	Реликтовые минералы	Монтмориллонит

Продолжение таблицы 3

Возраст (КВ) млн. лет	Типовой разрез КВ	Порода (и зона) КВ (сверху вниз по разрезу)	Минералы КВ	
			главные	второстепенные
1050—1350	Предлинские КВ габбро Белорусского массива (Барановичский р-н Брестской обл.), Махнач, Левых (1973)	IIIб. Гидрослюдисто-монтмориллонитовая	Монтмориллонит, смешанно-слоистые минералы	Гидрослюды, хлорит, карбонаты
		IIIа. Монтмориллонит-каолинитовая	Каолинит, магнетит	Хлорит, гидрослюды, гидроокислы железа, пирит, лейкоксен
		I. Слабо измененные габбро	Реликтовые минералы	Гидрослюды, магнетит, хлорит
1200—1300	Предтолкачевские КВ андезитовых порфиритов обручской серии (с. Збраньки), (Додатко, 1980)	IIIб. Гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовая	Монтмориллонит, гидрослюды, каолинит	—
		IIIа. Гидрослюдистая	Гидрослюды	Монтмориллониты
		I. Слабо выветренные порфириты	Реликтовые минералы	Монтмориллонит

кор предшествующих этапов геологической истории. Наиболее полные профили кор выветривания имеют трехзональное строение и представлены зонами благоварилитов, микстолитов, гомепелитов; зона оксидолитов (латеритных бокситов) отсутствует (табл. 3). Основные породообразующие минералы — глинистые, широко проявлены окислы и гидроокислы железа, местами образующие значительные скопления. В корах выветривания раннего и среднего рифея отмечается серицитизация плагиоклазов, в нижней части профилей появляются каолинит, гидроокислы железа и другие глинистые минералы. В корах позднего рифея (предвендские) и ранневендских отсутствует серицитизация, широко развиты глинистые минералы (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные образования), цеолиты, гидроокислы и окислы железа. В результате накопления железа образовались железисто-каолинитовые породы. В большинстве разрезов кор выветривания все еще выносятся алюминий. В связи с этим минералы свободного глинозема в коре выветривания еще не могли образоваться. Этот вывод подкрепляется тем, что в профилях кор с отрицательным балансом алюминия гидроокисные минералы данного элемента не устанавливаются. В результате выноса алюминия из профилей кор выветривания возникли благоприятные условия для образования осадочных руд алюминия в виде диаспоров, которые отмечаются в разрезах позднего протерозоя Сибири, Монголии и др. (Попов, Бессолицын, 1966; Пинус и др., 1981; и др.).

Глава IV. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЗДНЕВЕНДСКО (ВАЛДАЙСКО)- ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЭТАПА (600 МЛН. Л. НАЗАД — Н/В)

В составе данного этапа можно выделить коры выветривания трех подэтапов: поздневендско-раннедевонский, среднедевонско-среднепалеогеновый и позднепалеогеново-антропогеновый. Материалы по корам выветривания указанных подэтапов не равноценны: сравнительно мало по первым двум подэтапам и больше — по третьему.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКО- РАННЕДЕВОНСКОГО ПОДЭТАПА

Предкембрийские (валдайские) коры выветривания известны на Сибирской и Русской платформах. На Сибирской платформе достоверно установлены в юго-восточной части Восточных Саян, в Боксон-Сархойском синклинории (Коры выветривания Сибири, 1979). Наиболее полные типичные разрезы кор отмечаются в Лощенковском логу в Центральной части Батеневского кряжа (Левченко, 1973). Коры выветривания, образовавшиеся по плагиоклазовым порфиридам лощенковской свиты и перекрытые доломитами раннего кембрия, имеют следующий состав: в зоне бластоварилитов буровато-серые, трещиноватые плагипорфиры, переходят в аргилитизированную разрушенную породу зеленовато-желтого цвета. Мощность 1 м. Выше, в зоне микстолитов, породы аргиллитоподобные красные; сложены гидрослюдами и гидроокислами железа. Мощность 1,5 м. Разрез венчается глиноподобными породами зеленоватого цвета. Основная масса их состоит из гидрослюд, каолинита с пятнами хлорита. По данным химического анализа устанавливается вынос кальция и магния и накопление глинозема, полностью исчезает натрий, значительно увеличивается калий. Минералы свободного глинозема в профилях кор выветривания не обнаружены. В доломито-кремнистых отложениях раннего кембрия бокситы не найдены. Они известны в бельсинской серии венд-кембрийского возраста.

ста в Алатауской геосинклинальной зоне и др. Генезис бокситов неясен.

Предкембрийские (верхневендские) коры выветривания известны на территории Ямпольского района юго-западного склона Украинского щита. Здесь, по скв. 12571 под песчаниками ольчедавского горизонта раннего кембрия на глубине 26,3 м вскрыты коры выветривания аплито-пегматондных гранитов. Разрез коры описан снизу вверх. В зоне бластоварилитов граниты трещиноватые, слабо выветренные. Мощность зоны 3 м. Вышележащая зона представлена частично каолинитизированными гранитами. Полевые шпаты лишь с поверхности затронуты каолинитизацией. Отмечается примесь галлуазита и выделения сидерита. Мощность зоны 1 м. Разрез коры венчается зоной гомепелитов, сложенной первичными каолинитами с пятнистыми выделениями гидроокислов железа. Мощность зоны около 5 м.

Коры выветривания кембрийского возраста устанавливаются в северо-восточной и юго-восточной частях Сибирской платформы. Полные разрезы кор выветривания, развитые по глинистым сланцам, обнаружены на территории Малого Хингана. Описаны коры выветривания Л. Д. Денисовой (1967) и В. В. Жабиным (Коры выветривания Сибири, 1979). В зоне бластоварилитов сланцы трещиноватые, по трещинкам развиты гидроокислы железа и гидрослюда. В зоне микстолитов породы сланцеватой текстуры, пепельно-серые с желтоватыми пятнами. Основные новообразованные минералы — гетит и гидрослюда. Вверх по зоне появляются оранжевые и белые пятна, порода постепенно утрачивает сланцеватость и становится глиноподобной. Сложена гидрослюдами с гетитом, по трещинкам и пустоткам развивается халцедон. Отмечается галлуазит. Зона гомепелитов представлена нижним горизонтом. Порода глиноподобная, пестрой окраски. Основные глинистые минералы — галлуазит и гидрослюда с гетитом и гидрогетитом, реликтовым кварцем. По данным химического анализа устанавливается накопление алюминия от 352 до 504 мг/см³, вынос кремния, железа и марганца. Коры выветривания с разрывом перекрываются известняками лондоковской свиты, в основании которой повышаются (до 2,27) значения кремниевого модуля, при абсолютных значениях Al_2O_3 0,02—16,2%, SiO_2 0,01—7%. Эти данные косвенно свидетельствуют о развитии в виде примеси минералов свободного глинозема в верхней части разрезов кембрийских кор выветривания Сибирской платформы.

Реликты, предположительно, раннекембрийской коры выветривания (Коры выветривания Сибири, 1979) известны в Учуро-Майском районе (Сибирь). Коры выветривания подстилаются терригенными породами устькирбинской свиты и перекрываются доломитами юдомской свиты. Представлены глинистыми породами преимущественно гидрослюдистого состава с примесью гиббсита, каолинита и гематита.

Раннепалеозойские (досреднедевонские) коры выветривания известны на Чаплыгинской площади в кровле кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. Материнские породы сложены кварцевыми диоритами и плагиогранит-порфирами. Мощность коры выветривания около 33,4 м. Разрез коры выветривания по плагиогранитпорфирам следующий (Додевонские коры..., 1969). В зоне бластоварилитов спорадически развиты диоктаэдрические гидрослюды, каолинит и хлорит. Выше, в зоне микстолитов, диоктаэдрические гидрослюды замещаются смешаннослойными гидрослюдисто-монтмориллонитовыми минералами. Широко развит монтмориллонит. Содержание каолинита увеличивается. Разрез венчается образованиями зоны гомепелитов. Она сложена монтмориллонитами, каолинитом, гидроокислами железа. Коры выветривания перекрываются среднедевонскими осадочными породами.

Досреднедевонские коры выветривания в СССР встречаются главным образом в пределах Татарского свода, Нурлатской и других площадей (Лапинская, Журавлев, 1967; Хожайнов и др., 1967) Русской платформы, Урала (Генералов и др., 1967), Сибирской платформы и других регионов (Харин, 1967; и др.). Коры выветривания данного возраста в зарубежных странах не известны. Коры выветривания, развитые на серпентинитах и перидотитах, отмечаются под отложениями среднего и верхнего девона на юго-восточном склоне Воронежского массива (Хожайнов и др., 1967). Нижняя часть разреза выветренных пород сложена образованиями зоны бластоварилитов, в которой исходные серпентиниты пронизаны густой сетью прожилков карбонатов различной мощности (до 1—2 см). Карбонаты замещают серпофит. Выше в зоне микстолитов породы сильно осветлены, светло-зеленые. Одновременно с выщелачиванием карбонатов наблюдается обохривание пироксенов, оливина, хризотила; слабо развиты монтмориллонит и хлорит. В кровле зоны появляются халцедон и кварц, замещающий карбонаты. Разрез коры венчается ультрабазитами, превращенными в обохренную глинистую породу с редкими реликтами первичного серпентина и амфиболов. Глинистые минералы представлены нонтронитом и галлуазитом. Много хлорита, гидрогоэтита, реже встречаются турьиты. Значительно присутствие кальцита, халцедона кварца; отмечается серицитизация калиевых полевых шпатов. Наличие хлоритов в зоне свидетельствует о принадлежности образований нижней части данной зоны к зоне микстолитов.

Коры выветривания, развитые по габброидам этого же района, имеют трехзональное строение (Хожайнов и др., 1967). В зоне бластоварилитов породы трещиноватые. По трещинкам отмечается осветление пород, развитие гидрохлорида, карбонаты образованы по плагиоклазам; по биотиту развивается вермикулит, реже гидроокислы железа, джефферизит, клинохлор. В зоне микстолитов габброиды зеленовато-серые с бурыми пятнами. Породы нередко

Сопоставление наиболее полных разрезов кор выветривания (КВ) фанерозоя некоторых районов мира

Возраст КВ, млн. лет	Типовой разрез КВ	Порода (зоны) КВ (сверху вниз по разрезу)	Минералы КВ	
			главные	второстепенные
0—10	Неоген—антропогеновые КВ долеритов Гвинеи (Михайлов, Куликова, 1977)	IV. Гетит-гиббситовая (зона структурного боксита)	Гиббсит, гетит	—
		III. Гиббсит-глинистая (зона выветренных долеритов)	Гиббсит, глинистые	Гетит
0—10	Неоген-антропогеновые КВ гранитов Австралии (Carrol, Neal, 1947)	IV. Кварц-диаспор-гиббситовая	Диаспор, гиббсит	Каолинит, гидроокислы железа, кварц Гидроокислы железа, кварц, лейкоксен, диаспор Диаспор, гидроокислы, железа, гидрослюда, кварц
		IIIб. Диаспор-гиббсит-каолинитовая	Каолинит, гиббсит	
		IIIа. Кварц-каолинитовая	Гиббсит, каолинит	
Более 25	Донеогеновые КВ долеритов приподнятых пенепленов Западной Африки (Михайлов, Куликова, 1977)	IV. Бокситовая	Гиббсит	Гидроокислы железа Гиббсит, гидроокислы железа Гиббсит, гидроокислы железа
		III. Железисто-каолинитовая	Каолинит	
		II. Монтмориллонитовая	Монтмориллонит	
30—140	Мел-палеогеновые КВ долеритов Нижнеподсопочного проявления Сибирской платформы (Коры выветривания Сибири, 1979)	IV. Гетит-каолинит-гиббситовая	Каолинит-гиббсит	Гидроокислы железа
		III. Гетит-каолинитовая	Каолинит	Гидроокислы железа
		II. Монтмориллонитовая	Монтмориллонит, смешаннослойные	Каолинит, гидроокислы железа
		I. Дезинтеграции	Реликтовые	Монтмориллонит

Продолжение таблицы 4

Возраст КВ, млн. лет	Типовой разрез КВ	Порода (зоны) КВ (сверху вниз по разрезу)	Минералы КВ	
			главные	второстепенные
180—200	Позднетриас-раннеюрские КВ диабазовых порфиритов Кредиковского месторождения бокситов Орской депрессии (Киселев и др., 1973)	IV. Гиббсит-охристо-каолинитовая	Гиббсит	Каолинит, бемит, гетит, кальцит Гидроокислы железа, кварц Каолинит, гидроокислы железа, пирит, сидерит Хлорит по трещинкам
		III. Охристо-каолинитовая	Каолинит	
		II. Каолинито-монтмориллонитовая	Монтмориллониты	
		I. Слабо выветренной материнской породы	Реликтовые	
330—350	Раннекарбонные КВ амфибол-хлоритовых сланцев Северо-Онежского района Русской платформы (Киреев, 1975)	IV. Железисто-гиббситовая	Гиббсит	Гидроокислы железа, каолинит Гиббсит, гидрослюда Гидрослюда, хлорит
		III. Каолинитовая	Каолинит	
		II. Монтмориллонитовая	Монтмориллонит	
380—390	Среднедевонские КВ по полевошпатовым метасоматитам верхнего протерозоя Среднего Тимана (Беляев и др., 1983)	IV. Конечного гидролиза	Бемит	Каолинит, гетит, диаспор Гидроокислы железа, бемит, гидрослюда Слабое развитие по трещинкам глинистых минералов
		III. Гидратации и начального гидролиза	Каолинит	
		II. Выщелачивание и начальной гидратации	Реликтовые	
400—450	Досредневековые КВ габбро Воронежской антеклизы (Хожанов и др., 1967)	III. Каолинитовая	Галлуазит	Гидроокислы железа, монтмориллонит, реже гиббсит Галлуазит, гидрохлорит, карбонаты, гидроокислы железа Гидрохлорит, вермикулит, гидроокислы железа, карбонаты
		II. Монтмориллонитовая	Монтмориллониты	
		I. Слабо трещиноватые габбро	Реликтовые	

Возраст КВ, млн. лет	Типовой разрез КВ	Порода (зона) КВ (сверху вниз по разрезу)	Минералы КВ	
			главные	второстепенные
540-570	Кембрийские КВ по глинистым сланцам района Малого Хингана (Коры выветривания Сибири, 1979)	III. Зона гидролиза II. Зона выщелачивания I. Зона дезинтеграции	Галлуазит, гётит	Гётит, гидрослюда, халцедон, гидроокислы алюминия Гётит По трещинкам гидро- слуды, гётит

Примечание: Римск. цифры—название зон кор выветривания по А. И. Паку: I—бластоварилитовая, II—мик-
столитовая, III—гомепелитовая, VI—оксидолитовая.

рыхлого сложения, глинистые. В нижней части зоны преобладают хлориды и гидрохлориды. В значительном количестве присутствует монтмориллонит, меньше галлуазит, гидроокислы железа, карбонаты и реликты темноцветных минералов. По калиевым полевым шпатам развит хлорит, биотит замещен гидрохлоритом, вермикулитом. Последний в свою очередь замещается каолинитом. Зона гомепелитов сложена галлуазитом, гидроокислами железа, окрашивающими породу в пятнистый фиолетово-бурый цвет. Каолинит имеет подчиненное значение. Мощность зоны до нескольких метров.

Разрезы кор выветривания сходного строения и состава устанавливаются в пределах Нурлатской и других площадей Русской платформы (Лапинская, Журавлев, 1967). В разрезе кор выветривания, развитых по амфиболитам, выделяются три зоны: зона бластоварилитов представлена трещиноватым амфиболитом, зона микстолитов — корами выветривания гидрохлорит-монтмориллонитового, каолинит-гидрохлоритового, кварц-хлоритового, хлорит-карбонатного составов, зона гомепелитов — гидрослюдами, каолинитами.

Досреднедевонские коры выветривания, развитые по амфиболитам, встречены в скв. 149 Каменск-Шахтинской площади на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы (Бобров, Щипакина, 1969). В разрезе коры устанавливаются три зоны. В нижней зоне бластоварилитов породы трещиноватые, светло-зеленые. По трещинкам — хло-

риты, кальций, халцедон, гидроокислы железа, пирит, пирротин, реже каолинит, гидрослюда. Мощность зоны до 6 м. В зоне микстолитов амфиболиты постепенно переходят в глиноподобную породу серого цвета с развитыми пятнами. Основные породообразующие минералы — гидрослюда, монтмориллониты и гидрохлориты. Вверх по зоне увеличивается содержание каолинита и резко уменьшается содержание гидрослюд, монтмориллонита. Гидрохлорит полностью замещается каолинитом. Мощность зоны до 25 м. Верхняя зона гомепелитов представлена глинистой породой бурого, розового, малинового цветов. Встречаются округлые сгустки гидроокислов железа с корочкой гиббсита. Основная масса глинистых минералов в породе представлена крупночешуйчатым каолинитом, окрашенным гидроокислами железа. Присутствуют гидрослюда, магнетит, ильменит, лейкоксен, брукит. По данным химического анализа устанавливается вынос щелочей и накопление Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 . Мощность зоны 4—6 м.

Таким образом, коры выветривания позднедевонско-раннедевонского подэтапа характеризуются трехзональным строением профилей (табл. 4). В отличие от предшествующего этапа в зоне гомепелитов присутствуют минералы свободного глинозема. Такой тип кор выветривания автор называет субоксидолитовым (сублатеритным).

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СРЕДНЕДЕВОНСКО- СРЕДНЕПАЛЕОГЕНОВОГО ПОДЭТАПА

К наиболее полным профилям кор выветривания данного подэтапа относятся средне-, верхнедевонские, раннекарбонные, верхнетриас-раннеюрские, мел-палеогеновые. Средне-, верхнедевонские, точнее донижнефранские-доживетские коры выветривания известны на Среднем Тимане¹ и Воронежской антеклизе.

Средне-, верхнедевонские коры выветривания на Среднем Тимане имеют четырехзональное строение профилей оксидолитового (латеритного) типа. Коры выветривания развиты на глинисто-карбонатных породах и их метасоматитах (Беляев и др. 1983). Коры выветривания, развитые по полевошпатовым метасоматитам, перекрываются отложениями верхнего девона. Разрез коры выветривания следующий (снизу вверх): в нижней зоне бластоварилитов метасоматиты трещиноватые, вдоль плоскостей трещин отмечается частичное растворение карбонатов, развиты гидроокислы железа. Полевые шпаты частично вдоль спайности и трещин замещаются глинистыми минералами. В зоне микстолитов вещественный состав метасоматитов претерпевает более глубокое

¹ Бокситы и латериты *in situ* этого района, по мнению Н. В. Деминной (1977), являются образованиями осадочными, или более сложного генезиса.

греброобразование — они полностью лишаются кальция, магния, двуокси углерода. Полевые шпаты преобразуются в каолинит и частично — в гидрослюда. Содержание FeO уменьшается, Fe_2O_3 увеличивается более чем в 5 раз, K_2O — почти в 2 раза, содержание кремния не изменяется, а местами увеличивается за счет новообразований кварца. В зоне гомепелитов метасоматиты еще более выветренные. Минеральный состав породы претерпевает коренное преобразование. Каолинит — ведущий минерал, гидрослюды имеют резко подчиненное значение. В качестве примеси присутствует бемит. Магний, кальций, натрий испытывают полный вынос, интенсивно удаляется калий, накапливаются алюминий, железо, титан. Зона оксидолитов сложена бемитом, гидроокислами железа с примесью каолинита, иногда диаспора. Резко уменьшается содержание калия и кремния, местами они отсутствуют.

Коры выветривания раннего карбона устанавливаются на Русской, Сибирской платформах, в Чешском массиве и других районах. Различаются коры выветривания, развитые на породах складчатого фундамента и осадочного чехла платформ. Коры выветривания, сформированные на породах складчатого фундамента платформ, отмечаются в районах КМА (Никитина, Алексеева, 1974), Лужемского выступа Северо-Онежского района (Киреев, 1975; и др.), во многих районах Сибирской платформы (Коры выветривания Сибири..., 1979) и др. Разрезы их сложены образованиями трех нижних зон: бластоварилитов, микстолитов, гомепелитов; в отдельных районах профили четырехзонального строения с верхней зоной оксидолитов обычно называют латеритными. К ним относятся раннекарбонные коры выветривания кварц-слюдистых сланцев КМА (Никитина, Алексеева, 1974) и кварц-хлорит-амфиболитовых сланцев Северо-Онежского района (Киреев, 1975). В разрезе кор выветривания кварц-хлорит-амфиболитовых сланцев Северо-Онежского района (Киреев, 1975) в зоне бластоварилитов породы трещиноватые, по трещинкам спорадически встречаются монтмориллониты, гидроокислы железа, выделения эпидота и альбита. Выше, в зоне микстолитов, породы светло-коричневые, широко развиты монтмориллониты, гидрохлориты с примесью гидроокислов железа и каолинита. В зоне гомепелитов порода сланцевой текстуры, сильно пелитизирована, сложена каолинитом и гидроокислами железа. Монтмориллонит и хлорит отсутствуют. Отмечена примесь гидромусковита, часть из них каолинизирована. Химическим анализом установлено присутствие свободного глинозема. Почти полностью исчезают магний, кальций. Разрез венчается зоной оксидолитов, сложенной гетит-гипситовой породой бурой окраски. Мощность зоны около 3 м. Каолинит, монтмориллонит не встречаются. В геохимическом отношении наблюдается вынос натрия, магния, кремния, накопление алюминия и железа.

Разрез коры выветривания по кварц-слюдистым сланцам района КМА в общих чертах сходен с разрезами Северо-Онежского

района (Никитина, Алексеева, 1974). Отличается отсутствием ярко выраженной зоны бластоварилитов. В зоне микстолитов гидрослюда развиваются по серициту. Отмечается каолинит, гидрохлорит и карбонат. В зоне гомепелитов, помимо каолинита — основного породообразующего минерала, присутствуют гетит, гематит и бемит. Верхняя часть разреза коры представлена латеритными бокситами гиббситового и бемит-гиббситового состава, бокситы от белого до бурого цвета. В отдельных местах порода сохранила структуру сланцев, встречаются псевдобобовые разности бокситов.

Сходная минералогическая зональность отмечается в ранне-карбонных корах выветривания кварц-серицитовых сланцев докембрия Висловского, Гостищевского (Куренкина, 1967) и других месторождений КМА. Железо, алюминий накапливаются, как правило, во всех зонах кор выветривания, натрий — в зоне гомепелитов. Калий и магний выносятся из всех зон. Таким образом, в корах выветривания филлитовидных сланцев устанавливается взаимозависимое изменение щелочных и щелочноземельных породообразующих элементов: вынос одного из щелочных элементов сопровождается накоплением другого щелочноземельного элемента и наоборот.

Коры выветривания ультрабазитов выявлены в южном погружении Лужемского выступа под известняками раннего карбона (Бочко, Киреев, 1974). Начальная стадия выветривания (зона бластоварилитов) выражается в растрескивании пород, выполнении трещин карбонатным материалом. По данным химического анализа отмечается вынос незначительного количества кремнезема и накопление алюминия, перевод закисного железа в окисное. По трещинкам обнаружен монтмориллонит, хлорит, кварц, халцедон, предположительно сепиолит-пальгорскит. Выше по разрезу серпентин исчезает. Основная масса породы состоит из гидрогематита и магнетитового железняка. Халцедон выполняет трещинки, отмечается пальгорскит, сепиолит. В верхних горизонтах кор пальгорскит становится господствующим минералом, ассоциирует с хлоритом. Профиль коры выветривания завершается рыхлым, интенсивно бурого цвета глиноподобным материалом, утратившим структуру материнских пород. Основной минерал — монтмориллонит с примесью каолинита, пальгорскит не наблюдается. Формируются коры выветривания в условиях смены кислых вод на ультращелочные. Окислы и гидроокислы алюминия не установлены. Таким образом, наиболее полные разрезы оксидолитовых (латеритных) кор выветривания, развитых на кристаллических породах складчатого фундамента платформ, имеют четырехзональное строение. Гидроокислы алюминия с гематитом и гетитом образуют самостоятельную четвертую зону оксидолитов. Следует отметить, что гидроокислы алюминия (гиббсит и бемит) в отдельных местах выделяются в верхней части нижележащей зоны гомепелитов.

Итак, приведенный материал по корам выветривания среднего, верхнего девона и раннего карбона свидетельствует о том, что в пределах выступов кристаллических пород складчатого фундамента платформ коры выветривания по строению и составу резко отличаются от кор выветривания раннего палеозоя (табл. 4). Принципиальные различия заключаются в формировании оксидолитовых (латеритных) кор выветривания с четырехзональным строением профилей. Следует подчеркнуть, что развитие оксидолитовых кор выветривания совпадает с периодом расцвета наземной растительности и расширением ареала наиболее высокого, за весь палеозой, гумидного тропического климата.

Коры выветривания мезозоя и палеогена широко распространены как в СССР, так и в других странах («Кора выветривания», 1954—1983; «Коры выветривания Сибири», 1979; «Никеленосные коры выветривания Урала», 1970; «Коры выветривания УССР», 1971; Казаринов, 1958; Петров, 1967; Лапинская, Журавлев, 1967; Валетон, 1974; Казанский, 1975; Пак, 1978; и др.).

Наиболее полные профили оксидолитовых кор выветривания мезозойского возраста связаны с рэт-раннеюрским, альб-сеноманским геохронологическими интервалами. Полные разрезы кор выветривания, развитые по кристаллическим породам складчатого фундамента платформ, имеют четырехзональное строение и независимо от петрографического состава исходных материнских пород сложены образованиями зон бластоварилитов, микстолитов, гомепелитов, оксидолитов.

При сопоставлении кор выветривания мезозойского возраста с подобными образованиями предшествующих геологических периодов установлено сходство их с раннекарбонными как по строению, так по составу. В корях выветривания, развитых по изверженным и метаморфическим породам, в зоне бластоварилитов отмечаются прожилковые выделения новообразованных минералов (бластоварилитов). В зоне микстолитов, наряду с новообразованными глинистыми минералами, развиты вторичный кварц, карбонаты, халцедон и др. Однако, ведущими являются минералы из группы монтмориллонита (в корях выветривания основных пород) и гидрослюд (в корях выветривания кислых пород). Широко представлены хлориты и карбонаты (в корях выветривания ультрабазитов), гидроокислы железа — меньше. Зона гомепелитов сложена каолинитом. Существенную роль в ней играют гидроокислы железа. В верхней части ее отмечаются минералы свободного глинозема в виде гиббсита и бемита. Выше по разрезу кор выветривания в зоне оксидолитов содержание этих двух минералов, наряду с окислами, гидроокислами железа и других поливалентных элементов, увеличивается. Одновременно уменьшается содержание глинистых (каолинит, монтмориллонит) и реликтовых минералов. Характерной особенностью является то, что в верхней части профилей кор выветривания нередко проявлены вторичные наложенные процессы, с которыми связано раз-

витие карбонатов, шамозита, вторичных каолинов и др. (Витовская, Новиков, 1974; Слукин, 1973; и др.). Подобное явление отмечается и в разрезах кор выветривания раннего карбона (Никитина, Алексеева, 1974; Бочко, Киреев, 1974; и др.), что свидетельствует о сходных фациальных и гидрогеологических условиях их образования.

Изменение минералогического состава кор выветривания сопровождается миграцией и концентрацией химических элементов. В разрезах кор выветривания пород ультраосновного состава наблюдается вынос кремния, калия, магния и в большинстве случаев накопление железа и алюминия. Сходное строение и состав мезозойских и карбоновых кор выветривания обусловлены тем, что развивались они в аналогичной или близко к природной обстановке в зонах переменного влажного тропического климата; в условиях относительно спокойного платформенного режима; в ландшафтах выровненного пенеппена; при относительно высоком уровне грунтовых вод с субгоризонтальными их движением.

Коры выветривания верхнего триаса — ранней юры развиты на породах палеозойского основания Орской депрессии. Коры повсеместно перекрываются юрскими отложениями или местами обнажены по бортам депрессии. Здесь оксидолитовые (латеритные) коры выветривания отмечаются на Кредиковском, Новобурановском, Восточно-Кызылсуйском рудопроявлениях бокситов. На Кредиковском рудопроявлении оксидолитовые (латеритные) коры выветривания развиты по диабазам и диабазовым порфиритам. Разрез коры, по Л. И. Киселеву и др. (1973), имеет течьрехзонное строение. Свежие порфириты (снизу вверх) сменяются зонами бластоварилитов. В данной зоне порфириты слабо выветренные, трещиноватые, по плагиоклазам развиты хлорит, соссюрит, уралит, ильменит. Мощность зоны 0,4 м. Выше в зоне микстолитов порфириты монтмориллонитизированы. Присутствуют примеси новообразованного каолинита, пирита, сидерита. Мощность зоны около 6 м. В зоне гомепелитов порфириты преобразованы в бесструктурную глинистую породу. Каолинит является ее главным минералом с гидроокислами железа. Мощность зоны около 22 м. Зона оксидолитов сложена блоками и желваками «псевдоморфного боксита» в глинистой массе, состоящей из каолинита и гидроокислов железа. Мощность зоны около 2,5 м.

Коры выветривания предположительно нижнемелового возраста известны на Актогайском месторождении бокситов (Новиков, 1974). Они приурочены к вершинам и склонам палеовозвышенностей, сложенных изверженными породами основного состава (габбро, диабазы и туфы). В нижней зоне бластоварилитов породы трещиноватые с кварц-карбонатными прожилками. Зона микстолитов представлена гидрохлоритами, монтмориллонитами, гетитом. В зоне гомепелитов породы превращены в бесструктурную глинистую массу, состоящую из каолинита и гетита. Зона оксидолитов состоит из двух подзон: нижней глинистой каолинито-

гиббсито-охристой и верхней гиббсит-охристой, представляющей собой латеритные бокситы. Коры выветривания перекрываются отложениями апт-альба. На соседнем Кызылсуйском участке отмечаются пестроцветные коры выветривания, развитые по глинам неокома. Здесь они перекрыты отложениями апт-альба (Киселев и др., 1973). По этим данным возраст кор выветривания Актогайского месторождения бокситов можно условно определить как доапт-альбский. Коры выветривания, развитые по архейским габбро-амфиболитам Высокопольского месторождения бокситов Украинского щита, перекрываются среднеэоценовыми отложениями. В разрезе выделяются 4 зоны (Басс и др., 1975). В зоне бластоварилитов (мощность 8 м) появляются прожилки и пленки карбонатов, халцедона, выделения монтмориллонита и гидрохлорита. Зона микстолитов (мощность 10 м) сложена смешаннослойными минералами и монтмориллонитом. Отмечается вынос около 80% MgO, CaO, K₂O и Na₂O, примерно 50% SiO₂ от первоначального содержания. В зоне гомепелитов основным породообразующим минералом служит каолинит, второстепенными — гетит, гидротетит, лейкоксен, иногда гиббсит. Здесь отмечается дальнейший вынос кремнезема и накопление алюминия. Верхняя зона оксидолитов состоит из двух подзон: гетит-гиббсит-каолинитовая и гетит-гиббситовая с примесью бемита и каолинита. Коры выветривания перекрыты отложениями раннего эоцена. Возраст предположительно мел — ранний эоцен (Басс и др., 1975; и др.). Таким образом, в настоящее время нет достоверных данных о развитии типично оксидолитовых (латеритных) кор выветривания мелового возраста.

Коры выветривания эоцена, отмеченные на бокситовом месторождении Арканзас в США, образовались между ранним и поздним эоценом (Бушинский, 1975). Разрез коры имеет трехзональное строение. Свежие невыветренные сиениты выше по разрезу постепенно сменяются зоной псевдоморфных, а затем обломочных глин. Зона сложена каолинитом с примесью галлуазита, гетита и анатаза. Мощность ее от 5 до 20 м. Выше залегают псевдоморфные бокситы, состоящие из гиббсита с примесью окислов железа, лейкоксена, каолинита и реликтовых минералов. Еще выше, по неровной границе, залегают пизолитовые бокситы, сложенные гиббситом, гематитом, каолинитом, анатазом, встречается корунд. Мощность бокситов 5—8 м. Оксидолитовые (латеритные) коры выветривания сходного строения эоценового возраста отмечаются на о-ве Тасмания, Гвиане и других районах Мира. Итак, отличительная особенность среднедевонско-среднепалеогенового подэтапа — развитие качественно нового оксидолитового (латеритный) типа кор выветривания с четырехзональным строением профилей (табл. 4).

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОГЕН- ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОДЭТАПА

Наиболее полные профили кор выветривания данного подэтапа, в том числе и современные, отмечаются в различных регионах мира и приурочены в климатическом отношении к влажным тропическим и субтропическим зонам Земли (Фагелер, 1935; Лисицина, 1973; Бушинский, 1975; Михайлов, Куликова, 1977; и др.); в тектоническом отношении — к геосинклинальным складчатым областям (поясам), выступам пород складчатого фундамента, а также осадочного чехла платформ и эпиплатформенного орогена.

Коры выветривания геосинклинальных складчатых областей распространены ограниченно; они известны на о. Куба и Батумском побережье Грузии. На острове Куба¹ они развиты по ультраосновным и основным породам в пределах поднятий Пинарес-де Майя провинции Северное Ориенте и др. Наиболее полные профили кор выветривания, по данным Ю. Ю. Бугельского (1979), имеют четырехзональное строение и сходны с корами выветривания серпентинитов мезозойского возраста. В зоне бластоварицитов серпентиниты трещиноваты, по ним развиваются тонкие прожилки керолита, опала, хромита и магнезита. Это свидетельствует об образовании их в восстановительных условиях. Выше, в зоне микстолитов серпентиниты сетчато-ячеистой текстуры. Ячейки сложены хризотилом, серпентином. Нонтронитизация развита по трещинкам. В верхней части зоны интенсивность ее возрастает, порода, состоящая из нонтронита с примесью хлоритоподобных минералов, приобретает глиноподобный облик. Зона гомепелитов отсутствует. Разрез венчается охрами рыхлого сложения оранжево-желтого цвета (зона оксидолитов). Редко встречается гиббсит. Развитие гиббсита и окислов железа подтверждается положительным балансом алюминия и железа. Наблюдается вынос кремнезема, кальция, магния, а также накопление натрия и калия.

Коры выветривания, развитые по основным породам, отмечаются на Батумском побережье Грузии. По данным Г. С. Дзоцендзе (1963), эта часть Грузии относится к альпийской Средиземноморской орогенной области Аджаро-Триалетской складчатой зоны Кавказа. Рельеф горный, климат субтропический влажный (среднегодовое количество атмосферных осадков до 1500—2000 мм/см²). Сильно дислоцированные коры выветривания развиты на породах эоцена, а также миоцена, плиоцена и антропогена; они слагают склоны гор. Распространены пятнами на отметках до 400 м над уровнем моря. Например, четвертичные коры

¹О-ов Куба расположен в Антильско-Карибской зоне складчатого пояса Кордильер и относится к Альпийской геосинклинальной орогенной области. Верхний структурный этаж сложен терригенно-карбонатными и осадочно-вулканогенными породами от олигоцена до антропогена включительно (Геология и полезные ископаемые Кубы, 1973).

выветривания агвит-лабрадоритового порфирита и туфов эоцена, слагающих холмистый левый берег р. Чаквы (в 2 км от устья) Батумского побережья Грузии. В четвертичное время коры выветривания развивались в условиях теплого влажного субтропического Средиземноморского климата (Синицын, 1980). По данным Н. А. Лисицыной (1973), исходная порода — агвит-лабрадоритовый порфирит среднеэоценового возраста. В нижней части разреза кор отмечаются единичные выделения цеолитов, кварца, халцедона, каолинита, гидрохлорита, магнетита. Выше по разрезу — порфириды глиноподобного гидрохлорит-галлуазитового состава с гиббситом, гидроокислами железа и каолинитом. Верхняя часть разрезов кор выветривания сложена розовой глиной с остаточной структурой порфирита. В породе хорошо заметны бурые вкрапленники ожелезненного выщелоченного пироксена и белые — измененного полевого шпата. В выветренной рыхлой массе сохранились реликты слабо измененного порфирита. Граница их с глиной довольно резкая. Основная масса глин представлена галлуазитом, реже гиббситом.

Пироксены выщелочены, превращены в хлорит с гидроокислами железа и гиббсит. Полевые шпаты частично выщелочены и замещены галлуазитом, цеолитом (натролитом). Отдельные кристаллы плагиоклаза целиком или частично замещены гиббситом. В основной хлоритовой массе присутствуют каолинит, галлуазит, гидрохлориты. Гиббсит встречается в виде псевдоморфоз по отдельным кристаллам хлорита, цеолита, лабрадора, в виде корочек в пустотках и порах, а также в виде прожилков. Образование гиббсита вблизи материнских пород объясняется быстрым развитием процесса выветривания, интенсивным выносом кремнезема из профилей кор выветривания (Петров, 1967) и инфильтрационным накоплением алюминия в виде прожилков гиббсита в корках выветривания базальтов о-ва Мауаи на Гавайских островах (Abbot 1968). Выделение гиббсита связано, по-видимому, с миграцией алюминия в профилях кор выветривания, что подтверждается отрицательным балансом привноса-выноса алюминия кор выветривания порфиритов Батумского побережья Грузии. Коры выветривания, развитые на платформах, распространены ограниченно. Они известны на п-ве Калум и о-ве Каса (Гвинея), на о-ве Калимантан (Индонезия), в Австралии, Индии, Бразилии.

Современные коры выветривания, развитые по мезозойским дунитам п-ова Калум (Гвинея), описаны Б. Балкаи и Д. Бардоши (1974). Дуниты серпентинизированные темно-серые, плотные сложены оливином с небольшим количеством хромита, хромпикотита и магнетита. В нижней части разреза они становятся рыхлыми, приобретают желтовато-коричневую окраску. Первичная структура дунита сохраняется. Оливин и серпентин замещаются нонтронитом, маггемитом и гетитом. Из этой зоны, кроме алюминия, железа, титана, вынесены почти все щелочи, основания

и кремний. Мощность зоны 1 м. Выше по разрезу порода глино-подобного облика, пористая внизу и рыхлая в верхней части, ржаво-коричневого, красно-коричневого, охристого цвета. Основной породообразующий минерал — гетит (57—70%) с метагаллуазитом, гиббситом и примесью анатаза, галлуазита и нонтронита. Гиббсит встречается по всему профилю коры выше уровня грунтовых вод. Мощность зоны 7 м. Коры выветривания перекрываются кирасами плотного и рыхлого сложения, представляющими собой элювий. Основная масса кирасы состоит из обломков латеритной коры выветривания с новообразованным гетитом, каолинитом, кварцем, гиббситом, бемитом, мощность горизонта кирасы до 5—6 м. Аналогичные коры выветривания, развитые по серпентинитам, встречаются в пределах о-ва Калимантан (Gaertner Schellmann 1963), относящегося к энимезозойской платформе. Коры выветривания, развитые по ультраосновным изверженным породам платформенных областей, в отличие от подобных образований предшествующих геологических периодов, характеризуются следующими отличительными особенностями: представлены сокращенными типами профилей охристо-гиббситового состава; минералы свободного глинозема нередко распространены по всему профилю коры до границы со свежими неизмененными материнскими породами.

Коры выветривания, развитые по долеритам Гвинеи (Западная Африка) у дер. Кассонгони (Балкаи, Бардоши, 1974), имеют следующее строение. Неизменный долерит темно-серый, выше переходит в сильно пористую породу с текстурой долерита, граница довольно резкая. Первичные минералы почти полностью разложены. Важнейшее минеральное новообразование — гиббсит, которому сопутствуют меньшие содержания гетита, маггемита. Кроме того, выявлена ферригидроокись. Содержание реликтового кварца уменьшилось вдвое. Формирование кор выветривания по долеритам связывают с инфильтрацией грунтовых вод в условиях влажного климата в четвертичную эпоху.

Современные коры выветривания описываемого типа отмечаются в районе Кампу-Гранди и др. в пределах Бразильской платформы (Гинзбург и др., 1962). Климат этого района влажный, жаркий, тропический и саванный с сухими летними месяцами. Коры выветривания развиты по мезозойским (триас — мел) долеритам. В зоне бластоварилитов долериты трещиноватые. По трещинкам развиты хлорит, альбит, амфибол, метагаллуазит, лейкоксен, окислы и гидроокислы железа, выше до долеритам — хлорит, гидрохлорит; в подчиненном количестве метагаллуазит. Мощность зоны не установлена. Разрез венчается породами глино-подобного облика с текстурой долеритов (зона оксидолитов). Долериты полностью замещаются гиббситом, окислами и гидроокислами железа, а каолинит — метагаллуазитом. Присутствуют примеси бемита, хлорита, а также пизолиты, сложенные гетитом,

гидрогетитом, гематитом с примесью гиббсита, глинистых минералов и др. Мощность зоны около 3 м.

Коры выветривания, образованные по нефелиновым сиенитам о-ва Каса в Гвинее. Этот район относится к влажному жаркому тропическому поясу. Невыветренный нефелиновый сиенит серого и светло-серого цвета. В его состав входят ортоклаз, альбит, нефелин, эгирин, титаномagnetит, сфен. В нижней части разреза (зона бластоварилитов) сиениты слабо выветренные с единичными выделениями гиббсита и галлуазита. Выше, в зоне гомепелитов мощностью от 0 до 0,1, реже до 0,5 м сиениты осветленные, белые пемзовидные, частично или полностью замещены гиббситом и каолинитом. Зона оксидолитов представлена псевдоморфным бокситом от светло-розового до оранжево-красного, рыхлого, пористого, с реликтовой структурой сиенита. В шлифах видны псевдоморфозы гиббсита по нефелину и полевым шпатам. Стенки пор выщелоченных темно-цветных минералов покрыты гидроокислами железа и кристалликами гиббсита. Содержание кремнезема в неизмененных сиенитах 49,54%, сумма щелочей и щелочноземельных металлов меньше 0,30%, тогда как в зоне оксидолитов соответственно меньше — 0,68 и 0,30%, что свидетельствует об интенсивности процессов выветривания. Коры выветривания сходного строения с аналогичной минералого-геохимической зональностью встречаются в Западных Гатах и Бихарских горах Индии (Roy Chowdhury). В Индии оксидолитовые (латеритные) коры выветривания, образующие покровы, развиты по Деканским траппам мел-раннетретичного возраста. Траппы залегают горизонтально на кристаллических породах Индостанского щита и слагают плато высоких уровней (до 1000 м над уровнем моря). Встречаются коры выветривания трех фациальных (геоморфологических) типов. Оксидолитовые коры выветривания центральных частей плато обычно богаты железом и алюминием. Переходная зона представлена красной мягкой глиноподобной породой, сложенной каолинитом, гетитом и гематитом. В основной охристо-глинистой массе встречаются гиббитовые агрегаты с губчатой текстурой. Они подвергались дроблению с образованием угловатых блоков. Выше по разрезу залегают собственно латеритные бокситы, состоящие из гиббсита с примесью каолинита. Бокситы перекрываются железистой кирасой (элювием).

Оксидолитовые (латеритные) коры выветривания залегают по бортам раннетретичных долин с хорошим дренажем. В переходной зоне (мощность от одного до нескольких метров) выветренные базальты мягкие, обычно высокопористые, светло-серые или сероватые. Сложены каолинитом и перекристаллизованными агрегатами гиббсита. Слабо развиты брекчиевые текстуры. Выше залегают аллиты — бокситы мощностью несколько метров. Преобладают пористые и губчатые текстуры. Присутствуют крупные кристаллы гиббсита. В боковых направлениях к участкам с луч-

шим дренажем эти породы переходят в пизолитовые бокситы, состоящие из гиббсита и бемита.

Латеритные коры выветривания по Деканским траппам (Roy Chowdhury, 1965) образовались в пределах низкого пенеплена до неогеновых тектонических подвижек, которые сместили покровы кор на разные гипсометрические уровни.

При сравнении профилей оксидолитовых (латеритных) кор выветривания траппов Сибирской и плато-базальтов Индостанской платформ установлены принципиальные различия в их строении и составе. Предюрские коры выветривания, развитые по Сибирским траппам (коры выветривания Сибири, 1979), имеют четырехзональное строение (зоны бластоварилитов, микстолитов, гомепелитов, оксидолитов). Минералогический состав постепенно изменяется снизу вверх по их профилям. Минералы свободного глинозема присутствуют только в верхней зоне. Коры выветривания индийских плато-базальтов представлены сокращенными типами профилей; минералы свободного глинозема распространены по всему разрезу кор выветривания. Такой тип профилей кор выветривания автор предлагает называть экстра-латеритным (экстраоксидолитовый).

Профили оксидолитовых (латеритных) кор выветривания, развитые по Сибирским траппам, сходны с мезозойскими и раннекарбонowymi оксидолитовыми (латеритными) корами выветривания платформ. Различия в их строении и составе, скорее, объясняются общими закономерностями эволюции внешних оболочек Земли, чем закономерностями, связанными с особенностями эволюции структурно-тектонических условий.

Эоцен-олигоценые латеритные коры выветривания, сходные с корами Индии, устанавливаются в Австралии: Квисленде, Новом Южном Уэльсе, Виктории и Тасмании (Валетон, 1974; и др.). Здесь латеритные покровы образовались на слабо волнистом пенеплене Австралийского щита. Латериты сохранились в виде останцов, местами перекрытые поздне третичными лигнитовыми отложениями и более молодыми базальтовыми потоками, смещенными позднейшими тектоническими подвижками. Мощность кор выветривания около 7 м, реже до 17 м. Зона, переходная от свежих базальтов к бокситам, состоит из глинистых пород с гиббситовыми конкрециями. Глинистая масса (зона гомепелитов) представлена каолинитом и галлузитом. В зоне восстановительных наложенных процессов встречаются пирит, сидерит, порода приобретает серый цвет.

Коры выветривания, развитые по габбро, андезитам, долеритам, амфиболитам, известны в Сараваке (о-в Калимантан). Их северо-западная часть относится к эпимезозойской платформе. Климат здесь влажный тропический. По данным Э. Б. Вольфендена (1964), нижняя часть разрезов кор выветривания сложена каолинитизированными породами (зона гомепелитов) бурого, буро-красного цвета с реликтовыми валунами невыветренных

материнских пород, покрытых корочкой ожелезненных глин гидрогетит-каолининового состава с гиббситом. В основной глинистой массе, наряду с каолинитом, присутствуют реликтовые минералы (кварц и др.), новообразованный гетит, гидрогетит и гиббсит. Мощность зоны до 20 м и более. Верхняя часть разреза кор выветривания представлена зоной оксидолитов (латеритных бокситов). Бокситы встречаются в виде твердых розовато-коричневых и серых конкреций размером от 1/4 дюйма до фута. Конкрекции рассеяны в бурой или буровато-красной глине. В нижней части зоны содержание глины возрастает, а бокситовые конкрекции залегают субгоризонтальными слоями. Бокситы имеют структуру материнских пород. Основные минералы — гиббсит, магнетит, реликтовый рутил. Мощность зоны до 3,5 м.

Типовые разрезы кор выветривания, развитые по изверженным породам кислого состава, известны в шт. Гуджарат Индии и Западной Австралии. Шт. Гуджарат находится в поясе влажного муссонного тропического климата со среднегодовым количеством осадков 1000 мм, среднегодовой температурой +26°C (Лисицына, 1973). Возраст кор предположительно предолигоценый. В разрезах кор выветривания устанавливается только зона гомепелитов (каолининовая). Представлена каолинитизированными гранитами, состоящими из каолинита и реликтового кварца с примесью гидрослюд, гематита, диаспора, вторичного кальцита и реликтовых слюд. Высокое содержание реликтового кварца (до 21—67,6%) и слюд (5,4—7,6%) свидетельствует о низкой стадии изменения исходных материнских пород в процессе формирования кор выветривания. Присутствие диаспора указывает на принципиальные отличия этих неполных профилей оксидолитовых (латеритных) кор от кор выветривания предшествующих геологических периодов (мезозоя, карбона и девона).

Разрезы доплиоцен-плиоценовых кор выветривания гранитов и гранито-гнейсов докембрийского кристаллического щита Западной Австралии описаны Кароллом и Нейлом (Carrol, Neal, 1947). Непосредственный переход от неизмененных гранитоидов к корам выветривания не изучен. В основании разрезов залегают гранито-гнейсы, каолинитизированные с реликтовой структурой от желтого, белого до красно-коричневого цвета. Наряду с каолинитом и реликтовыми минералами в виде примесей присутствуют гидрослюды, гидроокислы железа и гиббсит. Мощность пачки 1—1,5 м. Вверх по разрезу каолинитизированные породы глиноподобные, окраска пятнистая или полосчатая, обусловленная чередованием желтых и красно-бурых полос. В верхней части пачки отмечаются мягкие бурые пизолиты. Порода сложена каолинитом, гиббситом с примесью диаспора, гидроокислов железа и кварца. Мощность пачки 0,5—1,6 м. Разрез венчается образованиями зоны оксидолитов, состоящей из глинистых пород желтого цвета с железисто-гиббситовыми пизолитами. Цемент каолиновый с небольшим количеством диаспора и гиббсита. В цементе

и пизолитах отмечены зерна кварца, покрытые бурой железистой коркой и опаловидным кремнеземом. Мощность зоны 0,4—1,5 м. Разрезы кор выветривания по гранитам и гранито-гнейсам Австралии характеризуются более высокой стадией разложения материнских пород.

Таким образом, неогеновые коры выветривания, развитые по кислым породам, в отличие от кор предшествующих геологических периодов независимо от степени разложения исходных материнских пород, также характеризуются присутствием минералов свободного глинозема по всему разрезу. Другая отличительная особенность заключается в полном отсутствии зоны микстолитов (гидрослюдистой).

Коры выветривания, образованные по осадочным породам чехла платформ. Наиболее яркий пример данного типа — латеритные покровы сверхгигантского месторождения бокситов Уэйпи л-ва Кейк-Йорк в Австралии. Коры выветривания развиты по каолинитсодержащим кварцевым песчаникам мел-палеогенового возраста. Залегают почти горизонтально с небольшим наклоном в сторону океана на окраине Карпентарийской синеклизы Австралийской платформы. Слагают приморскую равнину западной части полуострова. Ф. К. Лоугнен и П. Бейлисс (1964) указывают, что в этой части платформы, начиная с мелового и в течение третичного и антропогенного времени, сохранялся устойчивый платформенный режим. Нижняя часть разрезов кор, по Ф. К. Лоугнену и П. Бейлиссу, отвечающая зоне колебаний уровня грунтовых вод (мощность около 6 м), сложена темно-красными землистого и массивного облика породами, состоящими в основном из кварца, каолинита, гематита, гетита и гиббсита. Зерна кварца преимущественно угловатой формы, изредка со следами растворения зерен. Гематит и гетит образуют неправильные конкреции и накапливаются вместе с каолинитом примерно на 1 м выше нижней границы зоны. Содержание гиббсита и каолинита снизу вверх по зоне возрастает, а кварца — уменьшается. Верхняя часть разреза (мощность до 5 м) представлена зоной глинистых пород с конкрециями и резко отделяется от зоны колебаний уровня грунтовых вод. Преобладают пизолиты, сложенные гиббситом с примесью гематита, каолинита и бемита, основная глинистая масса состоит из гиббсита и каолинита. Коры выветривания перекрываются темной почвой мощностью около 1 м. Считают, что формирование латеритных кор выветривания началось в палеогеновое время и, вероятно, продолжалось в течение неоген-четвертичного периода. Приведенные данные однозначно свидетельствуют о принципиальном отличии охарактеризованных кор выветривания, развитых по осадочным формациям чехла платформ, от подобных кор предшествующих геологических периодов интенсивным развитием минералов свободного глинозема по всему разрезу и связанного с ними покрова латеритных бокситов с гигантскими запасами последних.

Итак, характерные особенности позднекайнозойских кор выветривания, генетически связанных с платформенными морфоструктурами, заключаются в следующем: 1) формирование нового сокращенного типа профилей без образования зон бластоарилитов и микстолитов; 2) независимо от стадии разложения выветривающихся пород и интенсивности их геохимической дифференциации минералы свободного глинозема развиты по всему разрезу кор выветривания, в том числе и в зоне бластоарилитов в ассоциации с реликтовыми минералами. В профилях кор, наряду с метасоматическим (псевдоморфным) замещением гиббситом, диаспором, бемитом первичных и вторичных алюмосиликатов, довольно широко представлены прожилковые, натечные, коллоидально-сгустковые (конкреционные) и другие формы выделений гидроокислов алюминия. Это свидетельствует о миграции алюминия в грунтовых водах профилей кор выветривания и осаждении его в виде гидроокислов в различных зонах.

Коры выветривания эпиплатформенного орогена. В истории Земли участки развития складчатых сооружений, древние и молодые платформы периодически испытывали тектоническую активизацию, выражавшуюся в значительных вертикальных перемещениях крупных блоков и возникновении горного рельефа на месте ранее выровненных пространств. Подобный орогенез отличается от геосинклинального и эпигеосинклинального отсутствием настоящей складчатости и сопровождающих ее явлений глубинного магматизма и вулканизма. Процессы тектонической активизации, охватывавшие платформы, наиболее ярко проявлялись в конце неогена (в Тянь-Шане, Алтае, Саянах, в пределах Африканской, Индийской, Австралийской, Бразильской, Сибирской и других платформ). Коры выветривания, генетически связанные с эпиплатформенным орогенным тектоническим этапом, как самостоятельный геологический тип до исследований автора не выделялись.

Коры выветривания активизированных частей щитов влажных тропиков известны в горных плато Гвинеи и Берега Слоновой Кости, расположенных в пределах Гвинейско-Либерийского щита в Западной Африке, а также на севере Демократической республики Вьетнам, в области активизации послепалеозойской платформы. По данным Ю. П. Селиверстова (1976), в Западной Африке отмечаются мезозойская (гондванская), раннемеловая, эоценовая, миоценовая, плиоценовая поверхности выравнивания с корами выветривания, приподнятыми от 60 до 1600 м над ур. м. Выделяют (Goloubinov, 1938; и др.) горные коры выветривания пенепленов и их склонов. Характерная особенность горных кор выветривания — полное отсутствие или малая мощность в их профиле глинистой зоны. Ультраосновные материнские породы переходят в охры, породы основного и среднего состава — в бокситы, кислого — в ферриты.

Наиболее типичный разрез кор выветривания долеритов (Михайлов, Куликова, 1977) имеет следующее строение: долериты плотные темно-серые; переход к коре выветривания чрезвычайно резкий. В отдельных случаях на расстоянии 0,5—1 м долерит, сохраняя структуру, превращается в очень рыхлую пористую глиноподобную породу гетит-гиббситового состава (зона оксидолитов с реликтовой структурой долерита. Основные породообразующие минералы — гиббсит, гетит с гематитом. Гиббсит частично перекристаллизован, превращаясь в крупные шестоватые, шетковидные кристаллы. Местами между неизменными долеритами и корой выветривания отмечается переходная зона гиббсит-гетит-глинистого состава. Внешне она выделяется в виде пестроцветной глинистой полосы мощностью до 0,25, реже 0,5 м. Сложена монтмориллонитом, хлоритом, гетитом, галлуазитом и гиббситом. Гиббсит полностью замещает плагиоклазы. Химическим анализом установлен почти полный вынос щелочей и щелочно-земельных элементов и накопленный алюминия, титана и железа. На расстоянии 0,5 м от свежего долерита количество алюминия за счет сублатерального привноса увеличивается более чем в полтора раза. Кору выветривания перекрывают кирасой (элювием) из обломков бокситизированных долеритов, погруженных в глиноподобную массу, сложенную гидроокислами железа и алюминия.

По мнению Ю. П. Селиверстова (1976), сокращенные типы профилей экстраоксидолитовых (экстралатеритных) кор выветривания развиты только у бровки крупных уступов. Однако сокращенный тип экстраоксидолитовых (экстралатеритных) кор выветривания, как отмечено выше, встречается и в других фациальных обстановках, например, во влажных тропических горных лесах Берега Слоновой Кости. Здесь в приводораздельных частях склонов относительно невысоких гор (абс. отм. 400—1000 м) отмечаются останцы поздне третично-плейстоценовых экстралатеритных кор выветривания, развитых по гранодиоритам и норитам. В разрезах кор породы по резкой границе на расстоянии нескольких миллиметров сменяются сильно выветренными породами гетит-гидрогетит-гиббситового состава. Зона глин отсутствует, отмечается лишь в разрезах кор выветривания фации склонов и подножий. Характерно, что наряду с глинистыми минералами (каолинитом, галлуазитом, вермикулитом) присутствует гиббсит, в отдельных случаях в виде конкреций (Валетон, 1974).

В активизированной части Гвинейско-Либерийского щита на приподнятых пенефлексах среднеэоценового возраста в пределах плато Фута-Джалон и других отмечаются полизональные, нередко четырехзональные, профили оксидолитовых кор выветривания мощностью до 20—28 м и более (Михайлов, Куликова, 1977). В зоне бластоварилитов отмечается частичное замещение темноцветных минералов и плагиоклазов глинистыми минералами из группы монтмориллонита. Зона микстолитов сложена монтморил-

лонитизированными долеритами. Монтмориллониты развиты по плагиоклазу, а нонтрониты — по пироксену. Слабо развит гетит, мощность зоны 3 м. Выше залегают образования зоны гомепелитов, представленные красно-коричневыми глинами каолинитового состава с гетитом, гематитом и примесью монтмориллонита. Мощность зоны до 10 м. Разрез венчается зоной оксидолитов, представленной латеритными бокситами с реликтовой структурой долерита. Основные породообразующие минералы — гиббсит и гидроокислы железа (гетит) с примесью гематита. Гиббсит представлен главным образом псевдоморфозами по плагиоклазу, реже в виде прожилков в породе. Мощность зоны около 4 м. Коры выветривания перекрываются кирасой. Мощность их на отдельных участках 70—100 м. Разрезы кор отличаются отрицательным балансом кремния, титана, железа, кальция, магния, марганца, калия, натрия. Алюминий накапливается только в верхней зоне и выносятся из трех нижележащих.

По строению и составу, а также геохимии алюминия оксидолитовые коры выветривания приподнятых пенепленов сходны с раннекарбонатными и мезозойскими. Это дает основание предположить, что четырехзональные профили оксидолитовых кор выветривания приподнятых пенепленов служат их реликтами; такие коры сформированы на доэоценовых пенепленах в платформенный этап развития регионов и приподняты на различную гипсометрическую отметку в неоген-четвертичное время.

Экстраоксидолитовые (экстралатеритные) коры выветривания, развитые по гранитоидам, отмечаются во влажной тропической зоне лесной Гвинеи (Герасимов, 1964). Гранит свежий неизменный крупнозернистый, состоит из щелочных полевых шпатов с примесью кислых плагиоклазов. На границе с выветренными породами полевые шпаты серицитизированы. Коры выветривания представлены породой глиноподобного облика, состоящей из гиббсита, каолинита, гидроокислов железа, гидробнотита. Отмечается заполнение кристаллами гиббсита трещин между зернами кварца и значительное количество прожилков галлуазит-каолинит-гиббситового состава с гидроокислами железа. Образование их И. П. Герасимов связывает с миграцией SiO_2 и Al_2O_3 и последующим синтезом смешанной глинисто-гиббситовой минерализации. Об этом свидетельствует струйчатая форма их выделения. Охарактеризованные породы И. П. Герасимов относит к зоне литомаржа, соответствующей зоне гомепелитов. Мощность зоны до 10 м и более. Выше залегают почвы преимущественно гиббсит-кварц-каолинитового состава с обломками кор выветривания латеритов (элювий). Мощность почвенного слоя с гумусом до 3,5 м. Химическим анализом в коре выветривания установлено высокое содержание SiO_2 (до 55% против 70% в исходных неизменных гранитах), тогда как содержание Al_2O_3 увеличивается более чем на 70%. Другая характерная особенность — развитие гиббсита по всему разрезу кор выветривания, хотя граниты находятся на низкой стадии разложения.

Таким образом, эпиплатформенному этапу свойственно развитие во влажных тропиках экстраоксидолитовых (экстралатеритных) кор выветривания, которые в большинстве случаев имеют однозональное строение и сложены образованиями зоны оксидолитов. Причем, переход от неизменных пород к корам выветривания довольно резкий, лишь в отдельных случаях между ними маломощная (не более 0,5 м) промежуточная зона гётит-гиббсит-глинистого состава. Другая, не менее характерная особенность данного типа кор — развитие минералов свободного глинозема по всему их разрезу независимо от стадии разложения минералов материнских пород.

Коры выветривания кристаллических алюмосиликатных пород эпиплатформенного орогена щитов и складчатого фундамента эпигерцинских платформ аридной зоны литогенеза развиты во многих странах мира (Сомали, Эфиопия, Чили, США и др.). В Средней Азии наиболее полные их профили отмечаются в Букантау, Ауминзатау, Кульджуктау, Султануиздаге, Нуратау и др. (Пак, 1978). Характеризуются однозональным строением профилей. В отличие от экстралатеритных они сложены образованиями зоны бластоварилитов, широко развитыми сульфатами и карбонатами кальция, иногда составляющими более 50% общей массы породы. Новообразованные глинистые минералы в корях выветривания массивных кристаллических пород спорадически встречаются главным образом по трещинкам пород и минералов. Для профилей кор выветривания глинистых пород характерно развитие гидрослюд, единичные выделения щелочных монтмориллонитов, палыгорскита, сепиолита, гематита, ярозита, карбонатов кальция, гипса, алуниита, каолинита и др.

Итак, в поздневендско-фанерозойском этапе, наряду с корами выветривания, по составу сходными с предшествующими этапами, формировались качественно новые: в поздневендско-раннедевонском — коры выветривания субоксидолитового (сублатеритного) типа с трехзональным строением профилей, сложенных образованиями зон бластоварилитов, микстолитов и гомепелитов, иногда с единичными выделениями минералов свободного глинозема в верхней части профилей; в среднедевонско-среднепалеогеновом подэтапе коры выветривания оксидолитового (латеритного) типа, чаще с четырехзональным строением профилей, состоящих из образований зон бластоварилитов, микстолитов, гомепелитов, оксидолитов; в позднепалеогеново-антропогеновом подэтапе коры выветривания экстраоксидолитового (экстралатеритного) типа профилей с развитием минералов свободного глинозема по разрезу.

Рассмотрев материалы по корам выветривания разных геологических этапов необходимо отметить, что приведенные данные позволяют однозначно установить общую тенденцию изменения кор выветривания в геологической истории Земли. Субаэральные коры выветривания катархея не известны. На данном этапе геологической истории Земли, видимо, образовались

только субаквальные коры подводного химического выветривания в пределах первичного океана. Такие коры выветривания формировались в течение всей последующей геологической истории.

С архея развиваются субаэральные коры выветривания на суше бластоварилитового типа. В раннепротерозойском этапе впервые в истории Земли стали развиваться и коры микстолитового типа.

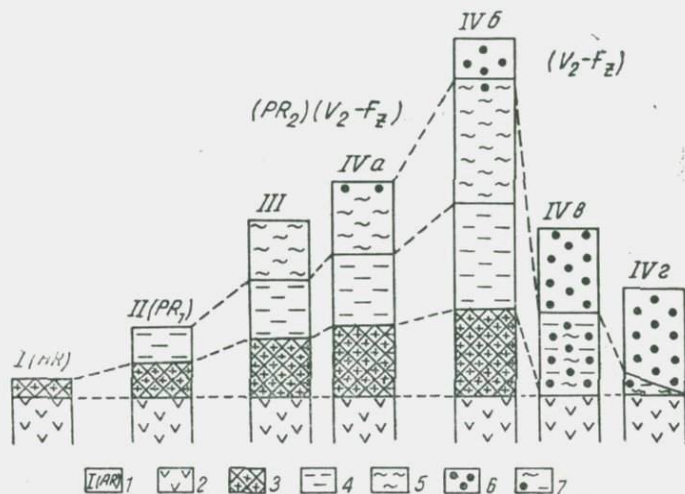


Рис. 6. Сопоставление наиболее полных типовых разрезов кор выветривания (KB) разных геохронологических этапов.

1 — типовые разрезы кор выветривания разных геохронологических этапов: I (AR) — II (PR₁) — раннепротерозойский, III (PR₂) — позднепротерозойский, IV (V₂F_z) — позднеландско-фанерозойский (IVa — позднеландско-раннедевонский, IVb — среднедевонско-среднепалеогеновый, IVv и IVz — позднеландско-антропогенный подэтапы); 2 — неизменные породы; зоны кор выветривания: 3 — бластоварилитов, 4 — микстолитов, 5 — гомепелитов, 6 — оксидолитов, (латеритных бокситов), 7 — полиминеральных глин с гидроксидом алюминия и железа (зоны микстолитов и гомепелитов).

В позднепротерозойском этапе, помимо кор выветривания бластоварилитового и микстолитового типов формировался новый тип — гомепелитовый с трехзональным строением профилей. С позднеландско-фанерозойским этапом связано развитие кор выветривания помимо упомянутых типов профилей и качественно нового: субоксидолитового (сублатеритного) типа в позднеландско-раннедевонском подэтапе, оксидолитового (латеритного) в среднедевонско-среднепалеогеновом подэтапе, экстраоксидолитового (экстралатеритного) в позднеландско-антропогенном подэтапе.

Итак, приведенный материал показывает, что в геологической истории Земли имело место общее направленное изменение от однозональных примитивных бластоварилитового типа субаэральные коры выветривания архея до полизональных оксидолитовых (латеритных) — во второй половине фанерозоя и экстраоксидолитовых (экстралатеритных) — в конце фанерозоя (рис. 6).

Глава V. ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И БИОСФЕРЫ ДОКЕМБРИЯ И ФАНОРОЗОЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Катархейский этап. В азое (5,0—4,6 млрд. лет назад) атмосфера Земли представляла собой смешанную парогазовую массу, состоящую из водяных паров, метана, углекислоты, аммиака, азота, водорода с примесью инертных газов и так называемых кислых дымов (HCl , HF , H_2S , H_3SO_3) (Страхов, 1963; Шидловски, 1980; и др.).

В начале катархея со снижением температуры парогазовой оболочки менее 100°C близ катархейских полюсов (Шоу, 1980) образовались первичные паробразные океаны. Горячие кислотные дожди, происходящие в результате конденсации парогазовой массы, при воздействии на горные породы способствовали выщелачиванию и изменению состава первичных пород базальтовой оболочки. Однако эти продукты изменения не сохранились, и сам процесс выветривания остается гипотетичным. Можно предположить, что при дальнейшей конденсации парогазовой атмосферы объем первичного океана увеличивался, первичная базальтовая кора постепенно затапливалась; в конце катархея образовался единый мировой океан с вулканическими островами. Однако ни рельеф, ни характер их тектонических обстановок не известны.

Но представлениям А. П. Виноградова (1967), О. Г. Сорохтина (1974) и др., гидросфера, атмосфера и базальтовая оболочка Земли образовались одновременно с зонным выплавлением и дегазацией вещества верхней мантии. Имеются данные о метеорном происхождении гидросферы (Ферронский, Поляков, 1982). Первичный океан был мелким, относительные превышения дна бассейнов от уровня океана составляли не более 1—2 км (Хаин, 1973; Шоу, 1980; Яншин, Монин, 1983). Воды его в начале катархея представляли крепкий раствор HCl , HF , H_3BO_3 с рН близким 1—2 (Страхов, 1963; Виноградов, 1967; Войткевич, Лебедев, 1975; и др.). В первичной воде были растворены некоторые газы (H_2 , CH_4 , CO_2), органические остатки не установлены. Но известны мощные толщи графитсодержащих пород. Образование графита в этих породах отдельные исследователи (Св. А. и А. В. Сидоренко, 1975; и др.) связывают с жизнедеятельностью

организмов. Однако более вероятно, что углерод в толщах катархея мог образоваться за счет пиролиза метана под воздействием ультрафиолетовых лучей на воду (Салоп, 1982). Возможно, во второй половине катархея (4 млрд. лет назад) могли зародиться одноклеточные эобионты. Они могли быть анаэробными гетеротрофами, обитавшими лишь в морских бассейнах. Таким образом, в катархее, если и существовала суша, то она была безжизненной; свободного кислорода в атмосфере, по данным ряда исследователей (Холланд, 1980; и др), еще не было. Однако отдельные авторы допускают его наличие в атмосфере в начале катархея. Так, на основании изучения алданского комплекса Е. А. Кулиш (1981) пришел к выводу о присутствии свободного кислорода в атмосфере древнее 3,8 млрд. лет назад. По мнению Б. С. Соколова (1976), биогенное накопление свободного кислорода в гидросфере осуществлялось 3,7—3,5 млрд. лет назад. В. И. Бгатов (1984) связывает образование свободного кислорода с дегазацией базальтовой магмы; начало этого процесса относит к катархею (4,5—40 млрд. лет назад). Если предположить наличие свободного кислорода в начале катархея, то он мог полностью расходоваться на процессы окисления атмосферных газов — аммиака, серы, метана и др., а также на окисление двухвалентного железа в водных бассейнах и образование магнетита.

Следовательно, вопрос о составе атмосферы катархея остается дискуссионным. Если приведенные выше представления о составе атмосферы и гидросферы катархея правомерны, то процессы литогенеза раннего этапа развития Земли были связаны лишь с подводным выветриванием. Если суша представляла собой небольшие архипелаги (Яншин, Монин, 1983), то последние не могли оказывать сколько-нибудь реального влияния на общий ход континентального литогенеза в катархее.

Следует подчеркнуть, что и подводное выветривание пород в катархее, видимо, резко отличалось от данного процесса, протекавшего в протерозое и фанерозое. Прежде всего на дне первичного океана под действием сильно кислых горячих вод с растворенными газами происходило химическое разложение пород на поверхности базальтового слоя Земли и вынос из них катионов натрия, калия, кальция, магния, алюминия, двухвалентного железа и других химических элементов. В результате воды первичного океана становились щелочно-кислотнейтральными хлоридными, бессульфатными, бескислородными. В этих условиях в бассейнах седиментации осаждались кремнистые, кремнисто-железистые (магнетитовые), карбонатные, карбонатно-силикатные и другие породы. Вследствие взаимодействия воды и горных пород в подводных условиях формировались продукты подводного выветривания — наиболее мощные в той части поверхности базальтового слоя, погребенного водами первичного океана, которая сложена земными реолитами. Рыхлое сложение, высокая пористость реолитов и нередко большая (до 1 км) мощность обу-

словливали глубокую циркуляцию вод и развитие мощных кор подводного выветривания. В связи с отсутствием суши первичные осадки в бассейнах седиментации представлены не латеритами, бокситами, кремнистыми и другими породами, как предполагают многие исследователи (Салоп, 1982; Войткевич, Лебедько, 1975; и др), а главным образом лавами и массами рыхлого пеплового материала. На первых формировались коры химического выветривания, вторые подвергались гальмиролизу.

Архейский этап. До недавнего времени в ландшафтно-климатических условиях архея было много неясного. В настоящее время высказываются самые противоречивые суждения. Так, по мнению В. М. Синицына (1980), атмосфера архея состояла в основном из паров воды, была плотной и тяжелой, а облачный покров — сплошным мощным, непроницаемым для солнечных лучей. На поверхности Земли царил мрак. По представлению Е. А. Кулиша (1981), напротив, в архее существовала климатическая дифференциация, Земля не имела сплошного плотного слоя облаков, количество водяных паров ненамного отличалось от современного. Углекислоты в атмосфере было немного; состав атмосферы азотно-углеродисто-кислородный, а с позднего архея возможно она приобрела черты современной. Согласно расчетам М. Шидловски (1980), общее количество и парциальное давление O_2 в атмосфере к началу 3 млрд. лет назад должны составлять около 80% современного уровня. Предполагается, что в архейских морях (океанах) молекулярный кислород расходовался главным образом на окисление закисного железа. Лишь после того, как воды океана очистились от двухвалентного железа (путем образования полосчатых железистых кварцитов) свободный кислород стал накапливаться в гидросфере и, следовательно, в атмосфере. Возникновение кислорода в атмосфере М. Шидловски (1980) связывает лишь с появлением краснокветов, т. е. в период между 2,0 и 1,8 млрд. лет. Вследствие постепенного возрастания содержания свободного кислорода в древней атмосфере процессы окисления двухвалентного железа распространились и на континенты. В результате уменьшения поступления его в океаны оно потеряло способность поглощать кислород, значительное количество которого стало выделяться в атмосферу. На основании этого, М. Шидловски приходит к заключению, что атмосфера до 2,0 млрд. лет назад практически была лишена свободного кислорода или его содержание было ничтожно мало. Эти выводы согласуются с данными других авторов (Сорохтин, 1974; Казанский, 1975; и др.). По расчетам Л. Беркнера и Л. Маршалла (1966), содержание свободного кислорода в атмосфере архея не превышало одной тысячной современного уровня.

Таким образом, в отношении свободного кислорода нет сложившихся представлений. Видимо, в архее преобладающая поверхность Земли, за исключением стабильных архейских эократонов, была покрыта водами Мирового океана. Вулканические

процессы, как в катархее, происходили преимущественно в пределах акватории Мирового океана. В связи с этим здесь аккумуляровалась главная масса твердых, газообразных и жидких продуктов дегазации мантии Земли; роль наземного вулканизма ничтожна по сравнению с подводным. Поэтому содержание CO_2 и так называемых кислых дымов, H_2S и других газов в атмосфере архея, видимо, было низким, органическая жизнь сосредоточивалась только в гидросфере. Об этом свидетельствуют древнейшие палеонтологические остатки бактерий и синезеленых водорослей в формациях Фиг-Три и Онвервахт (Южная Африка), датированных 3,3 млрд. лет (Мьюир, Грант, 1980; и др.). Следы жизнедеятельности установлены в халледоновых черных сланцах формации Фигово-Дерева с возрастом 3,4 млрд. лет системы Свазиленд вблизи Барбертона в Африке, а также в Австралии и других районах мира. Можно предположить, что кислород, выработавшийся за счет фотосинтеза синезеленых водорослей, видимо, расходовался на окисление закисного железа, серы, а также различных газов, содержащихся в атмосфере и гидросфере архея.

Биосфера в архее состояла из немногочисленных представителей одноклеточных синезеленых водорослей и некоторых микроорганизмов. Очевидно, простейшие примитивные организмы не могли продуцировать большое количество свободного кислорода. В связи с этим на протяжении архейского этапа, гидросфера и атмосфера испытывали общий дефицит свободного кислорода. Поэтому могли образоваться химические соединения низкой степени окисления. Причем, в химическое взаимодействие с кислородом, видимо, могла вступить лишь часть тех элементов, которые способны легко окисляться даже при малом содержании свободного кислорода в водах. К ним относятся, прежде всего, ионы двухвалентного закисного железа, углерод и др. Подтверждением сказанному является развитие в толщах архея Алданского, Канадского щитов и др., магнетита, силикатов железа, а также наличие в разрезах архея мощных толщ графитосодержащих метаосадочных пород, окатанных зерен пирита, сульфида натрия Na_2S , лазурита и других (Салоп, 1982). Следует добавить, что присутствие свободного кислорода в атмосфере еще не является предпосылкой образования латеритных кор выветривания. Для этого необходимо, при прочих равных благоприятных условиях, два важных обстоятельства: обильное среднегодовое выпадение атмосферных осадков в течение года и наличие ландшафтов суши с покровом вечнозеленых растений, так как при разложении наземной растительной органики выделяются органические кислоты, которые регулируют поведение геля алюминия и кремния в профиле коры выветривания. На суше архея господствовали абиогенные ландшафты, лишённые наземной растительности и дефицит кислорода в приземном слое атмосферы. Атмосферные осадки выпадали периодически в небольшом количестве. В связи

с повышенной температурой поверхности Земли атмосферные осадки после выпадения в главной своей массе испарялись. В результате поверхность суши представляла собой голую безводную пустыню. Грунтовые воды преимущественно слабо щелочного и щелочного состава, залегают на значительной глубине от поверхности Земли. Таким образом, видимо, в архее на суше повсеместно господствовал специфический аридный, вернее, прааридный климат. Об этом свидетельствует незначительное распространение гляциальных комплексов, широкое — эвапоритов. Континенты были низкими. Быстрое вращение Земли (продолжительность суток 15 ч) и небольшие размеры суши, а временами полное отсутствие континентальной суши влияли на общий обмен и циркуляцию океанической воды. Все это способствовало усреднению температуры на поверхности Земли. В этих климатических условиях при отсутствии наземной растительности продукты химического выветривания по мере развития постепенно испытывали денудацию. В связи с этим в ландшафтах архейской суши, вероятно, могли формироваться только коры выветривания, представленные начальной стадией химического выветривания горных пород в виде эфемеров кварц-слюдистого состава прааридного типа литогенеза. Доказательством аридного климата является, во-первых, развитие карбонатов в профилях кор выветривания архея, во-вторых, широкое распространение полимиктовых конгломератов — от крупногалечных до крупновалунных, как правило, не имеющих каких-либо признаков гипергенного изменения обломочного материала, в-третьих, цементирование гальки конгломератов карбонатом кальция.

Считают, что воды архейского океана были горячими — порядка 70°C. При такой температуре в водах современных вулканических областей размножаются некоторые микроорганизмы. Под воздействием горячих океанских вод следовало бы ожидать химическое разложение алюмосиликатного терригенного материала — граувакков и других псефитов, псаммитов, образовавшихся в бассейнах седиментации. Однако обломочный материал граувакк, аркозовых песчаников и других кластогенных пород без следов химического разложения. Эти данные ставят под сомнение представления других авторов о существовании горячих вод в архейских бассейнах седиментации. Независимо от температуры вод под их воздействием на изверженные горные породы и пепловый материал в пределах акватории архейских океанов происходило выщелачивание и вынос части щелочей, щелочноземельных элементов, железа, алюминия и других химических элементов, вследствие чего океанические воды становились слабо щелочными хлоридно-карбонатного типа (Страхов, 1963), а во второй половине архея — карбонатно-хлоридного. В связи с этим появились условия для накопления карбонатов (Na_2CO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , MnCO_3 и карбонаты других металлов), а также

окислов свободного кремнезема (кварц, халмедон), комплексных карбонатов алюминия (давсонит и др.), магнетита, силикатов железа и др.

Раннепротерозойский этап. В первой половине протерозоя еще доминировали черты, унаследованные от архея. При фотосинтезе, осуществляемом синезелеными водорослями, выделялся кислород во все возрастающем количестве. Об этом свидетельствует развитие бактерий (*Eobakterium isolatus*) органических сфероидов (*Archaeosporoides darbertonensis*) и синезеленых водорослей. Кроме них, в отложениях раннего протерозоя (Тимофеев, 1977) встречаются многочисленные остатки, часто углефицированные (обрывки растительных пленок, трихомов водорослей) и др. Однако общее количество биомассы несоизмеримо меньше, чем в фанерозое. Поэтому возникновение фотосинтеза еще не обеспечило насыщение атмосферы кислородом. А. Б. Ронов и другие исследователи считают, что кислород в атмосфере в значительных количествах появился лишь после раннего рифея. Некоторые ученые, основываясь на анализе изотопов серы (Виноградов и др., 1976) и урано-ториевого отношения золото-урановых россыпных руд системы Витватерсранда Трансваля, утверждают, что окислительная атмосфера существовала еще до раннего протерозоя. Однако, по мнению Б. В. Тимофеева (1977), на рубеже 2,0—1,6 млрд. лет. содержание O_2 достигало 1% от содержания его в современной атмосфере. По представлениям Л. Беркнера и Л. Маршалла, на начало кембрия содержание кислорода в атмосфере не превышало 0,01% современного количества.

Вероятно, в первой половине раннего протерозоя кислорода в атмосфере было намного меньше, чем в настоящее время. Жизнь существовала только в водоемах (озера и моря). Суша, как и в конце архейской эры, представляла собой безжизненную примитивную пустыню преимущественно с восстановительными реакциями. Об этом свидетельствует отсутствие красноцветов, наличие пиритовых, золото-урановых конгломератов и кварцитов, магнетитсодержащих кварцитов. Красноцветы появились на рубеже 2,0 млрд. лет назад. Атмосфера очистилась от CO_2 в результате образования толщ карбонатных отложений, почти полностью удалились аммиак, метан. Дождевые воды характеризовались нейтральными реакциями. В первой половине раннего протерозоя температура поверхности Земли была еще высокой, очевидно, поэтому процессы испарения протекали интенсивно. В результате даже ландшафты наиболее влажного климата относительно мало увлажнились. Грунтовые воды, видимо, мало отличались от дождевых; ниже, в профилях коры выветривания, из-за выщелачивания легкорастворимых компонентов пород и повышения pH, они колебались от нейтральных до слабо щелочных. Как известно, в слабо щелочных средах процессы химического выветривания пород протекают очень вяло (Гинзбург,

1963). Слабое проявление химического разложения алюмосиликатов способствовало образованию слабо гидратированных минералов типа серицита, хлорита, вермикулита. Кремнезем мигрировал очень слабо, а иногда отлагался в профилях кор выветривания. Калий, кальций и магний в отдельных профилях кор накапливались за счет синтеза новых минералов — карбонатов, хлоритов, серицита, вермикулита.

В первой половине раннего протерозоя возникли ареалы миоаридного, миогумидного климата. В связи с этим впервые в геологической истории создавались предпосылки для развития в субэаральных условиях двухзональных профилей кор химического выветривания, сложенных образованиями двух нижних зон: бластоварилитов и микстолитов, т. е. кор выветривания микстолитового типа. Другая важнейшая особенность первой половины раннего протерозоя — зональное распространение кор выветривания по площади: коры выветривания с двухзональным строением профилей развиты на юго-западе Русской платформы и совпадают с ареалом миогумидного климата. В пределах ареала миоаридного климата коры выветривания раннего протерозоя либо отсутствуют, либо представлены фрагментами кор выветривания бластоварилитового типа в ассоциации с перекрывающими их конгломератами. Зональное распространение кор выветривания можно объяснить только существованием в первой половине раннего протерозоя разных климатических зон и связанных с ними типов литогенеза (рис. 7.)¹.

Вторая половина раннего протерозоя во многом отличается от первой. Количество кислорода в атмосфере и гидросфере еще более увеличивалось. Это подтверждается появлением многоклеточных растений и животных в водоемах (радиолярии, губки, кишечнополостные, членистоногие). Суша еще представляла собой примитивную пустыню, но уже с окислительными реакциями. Однако интенсивность окислительных реакций была очень слабой. Тем не менее в субэаральной обстановке синтезировались простые окислы — Fe_2O_3 , MnO_2 , SiO_2 , гидроокислы железа и др. Живые организмы не покидали водоемов, однако представляя собой примитивные эфемеры, они не могли влиять на ход геохимических процессов.

Впервые на поверхности Земли проявилась климатическая зональность. По индикаторам климатов однозначно можно выделить миогумидную и миоаридную (по эвапоритам и карбонатным красноцветам) зоны. Первая пролегла по югу Восточно-Европейской платформы и к югу от Великих озер Северо-Американского континента, вторая располагалась на севере Северо-Амери-

¹ Карта составлена А. И. Паком с использованием материалов В. П. Арсентьева и др. (1977), А. К. Башарина и др. (1976), Ч. Б. Борукаева (1976), У. Р. Badham, С. W. Shanworth (1975), М. Н. Воскресенской и В. К. Головенко (1971), В. З., Т. Ф. Негруцы (1975), П. Писнаара (1967), А. А. Додатко (1980), В. А. Соколова, К. И. Хейсканене (1966) и др.

канского континента и в Гренландии (рис. 7). Южный аридный пояс фиксируется развитием красноцветов, магнетитовых доломитов на юге Африки, на Памире и т. д. Несмотря на существование климатической зональности, различия ландшафтов и климатических поясов в конце раннего протерозоя на древних

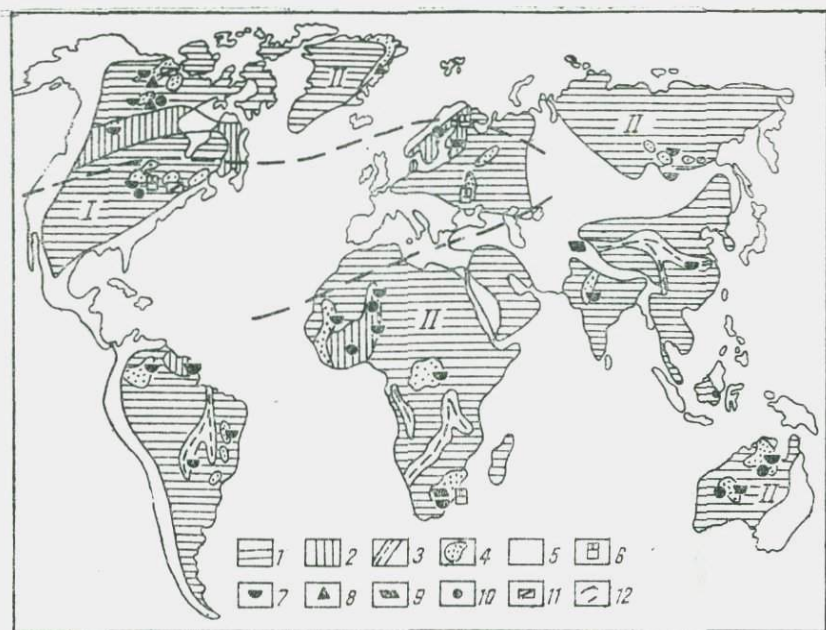


Рис. 7. Схематическая карта распространения кор выветривания и литогенетических индикаторов климата на континентах раннего протерозоя (тектоническая основа по М. Б. Муратову, 1979).

1 — блоки, сложенные архейскими образованиями, 2—3 — раннепротерозойские складчатые области, 4 — плиты (протоплиты), 5 — протогоеосинклинальные области раннего протерозоя, 6 — коры выветривания микстолитовые (кварц-серпичитовые, кварц-серпичит-вермикулитовые, кварц-хлорит-серпичитовые и подобного им состава); 7 — коры выветривания отсутствуют, 8 — эвапориты, 9 — магнетиты, 10 — красноцветы, 11 — трещины усыхания (в осадочных формациях), 12 — предполагаемые границы климатических областей; предполагаемый климат: I — миоумидный, II — миоаридный.

континентах не столь контрастные, как в фанерозое. При отсутствии наземной флоры вся специфика геохимии ландшафтов, а следовательно, и особенности процессов корообразования определялись составом атмосферных осадков. Анализ состава осадочной формации второй половины раннего протерозоя показывает, что они образовались в водах со слабо щелочной и щелочной реакций. По-видимому, в результате выноса катионов различных металлов из областей выветривания пород в водах Мирового океана, морей и других водоемов значение pH увеличилось до щелочной. Самородная сера и сероводород, поступающие в морскую воду с вулканическими эксгаляциями, в кислород-

ной среде переходили в сульфатную форму с образованием эвапоритов миоаридной зоны. В связи с химическими процессами в гидросфере, уменьшением CO_2 и увеличением O_2 изменились формы осаждения многих поливалентных элементов. В кислородной водной среде они стали отлагаться в виде окислов, а в глубоких горизонтах окисные формы переходили в закисные, образуя карбонаты, гидросиликаты и сульфиды.

Дождевые воды характеризовались слабо щелочной реакцией. В связи с отсутствием растительности и продуктов ее разложения рН дождевых вод в приповерхностной части суши (зона выветривания) не только не уменьшался, но, напротив, за счет приобращения катионов щелочных металлов и других химических элементов увеличивался. В результате в корях выветривания формировались главным образом слюдитые минералы (серицит, вермикулит, хлорит и др.), а также окислы железа.

Как и в первой половине раннего протерозоя, наиболее мощные коры выветривания развивались в миогумидной тропической климатической зоне. Причем, под воздействием вод со слабо щелочной реакцией образовались слюдитые минералы. Минералы железа представлены преимущественно гематитом, гидроокислы не установлены. Основная форма выделения окислов железа в корях выветривания в виде гематита объясняется, по-видимому, малым содержанием свободного кислорода в атмосфере и приповерхностной части суши. В миоаридных зонах литогенеза формировались преимущественно эфемеры кор выветривания бластоварилитового типа.

Изучение баланса вещества показало частичный вынос алюминия из профилей кор выветривания. Из-за отсутствия наземной растительности гели алюминия по пути миграции, видимо, связывались с другими химическими соединениями (кремнеземом, гидрокарбонатами кальция и др.) В связи с этим исключалась возможность возникновения окислов алюминия. Следовательно, латеритные бокситы в конце раннего протерозоя в корях выветривания формироваться не могли, очевидно, вынос алюминия в зону осадконакопления привел к образованию осадочных руд алюминия и других высокоглиноземистых осадочных пород. Подтверждается это наличием корундитов, диаспорсодержащих и высокоглиноземистых пород в топтергинской серии Патомского нагорья (Головенко, 1971), а также в других районах. Причем, корундиты и диаспориты, видимо, представляли собой продукты метаморфогенного преобразования давсонита, джюрмтьерита.

Позднепротерозойский этап. В позднем протерозое, особенно в среднем и верхнем рифее, наблюдался бурный расцвет фитопланктонной флоры. По Б. В. Тимофееву (1977), появляются неизвестные ранее растительные организмы: ладьевидные формы *Scaphomorpha*. Среди них возрастает видовое и родовое разнообразие мелких сфероморфид. Особый интерес представляют обнаруженные в ряде разрезов верхнего рифея Сибирской плат-

формы и другие микрофоссилии, напоминающие по облику *Phycomycetes* (водоросли-грибы), и первые *Metaphyta*. Растительный детрит становится разнообразнее. Встречаются массовые скопления трихомов водорослей. В верхнем рифее значительно изменяется флора, знаменующая рубеж между рифеем и вендом.

В венде отмечается дальнейшее развитие фитопланктонной флоры, бурых и синезеленых водорослей, появляются эндроморфиды. Резко увеличивается ареал распространения красноцветных и эвапоритовых отложений. Все это свидетельствует о том, что кислорода в атмосфере и гидросфере стало намного больше, чем в раннем протерозое. Тем не менее биологический круговорот, видимо, осуществлялся только простейшими животными, водорослями и бактериями. Рифейская суша представляла собой примитивную пустыню с окислительной средой, благоприятной для выщелачивания и миграции многих подвижных элементов, которые, не задерживаясь на материках, поступали со стоком в моря и озера.

Наряду с химической формой миграции в истории Земли появилась биогенная. Так, в обмене веществ синезеленых водорослей значительная роль принадлежала железу и меди. Предполагают, что накопление CaCO_3 осуществлялось морскими синезелеными водорослями, которые отложили огромные толщи известняков, очистив тем самым атмосферу от CO_2 и обогатив ее кислородом. В результате содержание CO_2 в атмосфере резко уменьшилось, возможно, до уровня фанерозойского или несколько меньше. Дождевые воды, вероятно, характеризовались нейтральной или слабо щелочной реакцией. Однако в верхней части зоны выветривания щелочно-кислотные свойства дождевых вод несколько изменялись. При окислении сульфидов железа грунтовые воды локально становились слабо кислыми. В связи с этим в верхней части профилей кор выветривания чаще синтезировались монтмориллониты, гидрослюда, а ниже по профилю — каолиниты. Коры выветривания с подобным строением отмечаются на Русской и Сибирской платформах (Махнач, Левых, 1973; Коры выветривания Сибири, 1979).

В результате анализа распространения литогенетических формаций, рассматриваемых в качестве индикатора палеоклимата, более четко разграничены широтные климатические пояса (зоны): субгумидные и субаридные тропические (рис. 8)*. Субаридные климатические области выделены на основании распрос-

* Карта составлена А. И. Паком с использованием материалов А. К. Башарина и др. (1976), Ч. Б. Борукаева (1976), А. И. Анатольевой (1972), J. Ganiels, W. A. Wilso (1970), М. Н. Доброхотова, И. П. Щербакова (1979), О. А. Вотах и др. (1977), Y. A. Gonalddson (1969), С. Д. Газенко и др. (1971). Коры выветривания Сибири (1979), М. Krishnan (1968), С. В. Левченко и др. (1975), А. С. Махнач и Н. Н. Левых (1973), Y. Offerberq (1967), Э. А. Шамшиной, Л. В. Никишовой (1971), В. М. Чайка (1979) и др.

транения комплексов литогенетических формаций: континентальных карбонатных красноцветов, карбонатных пестроцветов, эвапоритов (гипсы, калийная соль, ангидриты), а также песчаников и аргиллитов с трещинами усыхания и золовой обработки терригенного материала. О субгумидном тропическом климате свидетельствует распространение мощных кор выветривания с

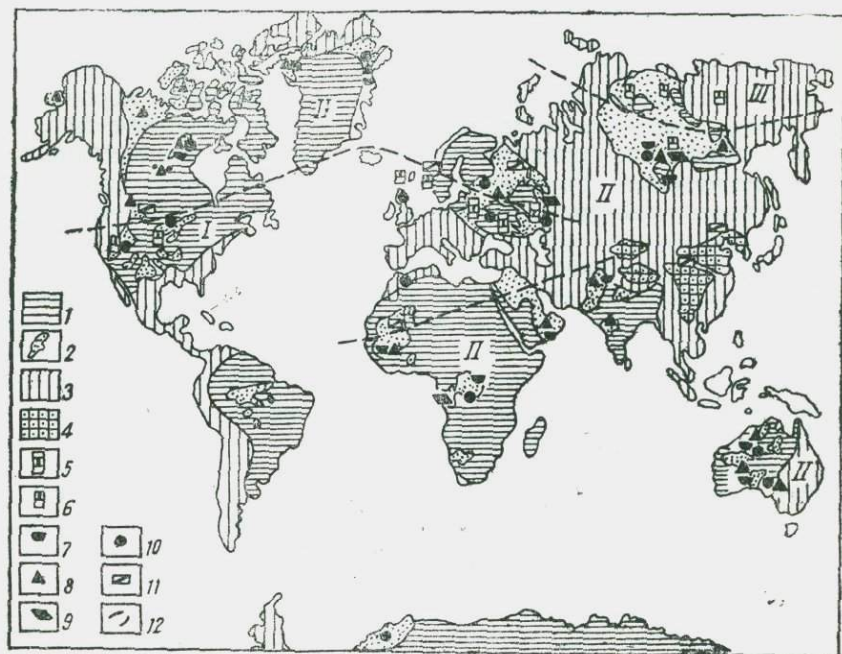


Рис. 8. Схематическая карта распространения кор выветривания и литогенетических индикаторов климата позднего протерозоя (тектоническая основа по А. К. Башарину, Н. А. Берзину, 1977).

1 — циты; 2 — плиты, прогибы, грабены; 3 — геосинклиналильные пояса; 4 — платформенные массивы, тип профилей кор выветривания; 5 — гомепелитовый; 6 — микстолитовый; 7 — коры отсутствуют; 8 — участки проявления эвапоритов; 9 — магнезиты и магнезитсодержащие породы; 10 — красноцветные формации; 11 — трещины усыхания в осадочных формациях; 12 — предполагаемые границы климатических областей; предполагаемый климат: I — субгумидный, II — субаридный, III — суббореальный (умеренновлажный).

зональным строением, отсутствие эвапоритовых формаций. В отличие от фанерозоя, в континентальных отложениях субгумидного и субаридного климатов залежи мертвого органического вещества в виде углей не известны. Следовательно, ландшафты позднего протерозоя представляли собой безжизненную пустыню. Наземная флора отсутствовала, возможно, появились примитивные наземные организмы в конце этапа — в венде. Поэтому pH дождевых вод в приповерхностной части ландшафтов субгумидных и субаридных климатических поясов оставался неизменным.

По мере циркуляции этих вод в зоне выветривания алюмосиликатных пород в результате выщелачивания щелочных и щелочноземельных элементов рН вод в большинстве случаев несколько увеличивался. Это обуславливало развитие профилей кор выветривания, сложенных новообразованными гидрослюдами, гидрохлоритами, монтмориллонитами с карбонатами, т. е. профилей гидрохлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитового и гидрослюдистого составов. Очевидно, этим объясняется развитие в верхней части профилей кор выветривания гидрохлорит-монтмориллонитового, гидрослюдисто-монтмориллонитового составов. В отдельных профилях кор выветривания (чаще в средней части и низах) отмечаются каолиниты, образовавшиеся, вероятно, в результате окисления сульфидов железа. Встречаются профили кор выветривания, верхняя часть которых представлена гидрогетит-каолинитовыми отложениями, подстилающими гидрослюдисто-монтмориллонитовые. По-видимому, формирование гидрослюдисто-монтмориллонитовых профилей с гидрогетит-каолинитовыми верхними зонами происходило в пределах автономных ландшафтов с примитивными наземными организмами. Такие ландшафты существовали, видимо, только в субгумидном тропическом поясе. Перепады рН грунтовых вод в разрезах кор выветривания между зонами были незначительными. Поэтому в результате колебания уровня грунтовых вод, вызванного тектоническими движениями, нарушалась гидрогеохимическая зональность минералообразования. Минералы глин, сформировавшиеся в разных кислотно-щелочных условиях, встречаются совместно в верхней, средней и нижней зонах. Минералы свободного глинозема в корах выветривания выделяться не могли, так как на одних участках слабо кислая среда обусловила синтез каолинита, а в ландшафтах, лишенных даже примитивных организмов, со слабо щелочными условиями образовались гидрослюды, монтмориллониты, вермикулиты, смешаннослойные минералы, карбонаты.

Таким образом, в позднем протерозое, относительно предшествующего этапа, еще более резко обозначилась климатическая зональность. В результате возникли ареалы субаридного, субгумидного и суббареального климата и предпосылки для развития кор выветривания соответствующих типов литогенеза. Видимо, субгумидные климатические зоны, в отличие от миогумидных раннего протерозоя, были более влажными. Возникли предпосылки для развития наряду с корах выветривания, похожими на коры предшествующих этапов, качественно новых кор выветривания полизонального строения профилей гомепелитового типа. Следует подчеркнуть, что ввиду отсутствия в ландшафтах резко кислых сред, образующихся в приповерхностной части суши за счет разложения растительной и животной органики в современных влажных тропиках, процессы корообразования в позднем протерозое не были так интенсивны, как во влажных тропиках кайнозоя. Поэтому в ландшафтах субгумидного тропического климата позд-

него протерозоя существовали условия для формирования в лучшем случае кор выветривания с трехзональным строением профилей гомепелитового типа главным образом глинистого состава с окислами и гидроокислами железа.

Поздневендско-фанерозойский этап. На рубеже докембрия и фанерозоя существенно изменился климат, растительный и животный мир, термический режим атмосферы, гидросферы и др. По этим признакам на данном этапе можно выделить три подэтапа: поздневендско-раннедевонский, среднедевонско-среднепалеогеновый, позднепалеогеново-антропогеновый.

На первом подэтапе в общих чертах сохранялись климаты позднего протерозоя. Но вместе с тем термический режим атмосферы у земной поверхности понизился до 40°C. Климат субгумидной зоны стал более влажным и менее жарким. На рубеже докембрия и фанерозоя образовался озоновый щит. В связи с этим возникли условия для выхода организмов на сушу. Наземные организмы представлены относительно немногочисленными примитивными видами животных и растений. Они прежде всего осваивали ландшафты приморских равнин субгумидного климата. Высшая наземная растительность отсутствовала или только начала появляться. Еще отсутствовали ландшафты с вечнозеленым растительным покровом, подобные современным влажным тропическим зонам Земли. Видимо, только местами в субгумидной климатической области существовали сильно увлажненные автономные ландшафты с примитивной наземной растительностью. Можно предполагать, что в пределах таких ландшафтов за счет разложения организмов могли возникнуть кислые почвенные и грунтовые воды. В результате взаимодействия этих вод с горными породами в профиле выветривания могли выделиться гидроокислы алюминия, создающие предпосылки для формирования кор выветривания сублиторитного типа.

Наряду с изложенным, необходимо отметить, что преобладающая поверхность суши как субгумидной климатической области, так и субаридной, видимо, лишена сколько-нибудь значительного развития растительности. Отсутствовал настоящий почвенный покров. В результате дождевые воды интенсивно размывали верхние горизонты кор выветривания. В связи с активизацией наземного вулканизма атмосфера отличалась высоким содержанием углекислоты, что обуславливало кислую реакцию дождевых вод. На преобладающей части суши господствовала окислительная обстановка. В результате в девоне на суше создались условия в лучшем случае для развития на преобладающей поверхности кор выветривания с трехзональным строением профилей гомепелитового типа.

В начале среднедевон-среднепалеогенового подэтапа климат смягчился, появились гумидные и аридные тропические и бореальные климатические зоны. Усилилось развитие наземной растительности и живых существ. На суше впервые появляются тропические

леса; в среднем и позднем девоне — преимущественно в приморских равнинах. В связи с этим здесь возникли предпосылки для образования латеритных кор выветривания главным образом на породах силикатно-карбонатного состава (например, бокситоносные коры Среднего Тимана).

В раннем карбоне произошла общая гумидизация климата; с этим периодом связан расцвет угленакпления. Климат, как и в девоне, оставался изотермическим (Синицин, 1980). В намюре произошло общее похолодание, в конце карбона усилилась сухость климата. Важнейшее событие карбонового периода — необычное распространение растительности: на суше появились тропические леса с вечнозелеными растениями. В результате распада органических веществ грунтовые воды приобрели кислую реакцию. Атмосфера значительно очистилась от CO_2 , количество кислорода в атмосфере, по данным Л. Беркнера и Л. Маршалла (1966), достигло современного уровня, вследствие чего существенно улучшились геохимические условия для процессов гипергенеза и образования кор выветривания в частности. С выделением CO_2 , ионизированного кислорода O_2^{2-} , гидроксильного иона OH^- и возрастания роли микроорганизмов грунтовые воды стали более агрессивными. В результате в ландшафтах влажных тропиков создались условия для формирования кор выветривания оксидолитового типа.

Начиная с позднего карбона и в течение пермского периода, произошла аридизация гумидных областей. Постепенно исчезла влаголюбивая растительность, резко возросла роль хвойных засухоустойчивых птеридосперм и цикадофитов. Пермский период — один из самых жарких в палеозое. На значительной части суши господствовал аридный климат.

С ранним и средним триасом связано дальнейшее повышение засушливости, ксеротермичности и континентальности климата. Гумидный тропический климат сохранился лишь на крайнем юго-востоке Азии. Отсутствие сплошного растительного покрова ограничивало интенсивное развитие кор выветривания. В позднем триасе вновь произошла гумидизация климата за счет сокращения ареала аридного. Бореальная климатическая область сходна с современной субтропической, но без зимнего сезона.

С рэтским веком (ранняя юра) связана самая значительная гумидизация климата в истории мезозоя: аридная область в Евразии почти исчезла. Ландшафты гумидной зоны покрывались хвойно-гинковыми, цикадофито-хвойно-гинковыми лесами со среднегодовой температурой соответственно 12—15 и 20—24°C. Вследствие возросшего фотосинтеза резко повысилось содержание свободного кислорода. С этим периодом связано развитие мощных геохимически глубоко проработанных полизональных кор выветривания. Однако, несмотря на изменение растительных сообществ и увеличение содержания свободного кислорода, формировались в лучшем случае оксидолитовые коры выветривания, аналогичные

по строению и составу раннекарбовым. В поздней юре наступила очередная фаза аридизации климата, усилившаяся в неокоме.

С неокомским аридным максимумом связана смена растительности; исчезли влаголюбивые формы растений и появились покрытосемянные, постепенно вытеснившие голосемянные. Благодаря общей аридизации климата уменьшились влажность и облачность и соответственно усилилось воздействие на приземные слои солнечной радиации. В апт-альб-сеномане вновь произошла гумидизация климата, в результате чего ареалы аридного тропического климата сократились почти вдвое. Среднегодовая температура бореальной области составляла 12—22°C. Начался расцвет покрытосемянных, обновление папоротников. После сеномана в течение позднего мела климат Евразии вновь подвергался аридизации.

В общем климаты мезозоя были мало дифференцированными, температура воздуха у земной поверхности несколько понизилась по сравнению с палеозоем. Мезозойский климат существенно теплее кайнозойского только в полярных областях. Значительные различия между низкими и высокими широтами отсутствовали. Существовали бореальный и тропический типы климатов. В тропическом среднемесячные температуры не выходили за пределы 28—25°C, а в бореальном колебались от 12 до 24°C. Основное разнообразие климатов мезозойской Евразии связано с особенностями распространения атмосферных осадков. Выделялись климатические области: океаническая тропическая, материковая тропическая, океаническая субареальная. В мезозое не было высоких хребтов. Поэтому рельеф мало влиял на атмосферную циркуляцию и географию климатов, не было таких граничных значений годовых сумм осадков, как 0—100 мм в современных пустынях и более 3000 мм в современных влажных тропиках. Отношение CO₂: O₂ периодически изменялось, возрастая в аридные фазы и убывая в гумидные. Но парциальное давление CO₂ в мезозойской атмосфере неуклонно снижалось. В связи с колебаниями состава атмосферы изменялось удельное значение и некоторых агентов выветривания: в раннем мезозое на процессы выветривания существенно влияло присутствие в атмосфере CO₂; в позднем мезозое возросла роль свободного кислорода и органических кислот. Несмотря на это, во влажных тропиках формировались коры выветривания, сходные с раннекарбовыми.

Климат раннего палеогена в термическом отношении мало отличался от мезозойского. По-прежнему выделялись тропические и субареальные климаты. Разница северных и южных среднемесячных температур января не превышала 20°C, тогда как сейчас она достигает 65°C. В Юго-Восточной Азии климат был влажным жарким, не дифференцированным на сезоны. Ровный годовой ход температуры, обильные атмосферные осадки до 2000—2500 мм/год благоприятствовали бурному расцвету растительности: вечнозеленые растения распространялись до высоких широт.

Рельеф большинства материков в палеогене был сравнительно плоским. В связи с этим оформлялись коры выветривания, сходные с мезозойскими.

В начале третьего подэтапа — с олигоцена — начинается континентализация климата. Появилась широтная климатическая зональность, близкая к современной: аридные, гумидные тропические и внетропические; умеренно влажные (бореальные) и полярные климаты. Заметно понизился термический режим атмосферы, достигнув современного уровня. Понижение температуры М. И. Будыко связывает с уменьшением CO_2 . Начиная с олигоцена, изменился химический состав атмосферы до современного уровня, появились и широко распространились хвойные широколиственные леса с вечнозелеными растениями во влажных тропиках; они сохранились до наших дней. В результате во влажных тропиках возникли условия для интенсификации процессов выветривания и развития оксидолитовых кор выветривания в пределах платформ и экстраоксидолитовых — в эпиплатформенных орогенах. В антропогене похолодание усилилось. Неоднократные колебания температуры и влажности привели к чередованию ледниковых и межледниковых эпох в высоких широтах и плювиальных и ксеротермических климатов в низах. Несмотря на общее понижение температуры воздуха, в приземном слое атмосферы возникла широтная климатическая зональность с разнообразными типами климата, в том числе с влажным тропическим со среднегодовой температурой воздуха более $24-25^\circ\text{C}$. В результате появились предпосылки для формирования кор выветривания разных типов литогенеза.

Таким образом, главнейшие особенности поздневендско-фанерозойского этапа следующие: смена изотермических климатов палеозоя, мезозоя, первой половины палеогена резко дифференцированными разнообразными широтными климатическими поясами и зонами; появление, а затем расцвет растительности и наземных организмов; общее понижение средних температур приземного слоя атмосферы до современного уровня; неоднократное чередование аридных, гумидных фаз, смена и обновление наземной растительности, наземных и морских организмов в конце фанерозоя. Растительность и животный мир кайнозоя представлены более разнообразными видами, чем в мезозое и палеозое. Содержание кислорода и CO_2 в атмосфере и гидросфере колебалось вследствие чередования аридных и гумидных климатических фаз. Тем не менее, в результате увеличения продуктивности наземных организмов (растения и живые существа) атмосфера во все возрастающей степени очистилась от CO_2 и стала более азотно-кислородной окислительной. Наряду с окислительными возникли ландшафты с окислительно-восстановительными и восстановительными условиями, причем, ареалы распространения восстановительных условий постоянно расширялись. В связи с увеличением количества свободного кислорода во внешних оболочках Земли возникли пред-

посылки для более интенсивного протекания окислительных процессов и соответственно возросла роль кислорода в гипергенезе.

В ландшафтах влажного жаркого тропического климата за счет разложения большого количества органического вещества увеличилось содержание CO_2 , O_2^- и органических кислот в грунтовых и почвенных водах, повысилась кислотность и агрессивность грунтовых вод. Однако при взаимодействии их с породами воды нейтрализовались и установилось геохимическое равновесие между выветривающимися породами и грунтовыми водами. В результате в аридных климатических зонах создались условия для развития кор выветривания, сложенных глинисто-сульфатно-карбонатными образованиями бластоварилитов аридного типа литогенеза.

Итак, в конце поздневендско-фанерозойского этапа возникла климатическая зональность, сходная современной, что послужило созданию условий для развития кор выветривания гумидного, аридного, бореального и полярного типов литогенеза.

Приведенный материал позволяет установить эволюцию палеогеографических обстановок формирования кор выветривания в геологической истории. Можно отметить, что в соответствии с изменением климата в течение выделенных геохронологических этапов формировались коры выветривания новых (иных) типов литогенеза (табл. 5). Причем, на общий ход развития кор выветривания разных типов литогенеза существенно влияла эволюция атмосферы, гидросферы и биосферы (рис. 9). Так, климаты катархея нам неизвестны. Лишь во второй половине этапа появилась примитивная жизнь в первичном океане. Наземные организмы отсутствовали. С этим этапом связано развитие подводных кор химического выветривания; субаэральные коры выветривания неизвестны.

В архейском этапе существовала суша. В морских бассейнах появились первые фотосинтезирующие организмы (Соколов, 1976) и свободный кислород в атмосфере. Повсеместно господствовал прааридный климат. В связи с этим на данном этапе, видимо, формировались бластоварилитовые коры выветривания прааридного типа литогенеза.

В раннепротерозойском этапе впервые возникли ареалы мио-гумидного и миоаридного климатов. В органическом мире наблюдается расцвет фотосинтезирующих организмов (Соколов, 1976), возрастает количество свободного кислорода в атмосфере и гидросфере. В результате возникли предпосылки для развития кор выветривания миоаридного и миогумидного типов литогенеза. В позднепротерозойском этапе еще более расширились площади суши. Изменились климатические условия, появились ареалы субгумидного, суббореального климата. Наземная растительность еще отсутствовала. В результате создались условия для развития кор выветривания указанных выше типов литогенеза.

В поздневендско-фанерозойском этапе, в конце, образовалась

Таблица 5

Эволюция кор выветривания (КВ) разных типов литогенеза и палеоклиматических обстановок, их формирование в истории Земли

Геохронологический этап (млрд. лет назад)					
коры выветривания и палеоклиматические условия их формирования	катархейский (4,5—3,6)	архейский (3,6—2,6)	раннепротерозойский (2,6—1,6)	позднепротерозойский (1,6—0,60)	поздневендско-фанерозойский (0,6—н/в)
Эволюция палеоклиматических условий формирования кор выветривания	—	—	—	—	Полярный (арктический)
	—	—	—	Суббареальный	Бореальный
	—	—	Миогумидный	Субгумидный	Гумидный
	?	Прааридный	Миоаридный	Субаридный	Аридный
Эволюция кор выветривания разных типов литогенеза	?	КВ прааридного климата	КВ миоаридного климата	КВ субаридного климата	КВ аридного климата
	—	—	КВ миогумидного климата	КВ субгумидного климата	КВ гумидного климата
	—	—	—	КВ суббареального климата	КВ бореального климата
	—	—	—	—	КВ полярного (арктический) климата
	—	—	—	—	—

широтная климатическая зональность, сходная современной. С этим этапом связано появление, а затем расцвет наземной растительности и живых существ. В настоящее время только в океа-

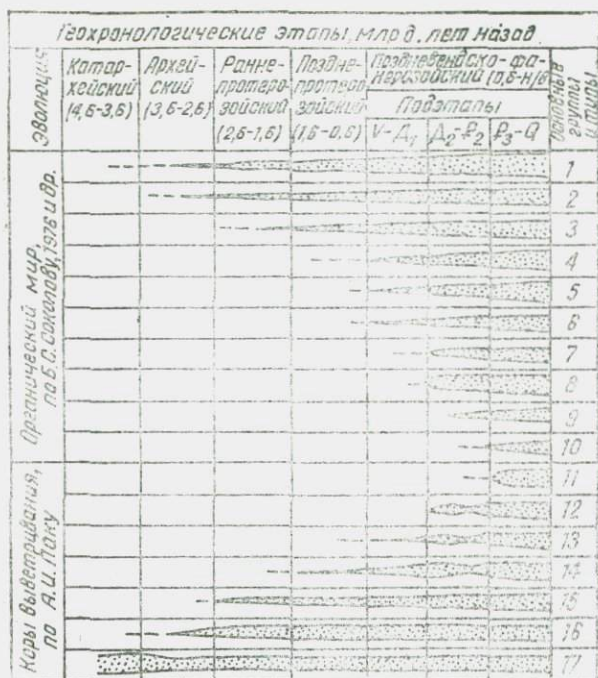


Рис. 9. Эволюция биосистем и кор выветривания в геологической истории Земли.

1 — бактерии, 2 — водоросли, 3 — эукариота, 4 — метафита, 5 — метазоа, протозоа, 6 — мягкотелые животные, 7 — рыбы, 8 — сосудистые растения, 9 — земноводные, 10 — млекопитающие, 11 — экстраоксидолитовые (экстралатеритные), 12 — оксидолитовые (латеритные), 13 — субоксидолитовые (сублатеритные), 14 — гомепелитовые, 15 — микстолитовые, 16 — бластоварилитовые, 17 — субаквальные.

не обитает около 10 тыс. видов растений, около 160 тыс. видов фауны. В результате фотосинтеза на Земном шаре ежегодно образуется более 100 млрд. т органического вещества. Появилась возможность развития кор выветривания аридного, гумидного, борельного и полярного типов литогенеза, начиная с олигоцена.

ЭВОЛЮЦИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Согласно современным представлениям (Хаин, 1973; Шоу, 1980; и др.), на самом начальном этапе развития Земли, в азое (5,0—4,6 млрд. лет назад), произошло

разделение Земли на ядро и мантию; базальтовая кора еще не существовала. Следовательно, на этом этапе геологические предпосылки для развития кор выветривания отсутствовали.

Катархейский этап. В первой половине катархея (4,6—4,0 млрд. лет назад) предполагается (Яншин, Монин, 1983) образование первичной базальтовой оболочки Земли. В дальнейшем под воздействием давления и теплового потока она подвергалась изменению и в настоящее время находится на гранулитовой ступени регионального метаморфизма, пройдя, вероятно, зеленосланцевую ступень катархея и амфиболитовую в архее. Во второй половине катархея (4,0—3,6 млрд. лет назад) в результате гранитизации первичной базальтовой коры формировалась первичная континентальная литосфера (Хаин, 1973; Яншин, Монин, 1983). Участки сильно гранитизированной земной коры «всплывали» в виде первых эмбрионов будущих континентов (протоконтинентов, А. М. Гудвина); они представляли собой островные поднятия в поперечнике немногим более десятков и первых сотен километров. Появление центров стабилизации в катархее Е. В. Бибикова и др. (1981) связывают с геохронологическим интервалом времени 3,6—3,8 млрд. лет (поздний катархей). Таким образом, условия для развития субаэральных кор выветривания на протяжении всего катархея практически отсутствовали, за исключением конца катархея.

Архейский этап. В архее продолжалось наращивание земной коры за счет накопления на поверхности мощных вулканогенных и осадочных толщ и их последующего метаморфизма и гранитизации (Хаин, 1973). Области материкового архея характеризовались двухслойным строением: гранитным и перекрывающими их вулканогенно-осадочными отложениями (Горлов, 1977; и др.). В раннем архее существовали крупные поднятия, сложенные гранитно-гнейсовым субстратом (Гудвин, 1980; и др.). Об этом свидетельствуют мощные толщи (6—9 км) нормально осадочных формаций на Канадском, Алданском щитах и др., а также горизонты конгломератов в разрезах архея Балтийского, Алданского, Канадского щитов и др. (Барагер и др., 1977 Масленников; 1969; Кулиш, 1973; и др.).

В позднем архее проявилась складчатость, метаморфизм и гранитизация, известные под названием кеноранской (Канадский щит), родезийской (Южно-Африканский) и беломорской (Балтийский щит). Образовались многочисленные гранитно-гнейсовые купола. Области прогибания во многом сходны с геосинклиналями (Хаин, 1973).

Таким образом, важнейшей особенностью тектоники архея в отличие от предшествующего этапа является возникновение гранито-гнейсовых куполовидных поднятий — «эократонов», по В. Е. Ханну (1977); типичные платформы отсутствовали. Архейские эократоны характеризовались сложным тектоническим строением. Формирование их завершилось в конце архея. В целом

тектонический режим архея протогеосинклиальный или протоэвгеосинклиальный (Салоп, 1982), поэтому и менее благоприятный для развития кор выветривания. Однако в отличие от катархея с образованием континентов впервые в геологической истории возникли предпосылки для формирования в суббарреальных условиях кор выветривания, в лучшем случае, бластоварилитового типа.

Раннепротерозойский этап. К началу протерозоя (Ханн, 1977), земная кора современных платформ приобрела нормальную для этих структур мощность. В конце раннего протерозоя она составляла 30—35 км и мало отличалась от архейской. Создание консолидированной части земной коры в значительной мере завершилось. На месте архейских «протоконтинентов» А. М. Гудвина или «эократонов» В. Е. Ханна (1977) возникли «протоплатформы» Е. В. Павлонского (1970).

Таким образом, в раннепротерозойской эре заканчивается становление гранитно-метаморфического слоя (фундамента) платформ и окончательно складываются материковые массивы; на общих пространствах образовался осадочно-вулканогенный платформенный чехол (Муратов, 1979).

Протоплатформы представляли собой сравнительно устойчивые архейские блоки континентальной коры, сотни, местами более тысячи километров в длину (Тугаринов, Бибикина, 1976; и др.). Их устойчивость подтверждается характером сохранившихся на них осадочно-вулканогенных образований, имеющих все признаки осадочного платформенного чехла и выполняющих впадины типа синеклиз (например, Трансваальская в Южной Африке, Гвианская на севере Южной Америки и т. п.). По Е. В. Павловскому (1970), протоплатформы отличались малой пластичностью и высокой проницаемостью. На них возникли, изолированные гранито-гнейсовые купола, деформировавшие мощный осадочный чехол. Изредка фундамент и чехол расщелились длинными глубокими трещинами, по которым проникала ультраосновная, основная и даже кислая магма. Иногда породы чехла были регионально метаморфизованы и смяты в складки. Протоплатформы не играли роли «жестких ядер», не обростали по периферии более молодыми складчатыми зонами.

Протоплатформы ограничивались по площади поясами осадконакопления, складчатости и вулканизма — «протогеосинклиналями» Е. В. Павловского (1970), являющимися наследниками зеленокаменных поясов архея. Протогеосинклинали отделялись от платформ глубинными разломами — краевыми швами; возникла устойчивая сеть разломов, пронизывающих земную кору (литосферу). В протогеосинклиналях впервые обозначилась латеральная зональность, разделенная на миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны. В результате инверсии в этих внутренних зонах образовались антиклинории.

Протогеосинклинали были сравнительно не крупными и менее протяженными, чем более поздние их аналоги (рис. 7). Они от-

личались разнообразием ориентировки даже на довольно ограниченных площадях; на орогенной стадии их развития достаточно типичные и крупные передовые и межгорные прогибы, а также смежные геосинклинальные поднятия не возникали (Марков, 1964; Муратов, 1979).

Итак, в первой половине раннего протерозоя впервые в истории Земли возникли континентальные массивы — протоплатформы и протогеосинклинальные зоны. В конце этапа проявилась интенсивная складчатость (раннекарельская и др.) и гранитизация. В течение второй половины раннего протерозоя развивались геосинклинальные системы, заложенные в начале раннего протерозоя, завершившиеся складчатостью (свекофенской на Балтийском щите, гудзонской на Канадском, саамской в Африке). Таким образом, в раннем протерозое возникли предпосылки для образования геологических типов кор выветривания, во многом отличных от катархейских и архейских, прежде всего кор выветривания протоплатформ и протогеосинклинальных складчатых областей. Коры выветривания протогеосинклинальных областей в отличие от протоплатформенных ограниченно распространены по площади и связаны главным образом с локальными орогенными поднятиями типа антиклинориев, сформировавшихся во внутренних частях протогеосинклинальных областей. В связи с проявлением протоплатформенного чехла (Павловский, (1970), хотя и на весьма ограниченных площадях впервые в истории Земли стали формироваться коры выветривания осадочных пород окраин протоплит, например, внутри ятулийского комплекса (Докембрийские коры..., 1975).

Позднепротерозойский этап. К началу позднего протерозоя в основном оформились материковые массивы (платформы) и геосинклинальные пояса (Муратов, 1979). Одно из важнейших условий древних платформ позднего докембрия — их высокое положение (Ханн, 1973). На таких высоко поднятых платформах, как Восточно-Европейская, Северо-Американская, Бразильская и отчасти Африканская, море покрывало лишь наиболее погруженные их части, заходя в авлакогены и области перикратонных опусканий. Складчатый фундамент платформ сложен различными метаморфическими и изверженными породами, осадочный чехол — терригенными и карбонатными (Берзин, 1970; Шубер, Фор-Мюре, 1973; Салоп, 1982). По особенностям строения рифейские геосинклинальные системы достаточно близки к палеозойским, за исключением отдельных деталей, связанных с меньшим размахом рельефа в орогенном этапе развития позднекембрийских структур.

В структурном плане позднего протерозоя Евразийского континента выделялись Сибирская, Индостанская, Северо-Китайская, Южно-Китайская платформы, разделенные позднепротерозойскими геосинклинальными поясами. На юго-западе Балтийского щита выделялись узкие синклиновые зоны, в кото-

рых накапливались геосинклинальные комплексы Дальсландия (возраст 0,85—1,0 млрд. лет). Подробные геосинклинальные структуры на других платформах Евразийского континента не известны. Остальные части платформ Евразии представляли приподнятые тектонические блоки, особенно в начале первой половины позднего протерозоя. Это подтверждается тем, что формирование плащеобразного осадочного покрова раньше началось на Сибирской платформе — 1,6 млрд. лет, затем на Северо-Китайской — 1,6 млрд. лет и Южно-Китайской — 1,0 млрд. лет (Парфенов, 1970). Причем, отложения данного возраста располагаются преимущественно по периферии платформ, тяготея к складчатым зонам. Это отчетливо видно на примере Сибирской платформы, в центральной части которой на фундамент налегают вендские образования, тогда как на Русской платформе рифейские устанавливаются лишь в узких грабенообразных прогибах, а платформенный покров представлен вендом (Парфенов, 1970). Вся территория современной Северо-Американской платформы представляла собой, по А. К. Башарину и др. (1976), щит, в пределах которого развивались плиты Телон, Атабаска, Туле и др., а также крупные линейные прогибы (оз. Верхнее), сложенные терригенными красноцветными образованиями (Семихатов, 1974). По его периферии развивались геосинклинальные системы — Кордильерская, Иннуитская и Аппалачская с их внешней и внутренней зонами (Stockwell а. о., 1973).

Тектоническая позиция Южно-Американского континента сходна с позицией Северо-Американской платформы. Согласно данным Н. А. Берзина (1970), к началу позднего протерозоя здесь существовали устойчивые поднятия, сложенные архейскими и раннепротерозойскими образованиями. В его пределах, главным образом в бассейне р. Амазонка (Амазонский прогиб и др.), выделялись плиты, состоящие из континентальных отложений. По периферии платформ располагались Уругвайско-Бразильская и Андийская геосинклинальные области. В первой, заложенной в раннем протерозое с проявлением интрузии гранитов, складчатость завершилась в конце рифея в интервале 800—700 млн. лет; затем в венде на ней начал формироваться осадочный чехол. Андийская геосинклиналь заложена в среднем рифее и продолжала развиваться в течение позднего протерозоя, в том числе венда и раннего палеозоя включительно.

На Австралийском континенте начало позднего протерозоя (Борукаев, 1976) знаменуется образованием эпикратонной геосинклинальной области Аделаида на рубеже 1,4 млрд. лет, а около 1000 млн. лет назад — пояса Аламиес-Банджемолл. Предполагают, что в это время появились плиты и узкие приразломные впадины, ограничивающие континент с запада и юга. Граница геосинклинальных и платформенных областей не была постоянной. Кристаллический цоколь распространялся практически на всей площади континента.

Преобладающая часть Африканского континента, по мнению Ю. З. Елизарьева и др. (1976) в позднем протерозое представляла собой выходы докембрийского цоколя, сложенного архейскими, раннепротерозойскими складчатыми образованиями, отчасти «протоплатмофренным чехлом» (Павловский, 1970). На них в ряде участков развивались геосинклинальные зоны и плиты. Верхнепротерозойские геосинклинальные области существовали в районах Красного моря, Юго-Западной Африки, в районе озер Танганьики и Ньяса, а также на Северо-Африканском континенте. Для всех областей характерна удлиненная форма геосинклиналей, наличие интрузии гранитоидов с возрастом 0,7—1,0 млрд. лет (Сапог, 1982). Это свидетельствует о том, что в геосинклинальных областях, с которыми связано развитие кор, складчатость завершилась в верхнем рифее.

Плиты формировались в Северной Африке, Аравии, Юго-Западной Африке и на территории Южно-Африканской республики (Карру-Калахари, Конголезская, Аравийская и др.). Нижняя часть их сложена геосинклинальными терригенными, вулканогенными и эффузивными породами раннего и среднего докембрия, верхняя — платформенными образованиями верхнего протерозоя (Шубер, Фор-Мюре, 1973).

Таким образом, на всех континентах позднего протерозоя существовали устойчивые поднятия — щиты, массивы, плиты, ограниченные геосинклинальными поясами, в пределах которых, главным образом во второй половине позднего протерозоя, проявлялась байкальская складчатость, завершившаяся интрузивной деятельностью. Однако далеко не на всех континентах байкальская складчатость началась одновременно и с одинаковой интенсивностью. В одних случаях геосинклинальные прогибы формируются с раннего рифея, в других — со среднего. Во второй половине рифея проявились орогенные процессы, о чем свидетельствует накопление орогенных моласс. К началу венда в геосинклинальных прогибах байкальская складчатость в основном закончилась (Келлер, 1973). В Атлантической области (страны Европы) и восточной части США в середине венда происходит перестройка структурного плана. Таким образом, в Атлантической области этапы байкальской складчатости завершились позже, чем в Сибирской и Тихоокеанской. В интервале времени 1400—1100 млн. лет с тектонической активностью связаны раздробление краевых частей платформ, воздымание отдельных блоков и усиление магматической активизации; контрастность вертикальных движений была значительно меньше, чем в позднем фанерозое.

На протяжении раннего палеозоя происходило дальнейшее развитие геосинклинальных поясов и платформ, наметившихся в позднем протерозое. Складчатость, метаморфизм и гранитизация байкальской тектоно-магматической эпохи привели к замыканию геосинклиналей и образованию складчатых систем Мавританид, Сахарид, Бразилид, Монголид и др.; они спаяли воедино древние

платформы полушария, что привело к возникновению высоко поднятого суперконтинента Гондваны и одновременно опусканию платформы Лавразийской группы, в которых даже щиты оказались залитыми морем (Хаин, 1973). Лишь в эпоху отмирания Уральской и других геосинклиналей в северном полушарии образовался новый суперконтинент — Лавразия.

Таким образом, уже в позднем протерозое существовали типичные платформы, состоящие из плит и щитов, и геосинклинальные системы с прогибами и антиклинорными складчатыми поднятиями (орогенами). В результате возникли предпосылки для формирования кор выветривания, в геолого-тектоническом отношении сходных с позднефанерозойскими. Причем, относительно приподнятые участки континентов (щиты, массивы) при слабой контрастности вертикальных движений относительно позднего фанерозоя благоприятствовали их развитию и захоронению под трансгрессивными осадочными формациями платформенного чехла (предюдомские, голоустенские коры выветривания Сибирской платформы, рифейские и вендские коры выветривания Русской платформы и др.). В пределах геосинклинальных зон, возникших по периферии платформ процессы корообразования на одних участках континента оказались прерванными в начале рифея, на других — в середине и позднем рифее. После завершения байкальской складчатости и связанной с ней тектоно-магматической активизации процессы корообразования в пределах этих геосинклинальных систем возобновились, но в разное время. Б. М. Келлер (1973) отмечает, что на заключительной орогенной стадии развития размах рельефа внутри геосинклинальной области невелик. Поэтому после завершения байкальской складчатости на преобладающей части геосинклинальных складчатых зон формируется осадочный чехол, под которым в отдельных случаях устанавливаются реликты кор выветривания.

Наряду с корами выветривания щитов и типичных геосинклинальных областей впервые начали формироваться коры выветривания активизированных частей эпиплатформенного орогена в пределах фундамента платформ и осадочного покрова плит. В активизированных частях древних щитов возникли наиболее благоприятные условия для интенсивных процессов образования кор выветривания. В активизированных частях окраин плит коры выветривания развивались непродолжительное время, поэтому они здесь менее мощные.

Поздневендско-фанерозойский этап. Согласно представлениям В. Е. Хаина (1973), В. М. Муратова (1979) и др., в пределах континентального блока земной коры в фанерозое существовали типичные платформы, геосинклинальные складчатые системы и эпиплатформенные пояса. Наиболее значительные платформы — Канадская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Северо-Американская, Бразильская, Африканская, Австралийская, Индостанская. Они отличались

спокойными тектоническими режимами и хорошо развитыми пенепленами. Последние временами вовлекались в трансгрессии мелководных эпиконтинентальных морей. Очевидно, равнинный характер рельефа местами обуславливал высокий уровень грунтовых вод и затрудненный их дренаж. В связи с этим имелись предпосылки для развития кор выветривания полизонального строения профилей.

Геосинклинальные области, напротив, отличались высокой подвижностью и сильной расчлененностью рельефа. Глубокие впадины чередовались здесь с приподнятыми грядками. Земная кора была пронизана сетью разломов, по которым перемещались отдельные блоки, по трещинам изливались лавы и выбрасывались продукты вулканической деятельности как в пределах континентов, так и акваторий мирового океана. В палеозое проявились каледонская и герцинская складчатости, завершившиеся орогенезом, образованием складчатых сооружений Урала, Аппалачей, Центральной Европы, Тянь-Шаня, Западного Саяна и др.

Очевидно, активные тектонические движения и связанные с ними энергичные денудационные процессы отрицательно сказывались на развитии и сохранности кор выветривания. Лишь в приморских равнинах в карстовых ландшафтах формировались терра-росса с локальными проявлениями карстовых бокситов, отмечавшиеся в Южном Тянь-Шане (Мусин, 1957) и др. Вместе с тем, в девоне и карбоне в отдельных частях платформ активизировались тектонические процессы; в результате появились горстообразные поднятия (Воронежский кристаллический массив, Лужемский выступ на Русской платформе и др.) Во влажных тропиках в пределах таких выступов формировались полизональные профили кор выветривания оксидолитового типа.

В конце палеозоя и начале мезозоя в результате денудации герцинских складчатых сооружений возникли пенеплены (денудационные цокольные равнины). С наступлением мезозоя началось опускание всех материков. Трансгрессия моря продолжалась в основном до олигоцена; лишь на отдельных континентах (Африка, Индостан) кратковременно проявлялась в среднем эоцене. Общая тенденция опускания материков сопровождалась образованием мезозойско-палеогенового глобального пенеплена, а трансгрессии обуславливали высокое стояние уровня грунтовых вод. Таким образом, во влажных тропиках имелись предпосылки для развития полизональных кор выветривания оксидолитового типа.

На рубеже мезозоя и кайнозоя, а на некоторых материках в среднем и позднем палеогене происходило поднятие материков. Евразия и Африка в середине кайнозоя представляли единый материковый массив, спаянный горными сооружениями Средиземноморского геосинклинального пояса. В результате понизился уровень грунтовых вод, начался интенсивный вынос растворенных элементов из профилей выветривания, резко возросли водообмен и приток пресных слабоминерализованных вод в зону выветри-

вания пород. Все это способствовало развитию во влажных тропиках экстраоксидолитовых кор выветривания, отличных от оксидолитового типа профилей предшествующего мезозойского периода. В раннем и среднем палеогене не было современных гор и типичных эпиплатформенных орогенов. Они оформлялись в течение олигоцен-четвертичного периода при активизации складчатых систем от байкальского до герцинских и киммерийских, испытавших платформенный режим и существенное выравнивание. Аналогичные эпиплатформенные пояса возникли и на более ранних этапах истории Земли, но на данном этапе они стали более значительными, чем эпигеосинклинальные орогенные (Хаин, 1973). Итак, в поздневендско-фанерозойском этапе, начиная с конца венда до среднего палеогена коры выветривания развивались в условиях платформ и геосинклинальных складчатых областей, а с олигоцена по настоящее время — в эпиплатформенных орогенах. Проявление эпиплатформенных орогенных тектонических движений в олигоцен-четвертичном периоде качественно новых, отличных от движений наиболее ранних этапов истории Земли, обусловило формирование кор выветривания экстраоксидолитового типа профилей. Основными факторами при формировании нового типа кор выветривания явились интенсивный дренаж вод и энергичный вынос растворенных в них кремнезема и оснований благодаря общим восходящим движениям тектонических блоков как в областях геосинклинальных складчатых поясов, платформ, так и эпиплатформенных орогенов.

Таким образом, в истории геологического развития поздневендско-фанерозойского этапа и связанных с ними процессов образования кор выветривания четко различаются три важнейших подэтапа. Первый охватывает промежуток времени между поздним вендом и ранним девоном. В начале подэтапа возникли типичные платформы, геосинклинальные складчатые системы и эпиплатформенные орогены. С этим подэтапом связано развитие субоксидолитовых кор. Во втором подэтапе намечалось раскалывание древнего фундамента, вызванное образованием рифтовых зон в пределах платформ и заложением по ним геосинклиналей среднего палеозоя (Уральская и др.). В связи с этим на фоне активизации дифференцированных тектонических движений в общей тенденции воздымания древних платформ, обусловленных развитием геосинклинальных систем, появились крупные внутриплатформенные поднятия (Воронежский массив и др.) и депрессии (Днепровско-Донецкая впадина и др.). Поднятия послужили благоприятной ареной развития впервые в геологической истории оксидолитовых кор выветривания. В течение верхнего палеозоя, мезозоя и отчасти раннего и среднего палеогена в пределах древних и молодых платформ сохранились стабильные тектонические условия; формировались коры выветривания, сходные со среднепалеозойскими. Третий подэтап тектонического развития на одних платформах относится к олигоцен-четвертичному периоду, на

других — к неоген-четвертичному. Особенность данного подэтапа — проявление орогенных процессов, равных которым по интенсивности и размаху не было в истории Земли. Он охватил как древние докембрийские и фанерозойские платформы, так и байкальские, каледонские, киммерийские и альпийские геосинклинальные складчатые системы. Для предшествующих подэтапов эти процессы имели локальное значение и сопровождались местными опусканиями и поднятиями отдельных участков платформ, а на данном подэтапе они охватили все континенты мира. Причем, амплитуда вертикальных перемещений несоизмеримо больше раннепалеозойских. Все это обусловило оптимальную обстановку для интенсивного выноса растворенных химических элементов из профилей выветривания влажных тропиков и формирования в пределах платформ оксидолитового типа профилей кор выветривания, а в эпиплатформенных орогенах — экстраоксидолитового.

Приведенный материал свидетельствует об эволюции тектонических условий и влиянии их на развитие кор выветривания в геологической истории (табл. 6). Так, в катархейский этап не было ни платформ, ни геосинклинальных систем, поэтому тектонические предпосылки для развития кор выветривания в субаэральных условиях отсутствовали. В архейском этапе впервые возникли зократоны сложного тектонического режима. С этим этапом связано образование примитивных по составу бластоварилитовых кор выветривания зократонов. В раннепротерозойском этапе возникли протоплатформы и протогеосинклинальные складчатые области. В этих структурах формировались коры выветривания соответствующих геологических типов по составу бластоварилитового и микстолитового типов. Позднепротерозойский этап характеризуется образованием древних платформ и геосинклинальных складчатых систем; орогенные процессы менее интенсивны, чем в фанерозое; платформы — высоко приподнятые. Все это способствовало развитию соответствующих геологических типов кор выветривания по составу бластоварилитового, микстолитового, гомепелитового типов. В заключительном поздневендско-фанерозойском этапе стабилизировались древние платформы; в его пределах и по периферии возникли геосинклинальные складчатые системы; часть из них превратились в молодые платформы. В конце этапа интенсивные орогенные процессы охватили как древние и молодые платформы, так и геосинклинальные складчатые системы. В связи с этим в данном этапе возникли предпосылки для развития геологических типов кор выветривания как платформ и геосинклинальных областей, так и эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенов. Наряду с корами выветривания сходным таковым предшествующего геохронологического этапа образовались новые: субоксидолитовые (сублатеритные) в поздневендско-раннедевонском подэтапе, оксидолитовые (латеритные) в среднедевонско-среднепалеогеновом и экстраоксидолитовые (экстралатеритные) в позднепалеоген-антропогеновых подэтапах (табл. 6).

Эволюция геологических типов кор выветривания (КВ) и тектонические условия их формирования в истории земли

КВ и особенности их формирования	Катархейский (4,5—3,6)	Архейский (3,6—2,6)	Раннепротерозойский (2,6—1,6)	Позднепротерозойский (1,6—0,6)	Поздневендско-фанерозойский (0,6—н/в)
Эволюция тектонических условий формирования кор выветривания	?	—	—	—	Эпиplatformенные орогены
	—	—	—	Древние эпигеосинклинальные орогены	Эпигеосинклинальные орогены
	—	—	Протогеосинклинальные складчатые области	Древние геосинклинальные складчатые пояса	Складчатые пояса и зоны
	?	Эократоны	Протоплатформы	Древние платформы	Древние и молодые платформы
Эволюция геологических типов кор выветривания	?	КВ эократонов	КВ протоплатформ	КВ древних платформ	КВ древних и молодых платформ
	—	—	КВ протогеосинклинальных складчатых областей	КВ древних геосинклинальных складчатых поясов	КВ древних и молодых геосинклинальных складчатых поясов
	—	—	—	КВ эпигеосинклинальных орогенов	КВ эпигеосинклинальных орогенов
	—	—	—	—	КВ эпиplatformенных орогенов
Коры выветривания		Бластоварилитовые	Бластоварилитовые, микстолитовые	Бластоварилитовые, микстолитовые, гомепелитовые	Бластоварилитовые, микстолитовые, гомепелитовые, субоксидолитовые, оксидолитовые, экстраоксидолитовые

Глава VI. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЗОГЕННОЙ МИНЕРАГЕНИИ

ИЗМЕНЕНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ЭВОЛЮЦИЮ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА И ЭКЗОГЕННОЙ МИНЕРАГЕНИИ

Приводится характеристика изменения поведения калия, натрия, кремния, алюминия, железа, магния, золота и урана в профилях кор выветривания от раннего протерозоя до фанерозоя включительно. Используются данные по 54 разрезам кор выветривания различных регионов мира. Автором рассчитаны коэффициенты привноса-выноса основных породообразующих химических элементов по корам выветривания пород кислого (гранитоидов) и основного (габброидов, амфиболитов и др.) составов, показаны средние величины коэффициентов привноса-выноса химических элементов (рис. 10). Для оценки полученных данных кратко рассмотрим геохронологические закономерности развития основных генетических типов экзогенных полезных ископаемых, основной рудообразующий химический элемент которых связан с миграцией или концентрацией их в корях выветривания.

Калий. Многие исследователи (Головенко, 1977; Додатко, 1980 и др.) отмечают повышенное содержание калия в корях выветривания докембрия. Эту особенность они связывают либо с эпохами интенсивного проявления процессов гранитизации земной коры, либо с привносом калия из более высоких (?!) уровней кор выветривания (?) и высаживанием его в зонах бластопарицитов и микстолитов. Однако изучение баланса калия в корях выветривания докембрия и фанерозоя показало, что на рубеже архея и протерозоя этот химический элемент не испытывал ни выноса, ни аккумуляции (рис. 10). В дальнейшем в течение всего протерозоя калий накапливается в корях выветривания. С венда и кембрия отмечается резкое уменьшение аккумуляции и вынос его из кор выветривания. Наиболее интенсивный вынос калия приходится на поздний палеозой, средний мезозой и неоген (рис. 10). Геохронологически смена положительного баланса калия отрицательным в корях выветривания приходится на конец протерозоя и начало кембрия. Калий выщелачивается из многочисленных калийсодержащих алюмосиликатов, особенно полевых шпатов, при интенсивном выветривании. Следовательно, выщела-

чивание и вынос его из профилей кор выветривания возможны лишь при химическом разложении полевых шпатов. При анализе поведения калия в профилях кор выветривания докембрия и фанерозоя установлен полный вынос этого элемента из зоны оксидолитов, неполный — из зоны гомепелитов, накопление —

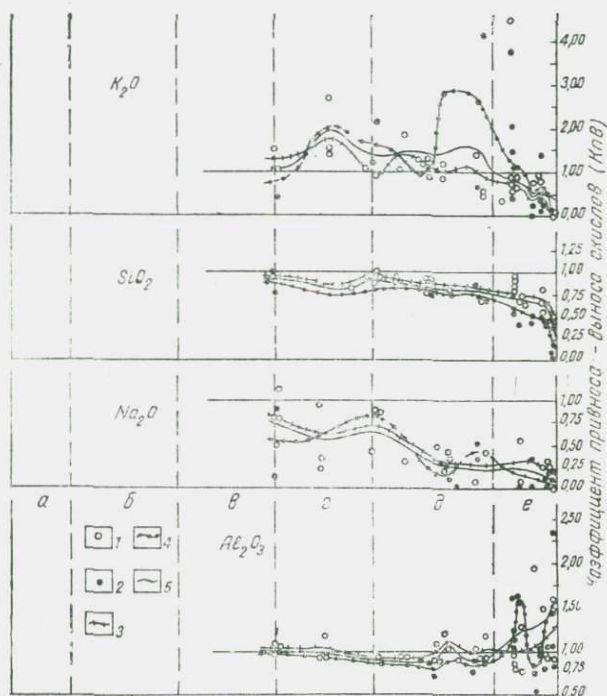


Рис. 10. Кривые изменения величин средних коэффициентов привноса-выноса химических элементов (К_{пв}) в трех нижних зонах (без зоны оксидолитов) профилей кор выветривания докембрия и фанерозоя.

Средние величины К_{пв} профилей кор выветривания пород: 1 — кислого, 2 — основного составов; кривые изменения средних величин К_{пв} К, Si, Na, Al в корях выветривания пород; 3 — кислого, 4 — основного, 5 — основного и кислого составов; геохронологические этапы, млрд. лет: а — азойский (5,0—4,6), б — катархейский (4,6—3,6), в — архейский (3,6—2,6), г — раннепротерозойский (2,6—1,6), д — позднепротерозойский (1,6—0,60), е — поздневендско-фанерозойский (0,60 и по наст. вр.).

в зонах микстолитов и бластоварилитов. Вынос калия из зоны оксидолитов обусловлен полным разложением и гидролизом калиевых полевых шпатов и других калийсодержащих минералов; из зоны гомепелитов — связан с разложением значительного количества калиевых полевых шпатов, мусковита, биотита и замещением их бескалиевыми минералами — каолинитом, галлаузитом, магнезиальными и натриевыми монтмориллонитами и др. В нижних зонах кор выветривания калиевые полевые шпаты в основном не разложены. Поэтому исключалась возможность выноса его из нижней части профилей кор выветривания. Более

того, в результате разложения плагиоклазов, слюд и темноцветных минералов, а также привноса калия из верхних горизонтов и латерального источника могли образоваться гидромусковит (серицит), гидрослюда, цеолиты и другие калийсодержащие минералы. Приведенные данные свидетельствуют об отсутствии привноса и выноса калия из профилей кор выветривания, примитивных по составу, сложженных продуктами начальной стадии химического выветривания, т. е. образования бластоварилитов.

Аккумуляция калия в корях выветривания раннего протерозоя, видимо, связана с развитием серицита за счет серицитизации калийсодержащих полевых шпатов, слюд, плагиоклазов и темноцветных минералов.

Увеличение интенсивности накопления калия в корях выветривания

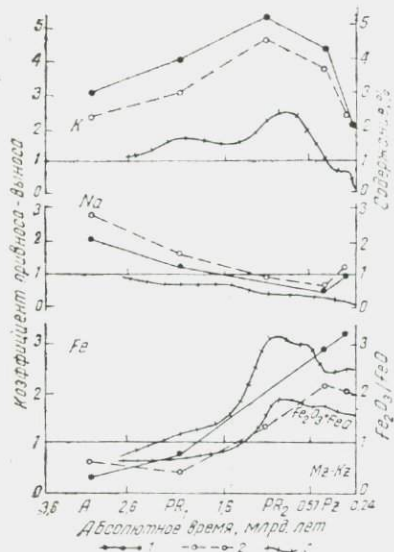


Рис. 11. Кривые изменения во времени среднего содержания калия, натрия и величины отношения окисного железа к закисному в глинах осадочного покрова Русской (РП) и Северо-Американской (САП) платформ (Ронов, Мигдисов, 1970), и средних коэффициентов этих химических элементов в корях выветривания в геологической истории, по А. И. Паку.

1 — в глинах САП, 2 — глинах РП, 3 — корях выветривания.

позднего протерозоя объясняется широким развитием в зоне микстолитов, наряду с серицитом, гидрослюд, цеолитов и других калийсодержащих минералов, образованных в результате привноса калия из вышележащей зоны гомепелитов. Часть калия аккумулировалась в профилях кор выветривания в виде гидромусковита в раннем протерозое и калийсодержащих слюдястых и глинистых минералов, в том числе цеолитов — позднем протерозое. Этот вывод согласуется с материалами А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова (1970) по содержанию калия в глинах Русской и Северо-Американской платформ (рис. 11). Другая часть калия из профилей кор выветривания мигрировала в бассейны седиментации. Здесь они, очевидно, высжились в виде различных осадочных образований (рис. 12).

Натрий. В корях выветривания не образует устойчивых соединений, поэтому даже при слабом химическом выветривании горных пород он удаляется из профилей. При изучении баланса натрия в разновозрастных корях выветривания установлен общий вынос этого элемента из профилей выветривания с раннего протерозоя (возможно, с архея). В последующие геохронологиче-

ские периоды интенсивность выноса натрия возрастала (рис. 10). В связи с этим в бассейнах седиментации могли возникнуть, во-первых, глинистые осадки, относительно обедненные натрием,

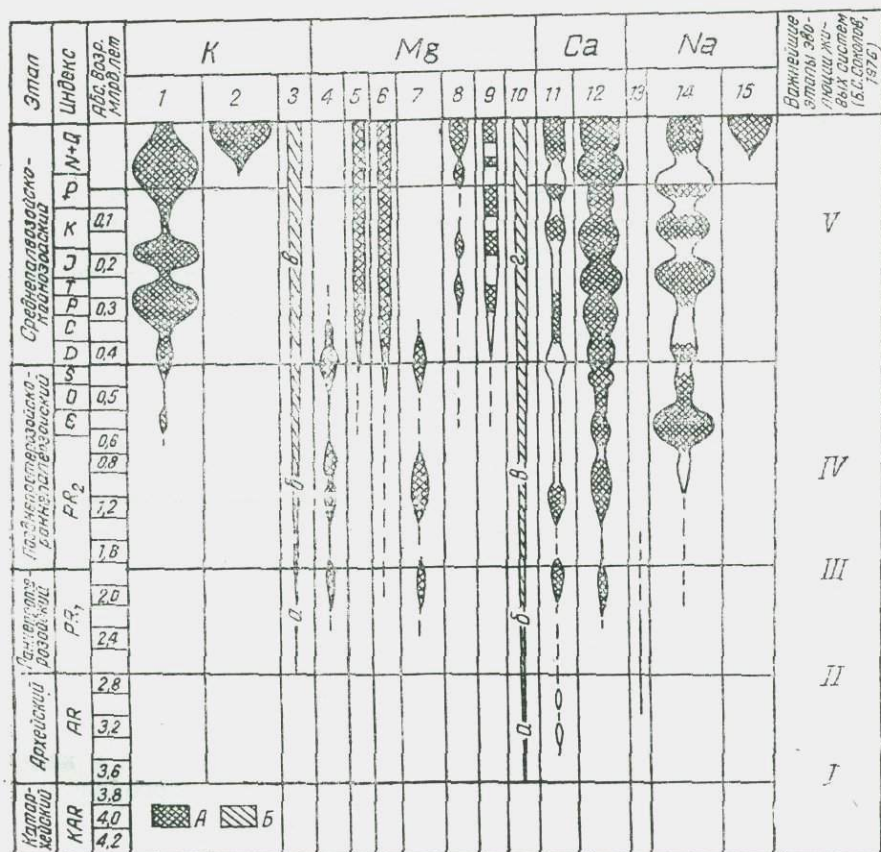


Рис. 12. Схема эволюции экзогенного образования некоторых нерудных полезных ископаемых.

Месторождения (А) и проявления (Б) в корях выветривания: 3а — серицита, 3б — гидрослюда, 3в — алунитов, 8 — магнезита, 10а — магнийсодержащих хлоритов и битогита, 10б — магнийсодержащего вермикулита, 10в — магнийсодержащих монтмориллонитов и цеолитов, 10г — доломитов; хемогенно-осадочные: 1 — калийные соли морские, 2 — то же, континентальные, 4 — доломиты морские, 5 — доломиты прибрежно-морские, 6 — доломиты диагенетические, 7 — магнезиты морские, 9 — магнезиты континентальные, 11 — известики морские, 12 — гипсы и ангидриты, 13 — скаполитсодержащие породы, 14 — каменная соль, морские, 15 — каменная соль, континентальные.

Важнейшие этапы эволюции живых систем (Соколов, 1976): I — возникновение протобионтов, II — расцвет фотосинтезирующих организмов, III — появление эукариот, IV — появление и широкое развитие метазоа, V — широкое развитие наземных организмов.

во-вторых, осадочно-хемогенные накопления натрия в виде натрийсодержащих минералов еще с архея и раннего протерозоя. Правомерность этих предположений подтверждается материалами по изучению содержания натрия в глинах Русской и Северо-

Американской платформ (рис. 11). Миграция этого элемента в бассейны седиментации обусловили его участие в осадочном порообразовании. Например, в метаморфизованных толщах архея и раннего протерозоя Байкальской складчатой области (Салоп, 1982), Алданского щита (Кулиш, 1981) и других регионов устанавливаются скаполитсодержащие породы, вероятно, образовавшиеся за счет натрийсодержащих пород (Сердюченко, 1972; и др.).

Кремний. Геохимия кремния в послепалеозойских корях выветривания в целом сходна с геохимией натрия. Установлено направленное возрастание интенсивности выноса данного элемента из кор выветривания до 12% в начале протерозоя, до 25% в конце рифея, 38—70% в мезозое и кайнозое (рис. 10). Эти данные подтверждают общее увеличение интенсивности процессов формирования кор выветривания в истории Земли.

Алюминий. В отличие от натрия и кремния в начале протерозоя не испытывал сколько-нибудь заметной миграции (рис. 10). Со среднего протерозоя до среднего рифея наблюдается слабый вынос его из кор выветривания (от 2 до 12%). В связи с этим исключалась возможность накопления глинозема и генерации латеритных бокситов в профилях кор выветривания. Но вместе с тем, высвободившийся алюминий служит источником хемогенного осаждения его, видимо, в виде давсонита, впоследствии преобразованного в корунд и диаспор. Начиная со среднего рифея, поведение алюминия в корях выветривания нестабильно: отмечаются и накопление, и вынос. Однако средневзвешенные величины привноса-выноса данного элемента в корях выветривания среднего и позднего рифея относительно небольшие (Кпв от 0,70 до 1,20). Согласно А. Д. Додатко (1980), в мезозойских корях выветривания миграция алюминия прекратилась. Исследованиями автора установлено, что в мезозойских и кайнозойских корях величина привноса (накопления) этого элемента сравнительно высокая (Квп до 0,40), т. е. еще больше, чем из рифейских кор. Имеются данные о слабом накоплении алюминия (6—8%) в корях выветривания от среднего рифея до силура. С девона интенсивность этого процесса в корях выветривания увеличивается в среднем до 160%. Это свидетельствует о благоприятной обстановке для развития продуктивных бокситоносных кор выветривания со среднего девона до конца фанерозоя; в среднем и позднем рифее, а также раннем палеозое возникли условия для единичных выделений минералов свободного глинозема в корях выветривания и образования хемогенных бокситов в бассейнах седиментации. Эти выводы подтверждаются эволюцией процессов образования бокситов и других высокоглиноземистых пород в геологической истории.

Наиболее древние высокоглиноземистые породы в виде корундитов встречаются в разрезах архея на юге Якутии (Кулиш, 1971), в Намакваленде на юге Африки (Головенко, 1977), в Северной Индии, Южной Австралии, на юге Канады и Украины

(Бушинский, 1975). Образование корундитов связывают с размытием проблематичных латеритных (оксидолитовых) кор выветривания. Однако, как показано выше, слабое химическое выветривание пород в архее исключало развитие латеритных профилей кор выветривания. В гидросфере архея было мало свободного кислорода и много CO_2 . В связи с этим алюминий мог осаждаться в виде корунда или давсонита (гидрокарбонат алюминия). Возможность образования корунда в экзогенных условиях доказана экспериментальными исследованиями (Горбачев, 1972). Формирование давсонита или корунда возможно только при вулканогенном источнике алюминия. Видимо, в процессе метаморфизма сингенетично-хемогенный давсонит мог преобразоваться сначала в гидроокислы алюминия (гиббсит, диаспор, бемит), а затем в его безводный окисел (корунд). Примеры преобразования давсонита в гиббсит и бемит не единичны. Они отмечаются в давсонитовых песчано-глинистых отложениях бобриковского горизонта раннего карбона Припятской впадины Белоруссии (Дмитриев и др., 1975) и др.

Диаспориты осадочного генезиса устанавливаются на восточной окраине Патомского нагорья среди сланцев пурпольской свиты верхов раннего протерозоя. В виде караваеобразных и линзообразных тел они залегают в толще серицит-хлоритовых, пиррофиллитовых и хлоритоидных сланцев (Попов, Бессолицын, 1966). Диаспориты известны в Монголии, в районе хр. Ихэ-Дариби (Пинус и др., 1981). Приурочены к рифейским гранатосодержащим хлоритовым сланцам. В диаспоритах, кроме диаспора, присутствуют корунд, хлориты, окислы и гидроокислы железа, брусит, кальцит, магнезит, гранаты. Диаспор-бемитовые породы с корундом встречаются в западной части Алтае-Саянской области в разрезе карбонатно-терригенных пород верхнепротерозойско-кембрийского возраста. Представлены небольшими залежами.

В отложениях раннего палеозоя хемогенные бокситы не известны. Отмечены лишь единичные выделения диаспора и отчасти высокоглиноземистые осадочно-метаморфические породы. Это свидетельствует о том, что процессы морского хемогенного осаждения алюминия прекратились на рубеже раннего и среднего палеозоя, что совпадает с геохронологическим интервалом начала накопления алюминия в корах выветривания на континентах.

Бокситы, связанные с карстовыми процессами, датируются как докембрием, так и фанерозоем. Наиболее древние карстовые бокситы отмечаются в Австралии в 170—200 км северо-западнее Кимберли. Здесь на закарстованной поверхности доломитов верхов раннего протерозоя (средний протерозой) залегают формация Гамагара раннепротерозойского возраста (Бушинский, 1975). Она начинается железистыми конгломератами и брекчиями. Кверху эти породы постепенно сменяются марганцевыми рудами, которые

выше переходят в глинистые сланцы с диаспором. Линзы диаспоритов красные, железистые (гематит), реже светлые с содержанием Al_2O_3 —80%, SiO_2 —2%, H_2O —14%. Над диаспоритами тоже встречаются линзы марганцевой руды.

Диаспоровые бокситы рассматриваемого типа отмечены в отложениях позднего протерозоя в Восточных Саянах (Боксонское месторождение), Алтае-Саянской области, Горной Шории, Енисейского края и других районов СССР (Коры выветривания Сибири, 1979).

Карстовые бокситы палеозойского возраста известны на Северном и Южном Урале в Южном Тянь-Шане. Бокситы залегают на закарстованной поверхности известняков. По составу они диаспоровые, с примесью каолинита, бемита, гематита, корунда.

Карстовые бокситы триасового возраста, бемит-гипбситового, бемитового состава с примесью каолинита, шамозита, гидроокислов железа имеются на Памире (Карапетов, 1968; и др.). Мезозойские и кайнозойские — отмечаются во многих странах Средиземноморского альпийского складчатого пояса (месторождения Испании, Юга Франции, Венгрии, Италии, Югославии, Турции, Ирана, Афганистана, Пакистана и др.). Общими для карстовых бокситов этих стран (Конта, Кужварт, 1963; Валетон, 1974; и др.) является то, что они залегают на закарстованной поверхности известняков, мраморов, мергелистых известняков и перекрываются, как и геосинклинальные бокситы палеозоя и допалеозоя, стратиграфически согласно либо известняками, либо карбонатно-терригенными морскими осадками; контакт с вышележащими породами постепенный. Состав руд: диаспор, бемит, примесь каолинита.

Наиболее молодые неоген-четвертичные карстовые бокситы рассматриваемого типа отмечаются на некоторых островах тропической зоны — о-ва Ямайка, Пуэрто-Рико, Филиппины, Раннел, Лифу, Маре и др. (Бушинский, 1975; и др.). В отличие от древних аналогов, бокситы имеют преимущественно гипбситовый состав; они не перекрыты осадочными отложениями, залегают на закарстованной поверхности известняков. Качество бокситов высокое. Наиболее крупные месторождения — на островах Ямайки и Пуэрто-Рико (Валетон, 1974; и др.).

Таким образом, карстовые бокситы, в отличие от хемогенных, формировались с конца раннего протерозоя до неоген-четвертичного периода включительно. От древних к молодым закономерно повышаются продуктивность и масштабы проявления, а также качество бокситов.

Бокситы латеритные. Наиболее древние — среднедевонские бокситы Воронежского массива, Среднего Тимана, раннекарбонатные бокситы КМА. Латеритные бокситы мезозойского возраста известны в Мугуджарах (Киселев, 1973), мел-палеогенового — на Украине, (Басс и др., 1975), палеогенового — шт. Арканзас США (Бушинский, 1975) и др. Характерная черта латеритных

бокситов палеозойского, мезозойского и палеогенового возраста — локализация рудных тел в зоне оксидолитов профилей полизональных кор выветривания пород основного состава. Минералы свободного глинозема представлены гиббситом, бемитом, реже диаспором.

Латеритные бокситы неоген-четвертичного возраста известны в Западной Африке (Гвинея, Сьерра-Леон, Либерия, Берег Слоновой Кости, Верхняя Вольта, Гана, Камерун), Австралии, Гватемале, Бирме, Гвиане, Вьетнаме, Индии, Индонезии, Китае, на Гавайских островах (Бушинский, 1975; Валетон, 1974; и др.). Отличаются молодые латеритные бокситы высоким качеством руд, крупными размерами месторождений, к которым приурочены основные мировые запасы бокситового сырья. В отличие от бокситов предшествующих геологических периодов латеритные бокситы неоген-четвертичного возраста развиты главным образом на свежих неизмененных породах или отделены маломощным (до 0,20—0,50 м) слоем полиминеральных глин.

Давсонитсодержащие осадочные породы являются новым потенциальным высокоглиноземистым сырьем для получения металлического алюминия. К самым древним относятся отложения бобриковского горизонта верхнего девона — раннего карбона Припятской впадины Белоруссии. Меловые давсонитсодержащие породы встречаются в Японии, палеогеновые — в Туркмении, в США и др. Залегают в разрезах песчаноглинистых и терригенно-карбонатных отложений (рис. 12). Давсонитовая минерализация ассоциирует с ангидритом, доломитом, отчасти, каолинитом, гематитом, сидеритом, а в песчано-карбонатных образованиях — с гиббситом, бемитом, каолинитом, реже ангидритом. Содержание давсонита в породах достигает 43—82% общей массы пород, Al_2O_3 — до 31%, CO_2 — до 4%. Na_2O — до 12,8%.

Итак, в архейском этапе корундиты сформировались, видимо, за счет вулканогенного источника алюминия (рис. 12). В конце раннепротерозойского этапа началась экзогенная аккумуляция алюминия, возможно, в виде давсонита или окислов, гидроокислов. Позднепротерозойско-раннепалеозойский этап знаменателен развитием бокситов двух типов, один из которых связан с высокоглиноземистыми осадочно-метаморфическими породами алюмосиликатного состава, другой — с терригенно-карбонатными формациями. Среднепалеозойско-кайнозойский этап отличается образованием латеритных (в девоне, карбоне, мезозое, палеогене) и экстралатеритных в неогенчетвертичном периоде, а также карстовых бокситов в континентальных условиях. С этим этапом связано широкое развитие давсонитового глиноземного сырья. Таким образом, приведенные данные подтверждают общую тенденцию изменения поведения алюминия в корях выветривания докембрия и фанерозоя.

Титан. Геохимия титана в корях выветривания до недавнего времени основывалась на данных химических анализов без учета

баланса вещества. В настоящее время существуют две точки зрения на поведение титана в корях выветривания. Одни исследователи (Цибульчик, 1972; Бушинский, 1975; и др.) предполагают значительную химическую подвижность его в корях выветривания. По мнению других (Виноградов, 1957; и др.), титан накапливается главным образом в корях выветривания в виде остаточных акцессорных минералов; они допускают значительный перенос его в истинных растворах в сильно кислой среде.

В результате изучения многочисленных литературных источников, а также материалов личных исследований и баланса приноса-выноса титана¹ по 54 разрезам кор выветривания пород кислого и основного состава различных регионов мира (Русской, Северо-Американской платформ, Урала, Тянь-Шаня и др.) автор установил следующее. Раннепротерозойские, ранне- и среднерифейские коры выветривания отличаются от более молодых аналогов в целом отрицательным балансом титана (рис. 13). Очевидно, это обусловлено преобладанием процессов миграции (выноса) его в зоне выветривания. По В. И. Вернадскому (1960), очень большая роль в миграции титана в приповерхностных условиях принадлежит лейкоксену, ксантитану, а также комплексным титано- и титаноалюминиевым соединениям. Наиболее легко разрушаются титаносиликаты и другие соли комплексных кислот, в радикал которых входит титан и титаны кальция. При разрушении сложных титансодержащих минералов в процессе образования кор выветривания часть титана, главным образом в окислительных условиях, выпадает в форме гидроокислов, за счет которых образуются ритил, титанаты железа, чевкинит, а некоторая часть выносятся из профилей выветривания. По Г. И. Бушинскому (1975), титан может мигрировать не только в сильно кислой кислородной среде, но и в бескислородной восстановительной как в нейтральной, так и слабо кислой. По мнению геохимиков (Перельман, 1979; и др.), в зоне гипергенеза титан мигрирует только в трехвалентной форме. Считают (Момджи, 1964), что четырехвалентный титан в сильно восстановительных средах переходит в трехвалентный и становится более подвижным. На основании изучения кайнозойских кор выветривания некоторых пород отдельных регионов мира Н. А. Лисицына (1973) пришла к выводу о выносе титана из кор выветривания при развитии их в сильно восстановительных обстановках. Слабо восстановительные условия, по ее мнению, приводят в подвижное состояние только железо. В раннем протерозое ландшафты палеосуши характеризовались восстановительными условиями. Очевидно, этим обусловлены процессы выноса титана из профи-

¹ Баланс титана в корях выветривания определялся путем расчета средних величин коэффициентов его приноса-выноса. Эти величины представляют собой отношение изобъемных содержаний ($г/см^3$) двуокиси титана в зонах кор выветривания и исходной породе.

лей кор выветривания раннего протерозоя, раннего и среднего рифея.

В корях выветривания позднего рифея и палеозоя наблюдается преимущественное накопление титана во всех трех нижних зонах кор выветривания (рис. 13). В данный отрезок геологического

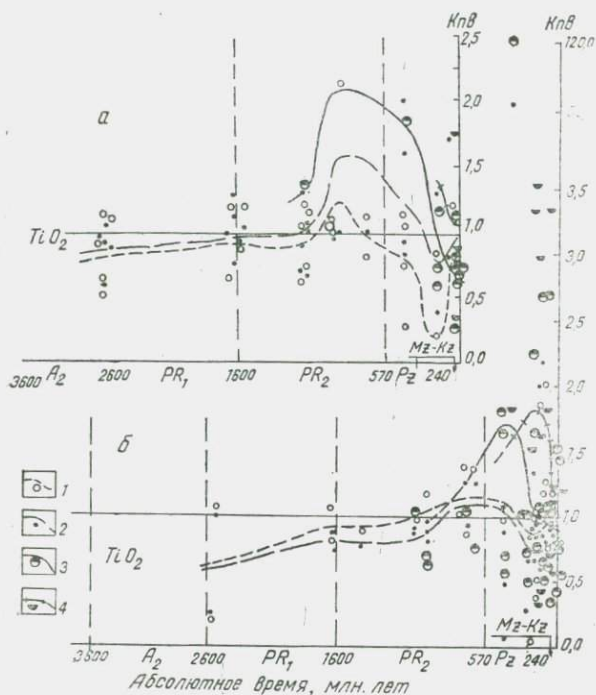


Рис. 13. Кривые изменения средних величин коэффициентов привноса-выноса титана (Кпв) в докембрийских и фанерозойских корях выветривания пород кислого (а) и основного (б) составов.

Цифры по вертикали — коэффициенты средних величин (Кпв) титана в зонах кор выветривания: 1 — бластоварилитов, 2 — микстолитов, 3 — гомепелитов, 4 — оксидолитов.

времени в ландшафтах суши господствовала резко окислительная среда. Миграции титана в ландшафтах с окислительными условиями не происходит. В связи с этим при господстве окислительных обстановок в ландшафтах позднего рифея и палеозоя, видимо, накапливались соединения, главным образом четырехвалентного титана.

В корях выветривания мезозоя и кайнозоя происходит накопление и вынос титана из всех зон кор выветривания (рис. 13). Причем интенсивность этих процессов в мезозое и кайнозое больше, чем в докембрии и палеозое. Это обусловлено, по-видимому, развитием в мезозое и кайнозое кор выветривания как в окислительной, так и восстановительной обстановке.

Кратко рассмотрим особенности эволюции минерогении экзогенных титановых месторождений (рис. 14).

Наиболее древние осадочные накопления титана приурочены к раннепротерозойским (?) кристаллическим сланцам, гнейсам, амфиболитам и др. Главный рудный минерал — рутил. Месторож-

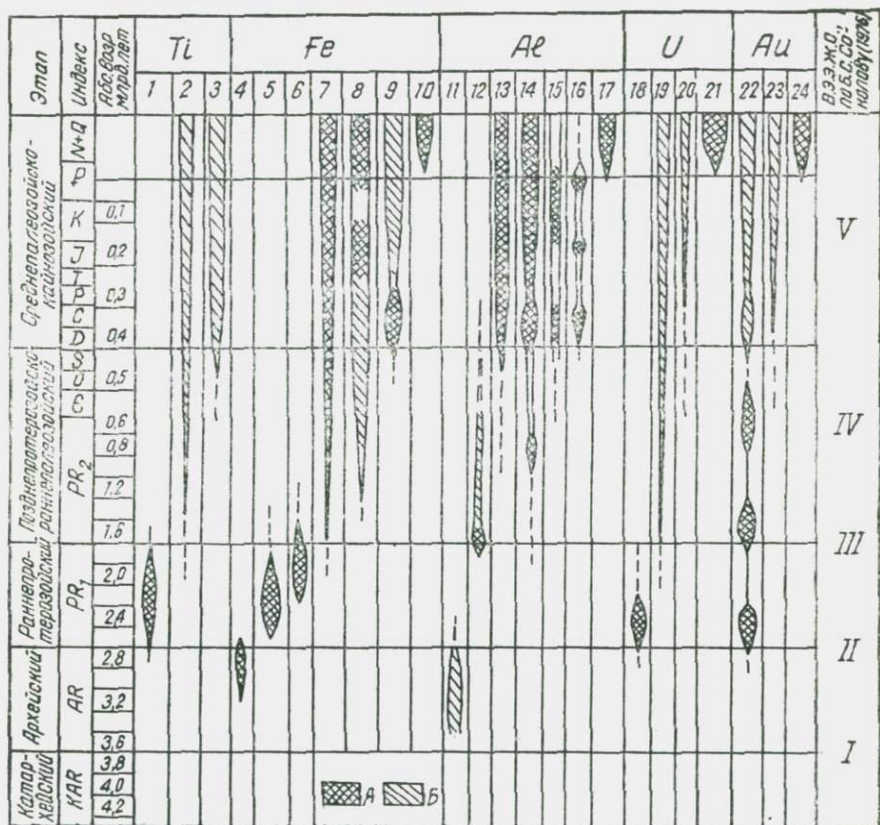


Рис. 14. Схема эволюции экзогенного рудообразования в геологической истории Земли.

Месторождения (А) и проявления (Б): 17, 20, 23 — зоны окисления; кор выветривания; 3, 9, 16 — оксидолитовых, 10—17 — экстраоксидолитовых, 21—24 — субоксидолитовых; 14 — оксидов карбонатных формаций; 2, 18, 22 — россыпные; хемогенные: I — титаносодержащие осадки, 4 — железистые кварциты киватинского типа, 5 — железистые кварциты криворожского типа, 6 — железистые кварциты таконитового типа, 11 — корундиты, 12 — диаспориты, 15 — даунсониты, 19 — уран в осадочных формациях; терригенно-осадочные: 8 — оолито-бурожелезняковые, 13 — сиаилиты с гидроокислами алюминия; В. Э. Ж. С. — важнейшие этапы эволюции живых систем: I — возникновение протобитотов, II — расцвет фотосинтезирующих организмов, III — появление эукариот, IV — появление и широкое развитие наземных растений и живых существ.

дения его известны в США, Мексике, СССР и других странах. Наиболее богатые — руды месторождения Харвард в США и Плюмо-Идальго в Мексике (Момджи, 1964). На первом они представлены докембрийскими хлоритовыми сланцами, обогащен-

ными рутилом (до 16%). Обычно рутил ассоциирует с фторапатитом. Кроме тунгста и апатита, в хлоритовых сланцах в меньших количествах содержатся ильменит, магнетит, очень мало циркона. В докембрийских месторождениях Плуто-Идальго (в 700 км юго-восточнее г. Мехико) количество рутила достигает 20—25%.

Установлено, что в процессе развития фанерозойских кор выветривания в результате разложения полевых шпатов, плагиоклазов и темноцветных минералов кристаллических пород при участии организмов в восстановительных условиях титан выщелачивался. По пути миграции в профилях кор выветривания он либо высаживался на окислительном геохимическом барьере, либо выносился и осаждался в бассейнах седиментации в виде рутила. Достоверность этих процессов подтверждается развитием гипергенного рутила в нижних зонах кор выветривания гранитоидов Южного Тянь-Шаня (Расулов, 1972) и многочисленными примерами отрицательного баланса титана в них (рис. 13). Эти данные свидетельствуют о вероятном хемогенно-осадочном высаживании рутила в раннепротерозойских бассейнах седиментации в результате выноса титана из профилей кор выветривания, развивавшихся в восстановительных ландшафтах.

Кластогенные россыпные месторождения титана встречаются в отложениях рифея и фанерозоя. Представлены прибрежно-морскими и континентальными осадками. Более древние россыпи титанового сырья не известны.

В СССР самые древние россыпи титана находятся в пределах Башкирского поднятия на Южном Урале. Метаморфизованные россыпи рутил-циркон-ильменитового состава приурочены к прибрежно-морским песчаникам зильмердакской свиты рифея. Прослойки, обогащенные ильменитом (до 250 кг/т) и цирконом (до 30 кг/т), достигают 2,5 м. Образованы в результате размыва кор выветривания (Кузьмина и др., 1961).

К нижнекембрийским метаморфизованным россыпям относится месторождение Робинзон Коп в шт. Виргиния (США). Здесь установлены линзы песчаников, обогащенные рутилом и ильменитом с цирконом, турмалином, апатитом. Представителем среднепалеозойских россыпей титана в СССР является (Швецова, 1975) Ярегское месторождение лейкоксена (Южный Титан), приуроченное к песчаникам эйфельского и живетского ярусов девона. Продуктивный горизонт состоит из кварцевых песчаников и конгломератов с прослоями алевролитов и аргиллитов. Рудный минерал лейкоксен представлен зернами; присутствуют каолинит и другие минералы. Содержание титана 8—10%. Рудный горизонт залегает на метаморфических сланцах рифея. Образование месторождения связывают с размывом додевонских кор выветривания.

Месторождения титанового сырья мезозойского и кайнозойского возрастов, представленные прибрежно-морскими и континентальными ильменит-рутил-циркониевыми россыпями, встречаются в СССР, Бразилии, США, Индии, Австралии и других стра-

нах. Образовались они в результате размыва кор выветривания (Малышев, 1957). Месторождения титана, связанные с корами выветривания, в СССР отмечены на Украине, в Казахстане и других республиках. Они содержат значительные количества ильменита, реже рутила. Титаносодержащие коры развиты на породах основного состава и кристаллических сланцах. Ильменит и рутил в корях выветривания представляют собой реликтовые минералы. Наибольшее содержание их отмечается в зоне гомепелитов (каолинитовая) и может достигать нескольких сотен, а рутил нескольких десятков килограммов в 1 м^3 , например, Кундыбаевское месторождение в Казахстане (Ниязов, Щербин, 1971).

При рассмотрении материала по изменению поведения титана в корях выветривания установлено следующее. Архейский этап характеризуется развитием только магматогенных месторождений титана. В раннепротерозойском этапе образуются первые экзогенные месторождения мономинерального (рутилового) состава, предположительно осадочно-хемогенного типа. В позднепротерозойско-раннепалеозойском этапе впервые началось формирование прибрежноморских россыпных месторождений титана, обусловленное размывом гомепелитовых кор и совпадающее с периодом прекращения миграции титана из профилей кор выветривания.

Поздневендско-фанерозойский этап отличается от предшествующих интенсивным развитием россыпных месторождений, образовавшихся в континентальных и прибрежноморских условиях, и формированием месторождений титана в корях выветривания.

Железо. В качестве специфических черт докембрийских кор выветривания (Махнач, Левых, 1973; и др.) отмечают более низкое отношение в них окисного железа к закисному. Это связывают с предполагаемым более низким парциальным давлением кислорода в докембрийской атмосфере, либо с последующим метаморфизмом кор выветривания. Малые величины данного отношения в остатках древних кор выветривания свойственны нижним горизонтам любых фанерозойских кор выветривания. Поэтому по соотношению окисного и закисного железа нельзя однозначно выявить особенности эволюции геохимии железа в корях выветривания в истории Земли. Автором изучен баланс Fe_2O_3 , FeO и сумма $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. В результате установлен отрицательный баланс этих окислов в корях выветривания первой половины раннего протерозоя (рис. 15). В течение второй половины (со среднего протерозоя) в корях выветривания отмечается незначительное накопление Fe_2O_3 (не более 1,10), а с рифея в течение фанерозоя — интенсивное (в среднем до 2,5—3,0) (рис. 15). Это подтверждается характером изменения величины отношения окисного железа к закисному в глинах Русской и Северо-Американской платформ. Согласно А. Б. Ронову, А. А. Мигдисову (1970), в глинах раннего протерозоя Русской платформы эта величина меньше (0,45), чем в глинах архея (0,60), а затем она возрастает от 1,30 в рифее до 2,20 в палеозое и 2,10 в мезозое-кайнозое

(рис. 11), т. е. устанавливается сходный характер изменения величины отношения окисного железа к закисному в глинистых осадках платформ и средних коэффициентов привноса-выноса полуторных окислов железа в послепрогерейских корах выветривания. Эти данные свидетельствуют о том, что с конца раннего (точнее среднего) протерозоя и далее, в течение всего рифея и фанерозоя, постепенно увеличивалась интенсивность процессов окисления

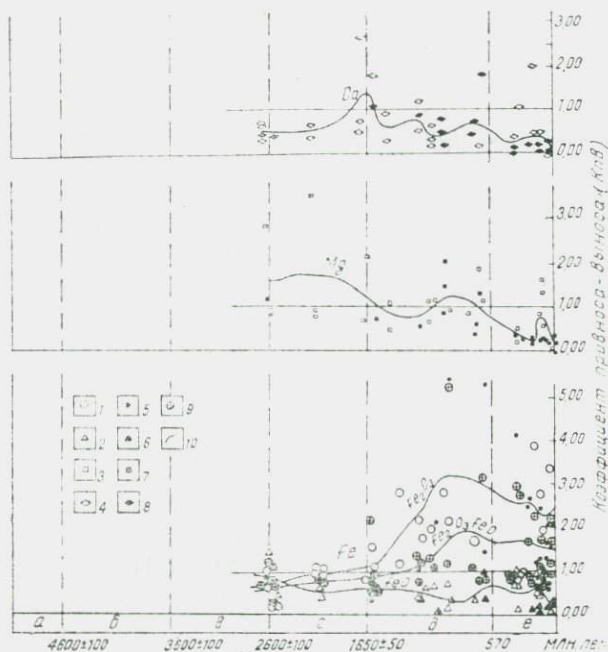


Рис. 15. Кривые изменения величин средних коэффициентов привноса-выноса некоторых породообразующих окислов (Fe_2O_3 , FeO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO , CaO , Кпв) в трех нижних зонах (без зоны полуторных окислов) кор выветривания докембрия и фанерозоя.

Средние величины коэффициентов привноса-выноса окислов (Кпв) в трех нижних зонах кор выветривания:

1 — Fe_2O_3 , 2 — FeO , 3 — MgO , 4 — CaO — для пород кислого состава (гранитов, гранодиоритов, и др.), 5 — Fe_2O_3 , 6 — FeO , 7 — CaO , 8 — MgO — для пород основного состава (габбро, долеритов, амфиболитов и др.), 9 — $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ кислого и основного, 10 — кривые изменения средних величин коэффициентов привноса-выноса окислов; возраст кор выветривания: а — катархей, б — архей, в — ранний протерозой, г — поздний протерозой, д — фанерозой.

закисных соединений железа и образовались окислы и гидроокислы железа в корах выветривания. Следует подчеркнуть, что время начала окислительных процессов и развитие окисных и гидроокисных минералов железа, а также смена отрицательного баланса Fe_2O_3 положительным в корах выветривания в общих чертах совпадает со стратиграфическим интервалом образования первых наиболее древних красноцветов и эвапоритовых форма-

ций и, по-видимому, соответствует времени развития в атмосфере Земли такого количества свободного кислорода, которое способно в зоне выветривания переводить закисное железо в окисное.

В течение раннего протерозоя и раннего рифея восстановительные условия, очевидно, преобладали над окислительными (Ронов, 1980). В связи с этим в корях выветривания железо присутствовало главным образом в закисной форме и испытывало вынос (рис. 15). Только со среднего рифея началось его накопление: максимальное — в среднем и позднем рифее, с девона интенсивность заметно уменьшилась в связи с возникновением ландшафтов с восстановительными условиями, и начался частичный вынос железа.

На основании приведенных данных по геохимии железа в корях выветривания можно ожидать формирование железорудных формаций с двухвалентным железом в первой половине, двух- и трехвалентным — во второй половине раннего протерозоя (средний протерозой) и раннем рифее, преимущественно с трехвалентным железом — в среднем и позднем рифее, венде и фанерозое.

Известны месторождения железистых руд кор выветривания разного возраста. Наиболее древние и значительные по масштабам проявления — железные руды зон окисления, развитые по железорудным формациям архея и раннего протерозоя (КМА, Кривой Рог и др.). Считают, что формировались окисленные руды в рифее, затем в течение палеозоя, отчасти мезозоя и кайнозоя (Кравченко, 1974).

Железорудные месторождения описываемого типа встречаются в районе оз. Верхнего в США, Индийского (Далли-Радж-Хара, Ари-Донгри и др.), Либерийского (район Нимба и др.), Бразильского (шт. Минас-Жерейас и др.) и других щитов (Докембрийские железорудные..., 1975). Руды данного генетического типа имеют важное экономическое значение. Железные руды зоны окисления мезозойского возраста отмечаются на Тагарском месторождении Сибирской платформы (Удина, Костенко, 1964) и др. Месторождения кайнозойского возраста — Березовское в Восточной Сибири, в Керченском бассейне и др. (Соловкин, 1967). Железистые руды, генетически связанные с зонами окисления железорудных формаций, древнее позднего протерозоя не установлены. Очевидно, это свидетельствует о том, что процессы окисления железа на континентах повсеместно начали проявляться с рифея. Латеритные железные руды устанавливаются в мезозойских и кайнозойских корях выветривания ультрабазитов — на Урале, Кавказе (Сердюченко, Глебов, 1964). Рудные залежи находятся в верхней охристой (оксидолитовой) зоне кор выветривания серпентинизированных дунитов и перидотитов. Ниже по профилю кор выветривания они сменяются выщелоченными нонtronитизированными и карбонатизированными серпентинитами. Минералогический состав руд: гидрогетит с примесью халцедона, опала, нонtronита, железистых хлоритов, магнезита, реликтовых хромшпи-

нелидов, магнетита. Аналоги железорудных месторождений данного типа отмечаются в Югославии и других странах. Однако все они мелкие и самостоятельного значения не имеют.

Месторождения латеритных железных руд, связанные с неоген-четвертичными корами выветривания, известны на Филиппинах, в Новой Каледонии (Докембрийские железорудные..., 1975), на островах Индонезии, Кубы, Гавайи и др. (Андреев и др., 1966). Рудная — зона оксидолитов. Чаще она имеет резкий контакт со свежими ультрабазитами, либо отделена маломощным горизонтом сильно ожелезненных глин, иногда с валунами невыветренных ультрабазитов. Руды сложены гетитом, гидрогетитом, гидрогематитом, присутствуют гематит, гидроокислы алюминия и марганца, окислы титана и др. Запасы крупных месторождений достигают нескольких миллиардов тонн.

Таким образом, с архейским этапом (рис. 14) связано образование железорудных формаций Киватинского типа с двухвалентным железом. К раннепротерозойскому этапу относятся железорудные формации Криворожского и Таконитового типов. В рифее появляются оолитовые бурожелезняковые осадочные руды (рис. 14), развитые в прибрежноморских условиях. С данным геохимическим рубежом связывают начало развития окисленных железных руд. В поздневендско-фанерозойском этапе продолжалось формирование оолитовых бурожелезняковых руд как в прибрежноморских, так и во внутриконтинентальных водоемах, а также окисленных руд в зонах окисления железорудных формаций. Наряду с этим впервые в истории Земли интенсивно развивались типичные латеритные железные руды кор выветривания, начиная с мезозоя.

Геохронологические закономерности развития основных генетических типов экзогенных железорудных месторождений в общих чертах подтверждают основные тенденции изменения поведения железа в корях выветривания докембрия и фанерозоя.

Магний. Легко мигрирует в корях выветривания. При изучении его геохимии установлены как трансформации магнийсодержащих минералов и образование гидробитита, вермикулита, магнийсодержащих монтмориллонитов, хлоритов, цеолитов, хризотил-асбеста, серпентина, так и миграция и накопление в виде магнезита, доломита и др. (рис. 15). Для кор выветривания первой половины раннего протерозоя характерен в среднем положительный баланс магния. С этим процессом связано новообразование вермикулита. Примеры вермикулитовых кор выветривания раннего протерозоя отмечаются на юге Африки. С конца раннего протерозоя магний в основном выносится из профилей кор выветривания при общей тенденции направленного увеличения интенсивности данного процесса, в среднем рифее чаще накапливается в корях выветривания. В результате в профилях выветривания образовались магнийсодержащие монтмориллониты, вермикулиты и другие минералы (Махнач, Левых, 1973). Изменение поведения маг-

ния в корях выветривания от раннего докембрия к антропогену подтверждается многочисленными данными экзогенной аккумуляции его в виде минеральных новообразований как в профилях выветривания пород, так и выноса из них. Например, при аккумуляции магния в корях выветривания архея образовались хлориты и гидробиотиты, в корях выветривания раннего протерозоя — хлориты, гидробиотиты, вермикулиты (рис. 45). Вынос этого элемента из профилей выветривания со второй половины раннего протерозоя совпадает с развитием первых хемогенных морских доломитов и магнезитов (Казанский, 1981; и др.). Доломиты слагают верхи системы Витватерсранд, Криворожской и Курской серий раннего протерозоя Русской платформы и др. Небольшие месторождения магнезитов протерозоя установлены в Норвегии, Иркутской области (Онотское), на Украине (Веселянское), в Карелии, на Юго-Восточном Памире (Смолин и др., 1981; и др.). Крупные месторождения магнезитов встречаются в осадочно-метаморфических толщах рифея Южного Урала (Саткинское), Китая (Дашичао), КНДР, США, Канады, Австралии и др. (Смолин и др., 1981) и др. Небольшие месторождения морских магнезитов девонского и карбонового возрастов отмечены в Австралии, Словакии, во Французских Пиренеях и др. Со среднего палеозоя прекратилось морское доломито- и магнезиитообразование; магний осаждался как в виде карбонатов, так и хлоридных и сульфатных солей в эвапоритовых бассейнах и зонах континентального осадконакопления (Иванов, 1979; Жарков, 1981; и др.). Наряду с миграцией часть магния накапливалась в профилях кор выветривания в виде магнийсодержащих глинистых и слюнистых минералов. В отдельных случаях в нижних зонах профилей кор выветривания ультрабазитов, реже базитов, формировались месторождения инфильтрационного аморфного магнезита. Месторождения магнезита, связанные с корами выветривания палеозойского возраста, известны на Сибирской платформе (Цехомский и др., 1980), мезозойского — на Урале (Халиловское, Ширмаевское и др.), мезозойско-кайнозойского — в Закавказье (Севанская группа месторождений), Греции (Эвбейское), Индии (Салем), на Кубе (Олай, Синрипосо) и др. (Бугельский, 1979; и др.). На основании приведенных данных можно выделить раннепротерозойский (среднепротерозойский), позднепротерозойский и позднедевонско-фанерозойский этапы развития магнезитов. Периоды интенсивного магнезиитообразования девона, карбона, юры, палеоген-неогена грубо синхронны с проявлениями массового базальтового магматизма и глобальными эпохами развития мощных кор выветривания на континентах (Петров, 1967). По мнению А. И. Смолина и др. (1981), докембрийские магнезитовые формации — это продукты выщелачивания магния из кор выветривания базитов. Приведенные материалы коррелируются с общей тенденцией изменения баланса привноса-выноса магния из кор выветривания в геологической истории.

Золото. Вопрос о миграции и концентрации золота в корях выветривания в геологической литературе рассматривался главным образом в связи с проблемой вторичного обогащения золоторудных месторождений. Недостаточно исследованы пути образования золоторудных месторождений за счет развития кор выветривания потенциально золотоносных горных пород.

Мнения о роли и значении гипергенной миграции и концентрации золота противоречивы. Одни исследователи признают перегруппировку металла в процессе окисления первичных руд, а также ведущую роль этих процессов в образовании богатых руд в зоне окисления и вторичного обогащения, другие отрицают такую роль, хотя и считают возможность миграции части золота в зоне окисления. Так, В. Ф. Гуреев и Е. А. Зверева (1969) при изучении Кокпатасского золоторудного месторождения в Средней Азии отмечали, что в зоне окисления гипергенное перераспределение золота невелико и не определяет его промышленную ценность.

В зоне окисления золоторудных месторождений Узбекистана вторичное золото отлагается на поверхности первичного. Однако миграция его незначительна: зоны вторичного обогащения не образуются. С. С. Смирнов подчеркивал, что в аридных климатических зонах вследствие дефицита влаги зона окисления развивается очень слабо. Таким образом, для аридного Среднеазиатского региона вряд ли можно ожидать значительного перераспределения золота в современных зонах окисления.

Баланс выноса-привноса золота в профилях кор выветривания изверженных, метаморфических пород, слагающих фундамент платформ, изучался изобъемным методом. На гистограммах (рис. 16) по горизонтали показаны зоны кор выветривания, по вертикали — средние содержания золота (г/м^3) в корях. Приводятся данные о распределении золота в корях выветривания амфиболитов, гранитоидов, метаморфических, осадочно-метаморфических сланцах (рис. 16). Во всех петрографических разностях, неизмененных выветриванием пород, содержание его так мало, что часто не улавливается золотоспектральным методом. Среднее содержание его в зоне гомепелитов и верхней части зоны микстолитов несколько выше, чем в неизмененных породах. Наибольшие скопления золота приурочены к верхней части зоны бластоварилитов и нижней части зоны микстолитов; содержание золота возрастает в десятки и сотни раз. Следовательно, правомерно предположение, что при развитии кор выветривания по геологическим формациям с повышенным геохимическим фоном золота в пределах выступов складчатого фундамента платформ (щитов) может формироваться промышленное золотое оруденение. В корях выветривания, развитых на осадочных породах чехла платформ, гипергенная концентрация золота не происходит (Пак, 1979). Это объясняется сравнительно непродолжительным временем развития кор.

По-видимому, в пределах щитов создавались оптимальные условия для длительного развития кор выветривания и связанного с ними направленного рудообразующего процесса. Зона геохимического барьера, где накапливается золото, отодвигается по падению пластов или по разрезам на глубину от первых сотен мет-

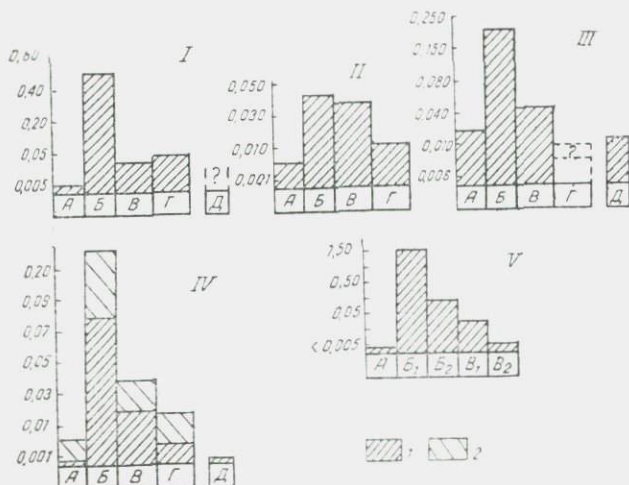


Рис. 16. Гистограммы содержаний золота в корях выветривания, г/м³: I — средние, 2 — максимальные.

I — амфиболитов докембрия одного района Средней Азии, II — гранитоидов Кетменчинского интрузива, III — углеродисто-кремнистых сланцев докембрия, IV — углеродисто-филлитовидных сланцев докембрия, V — углеродисто-сланцево-кварцевых сланцев докембрия; А — невыветренные породы; зоны кор выветривания: Б — бластоарилитов (Б₁ — нижняя подзона, Б₂ — верхняя подзона), В — микстолитов (В₁ — нижняя подзона, В₂ — верхняя подзона), Г — гомепелитов, Д — брекчий и полуторных окислов железа (оксидитов).

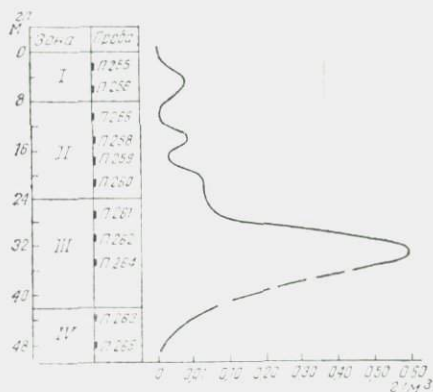
ров до нескольких километров. В результате зона с гипергенным золотом оказалась ниже уровня эрозионных процессов и сохранялась многие десятки и сотни миллионов лет. Так, известна гипергенная концентрация золота в подзонах баритовых и баритокварцевых сыпучек, а также ярозитов зоны «железных шляп» медноколчеданных месторождений Блявинское, Учалинское, Майкаинское и др. (Альбов, 1960; Петровская, 1974; и др.). Содержание золота в них в 2—15 раз выше, чем в первичных сульфидных рудах. Миграция и вторичная концентрация золота в связи с развитием процессов гипергенеза отмечается на многих золоторудных месторождениях Украины (Каплун, 1975), Казахстана (Шлыгин и др., 1963), Сибири и Дальнего Востока (Нестеров, 1974; Росляков и др., 1977), Африки и других районов мира (Горбунов и др., 1973). Известны также месторождения золота, генетически связанные с корами выветривания. Так, месторождение Калана в республике Мали сложено серией полого падающих кварцевых жил и прожилков. Жилы залегают в неоген-четвертич-

ных корах выветривания гидротермально измененных сланцев серии Биррим в зоне контакта с диоритовым массивом. Золотое оруденение прослежено на глубину до 150 м. Среднее содержание золота 50 г/т. С поверхности месторождение практически выработано. На некоторых участках под латеритным панцирем на глубину нескольких метров до уровня грунтовых вод старателями выбрана золоторудная кора выветривания. Ниже уровня грунтовых вод золото не изучено, вероятно, следует ожидать зону вторичного золотого обогащения. Наибольшее содержание золота локализуется на границе измененных и неизмененных пород. Аналогичная картина распределения золота отмечается в корах выветривания метасланцев докембрия Букантау (рис. 17).

Наиболее известные месторождения золота, генетически

Рис. 17. Распределение золота в корах выветривания метапесчаников и метасланцев докембрия гор Букантау (Западный Узбекистан).

Зоны: I — гомепелитов, II — микстолитов, III — бластоварилитов, IV — неизмененные.



связанные с процессами корообразования — месторождения Куранахского типа, находящиеся на северном склоне Алданского щита в области синклинирного погружения кристаллического фундамента (Разин, Рожков, 1966). Осадочный чехол состоит из горизонтально залегающих кембрийских известняков, доломитов, мергелей, перекрытых песчаниками с прослоями конгломератов ранней юры. Месторождение приурочено к несогласной границе пород кембрия и юры. Золоторудными являются отложения карстовых полостей, где золото находится в промышленных концентрациях. Карстовые отложения состоят из золотоносных калишпатовых и кварцевых метасоматитов, по которым развиты дочетвертичные коры выветривания (Разин, Рожков, 1966).

Таким образом, из приведенных данных следует, что в отдельных случаях гипергенная миграция и концентрация золота как в самих золоторудных месторождениях, так и в потенциально золотоносных геологических формациях значительна, а возможно, и решающая при образовании промышленных концентраций металла. Локализация повышенных концентраций золота в зонах вторичного сульфидного обогащения и нижней части профилей кор выветривания исключала возможность значительного выноса золота в растворенном или сорбированном виде в морские бассейны. В раннем протерозое и в течение всего последующего геологического развития золото аккумулировалось в нижней части профилей кор выветривания и зон окисления — цемента-

ции. Наиболее значительные накопления происходили в условиях длительного формирования кор выветривания. В эпохи активизации тектонических движений размывались сначала верхние горизонты (зон) кор выветривания, затем нижние. В результате размыва верхних зон образовались осадочные формации, лишенные золота или бедные им, но обогащенные трехвалентным железом или алюминием. Образование россыпей золота, полиметаллов, урана и др. в осадочных формациях связано лишь с размывом нижних зон профилей кор выветривания. Поэтому докембрийские и фанерозойские золотоносные осадочные формации имеют полимиктовый состав. Таким образом, начиная с раннего протерозоя до антропогена включительно в экзогенных условиях могло формироваться только россыпное золото и золото, связанное с корами выветривания.

По литературным данным месторождения золота осадочного происхождения архейского возраста не известны (Тугаринов, Войткевич, 1970). К раннему протерозою относится самое древнее осадочнокластогенное золото месторождения Витватерсранд Южной Африки. Золотоносные — грубообломочные конгломераты пролювиальных равнин (Тугаринов, Войткевич, 1970). Золото ассоциируется с урановым оруденением, платиноидами, пиритом и органическими веществами. Обломочный материал полимиктового состава представлен продуктами размыва кор выветривания гомеаридного климата. Возрастные аналоги золотоносных формаций с россыпным золотом встречаются в Канаде, Австралии, Бразилии и др. (Шер, 1977). Россыпное золото устанавливается в основании топтергинской серии раннего рифея на Алданском щите (Цехомский и др., 1980), в отложениях среднего и верхнего рифея в венде Западного Прибайкалья и Присяянья, а также в палеозойских, мезозойских и кайнозойских образованиях (Петровская, 1973 и др.); формирование их связывают с размывом кор выветривания.

Месторождения золота, приуроченные к корам выветривания, известны в Африке, СССР (Горбунов и др., 1973; Ниязов, Щербин, 1971; Разин, Рожков, 1966; Петровская 1973; и др.). Все они мезозойского и неоген-четвертичного возрастов.

Уран. Миграция и концентрация урана в древних корях выветривания гумидных зон литогенеза некоторых районов СССР рассмотрены во многих работах (Радиоактивные элементы в геологических..., 1975; и др.). Однако о характере этих процессов единого мнения нет. Так, Г. Г. Шальмина, В. А. Бобров и др. указывают на вынос урана из средней и нижней частей разреза кор выветривания. Другие авторы (Васильев, 1970; и др.), напротив, отмечают локализацию аномального содержания урана в средней части разреза кор выветривания. Отдельные исследователи отмечают гипергенную аккумуляцию урана (достигающую размеров рудопроявления) в низах древних каолининовых зон

кор выветривания, погребенных под платформенными осадочными формациями.

Автором изучены миграция и концентрация урана в корях выветривания осадочно-метаморфических пород докембрия и гранитоидов верхнего палеозоя одного из районов СССР. При этом использованы данные 360 определений содержания урана перловольфрамисциентным методом. Уран выносятся практически из трех верхних зон (микстолитовая, гомепелитовая, оксидолитовая) и накапливается в нижней зоне профилей кор выветривания главным образом межпластового типа, развитых как по осадочно-метаморфическим породам (Пак, 1975), так и по осадочным формациям (Пак, 1974; и др.). В нижних зонах кор выветривания он накапливается в виде окислов на границе смены окислительных гидрогеохимических условий восстановительными в результате перевода шестивалентного урана в четырехвалентный.

Согласно данным В. И. Казанского и др. (1978), в архейском и более раннем этапах развития Земной коры уран не накапливался. С раннепротерозойским этапом связана ранняя аккумуляция урана, представленная ураноносными конгломератами системы Витватерсранд Южной Африки, Блайнд-Ривер Канады, Сьера-де-Жакобина Бразилии и др. (Пиенаар, 1967; Горбунов и др., 1974). Ураноносные конгломераты представляют собой протоорогенные отложения, соответствующие временному интервалу 2,8—2,2 млрд. лет. Формировались они в условиях дефицита в атмосфере свободного кислорода. Окончание накопления ураноносных конгломератов (2,2 млрд. лет) совпадает не только с резким изменением атмосферы Земли, но и с началом расцвета простейших организмов (Соколов, 1976). Образование конгломератов обусловлено размывом и переотложением раннепротерозойских аридных кор выветривания, точнее, кор выветривания миоаридного типа литогенеза. Об этом свидетельствуют неотсортированность и полимиктовый состав обломков и кластического материала цемента без следов их химического выветривания.

Начиная с 2,0—1,9 млрд. лет возрастание содержания свободного кислорода в атмосфере и бурное развитие биоса (Соколов, 1976) в водоемах способствовали выносу урана из профилей кор выветривания континентов и аккумуляции его в морских бассейнах¹. Эти осадочные накопления связаны с углеродисто-кремнистыми и углеродисто-карбонатными формациями рифея и нижнего палеозоя многих стран (Данчев, Лапинский, 1965; Образование месторождений урана, 1976; и др.).

В поздневендско-фанерозойском этапе обилие свободного кислорода в атмосфере и развитие наземного биоса определили возникновение на суше ландшафтов как с окислительными, так

¹ В континентальных водоемах рифея жизнь еще не могла существовать вследствие губительного действия ультрафиолетовых лучей, проникавших через маломощные толщи воды.

и с восстановительными условиями. В результате появились предпосылки для интенсивного выщелачивания, выноса урана из профилей выветривания и аккумуляции его главным образом на континентах: во внутриконтинентальных бассейнах и зонах седиментации, а также в зоне цементации профилей выветривания. В связи с этим со среднего палеозоя полностью прекратился вынос урана в морские бассейны; вместе с тем утратилась возможность его осадочного накопления. В результате первичной и вторичной сорбции урана костнофосфатным веществом образовались урано-фосфатные формации. В позднепалеогеново-антропогеновом подэтапе за счет эпиплатформенных орогенных тектонических процессов на окраинах синеклиз молодых платформ

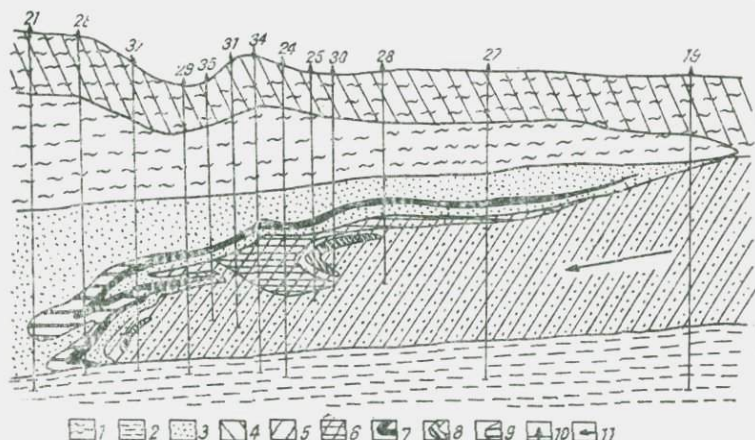


Рис. 18. Геологический разрез рудоносной коры выветривания осадочных пород активизированной области эпигерцинской платформы (аридная зона).

1 — глины первично сероцветные, 2 — глины первично красноцветные, 3 — пески первично сероцветные; коры выветривания; 4 — площадного распространения, 5 — линейные зоны; 6 — вторичной урановой минерализации (реликты рудоносной зоны предшествующего рудообразующего этапа), 7 — развития окислов урана, 8 — развития самородного селена, 9 — молибденовой минерализации; 10 — скважина и ее номер; 11 — направление потока пластовых вод.

создались благоприятные условия для формирования гидrogenных месторождений урана (Пак, 1974; и др.) с молибденом, селеном (рис. 18). Приведенный материал по эволюции процессов экзогенного уранообразования подтверждает общую тенденцию изменения условий миграции урана в корях выветривания.

Итак, при изучении поведения химических элементов в корях выветривания и его влияния на эволюцию литогенеза и экзогенных полезных ископаемых установлено следующее (рис. 12 и 14). В архейском этапе формировались коры выветривания бласто-варилитового типа. В связи с этим исключалась возможность образования экзогенных месторождений полезных ископаемых как «остаточного», так и осадочного генезиса. Частичный вынос натрия, кальция, двухвалентного железа и кремния обусловили

образование соответственно скаполитсодержащих пород, железистых кварцитов Киватинского типа и др.

Раннепротерозойский этап характеризуется некоторым усилением процессов миграции кремния, натрия, алюминия, а также накоплением калия и магния в корах выветривания. Железо и титан все еще испытывали вынос и только на рубеже с рифеем подвижность этих элементов заметно уменьшилась. В результате возникли предпосылки для развития маломощных микстолитовых кор выветривания. В бассейнах седиментации образовались осадочно-хемогенные железорудные формации Криворожского типа, кластогенные месторождения золота, урана, рутил- и скаполитсодержащих пород, а во второй половине данного этапа — железорудных формаций таконитового типа, магнезитов, доломитов и др.

Позднепротерозойский этап отличается от предыдущего накоплением железа в профилях кор выветривания, повышением интенсивности миграции натрия, кремния, алюминия, кальция, магния и накоплением калия и титана. В связи с этим впервые в истории Земли возникли предпосылки формирования кор выветривания гомепелитового типа, а также месторождений окисных железных руд зон окисления железорудных формаций, а в бассейнах седиментации — терригенно-осадочных бурожелезняковых руд, высокоглиноземистых формаций с минералами свободного глинозема (диаспором, бемитом, реже корундом), проявления бокситов, связанные с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями, хемогенные магнезиты. С этим этапом связано развитие россыпей титановых минералов, золота, прекращение формирования хемогенных железистых кварцитов, скаполитсодержащих пород, кластогенного урана. В корах выветривания данного этапа следует ожидать проявления и мелкие месторождения аморфного магнезита, латеритных железистых руд, золота, титана, инфильтрационных руд урана.

Отличительная особенность поздневендско-фанерозойского этапа заключается в развитии субоксидолитовых (сублатеритных), оксидолитовых (латеритных), экстраоксидолитовых (экстралатеритных) кор выветривания, интенсивном выносе калия, кремния, натрия, магния, кальция из кор выветривания и накоплении в них алюминия, железа; поведение титана не стабильно. Другое характерное отличие данного этапа — широкое развитие месторождений полезных ископаемых, связанных с процессами образования кор выветривания и осадочных формаций. Важнейшие из них — месторождения латеритных и карстовых бокситов, железных и силикатно-никелевых руд, аморфного магнезита, золота, инфильтрационных месторождений урана, осадочных руд титана и др. Наиболее крупные из них приурочены к корам выветривания позднепалеоген-антропогенного подэтапа. К седиментационно-осадочным месторождениям, сформировавшимся в результате миграции химических элементов из профилей выветривания, относятся

сингенетично-осадочные накопления урана и др. Терригенно-осадочные месторождения россыпного золота и титан в терригенно-осадочных формациях и др. образовались вследствие размыва кор выветривания.

**ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК
ФОРМИРОВАНИЯ КОР
ВЫВЕТРИВАНИЯ И СВЯЗАННЫХ
С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Геологическое строение Средней Азии очень сложное. Данный регион представлен разнообразными комплексами горных пород докембрия и фанерозоя. Образование земной коры здесь связывают (Докембрий Средней Азии, 1982) с четырьмя стадиями эволюции: океанической (катархей), субокеанической (ранний архей), субконтинентальной (поздний архей — ранний протерозой) и континентальной (поздний протерозой — фанерозой). Предполагают, что в катархее в Средней Азии сформировался «базальтовый» слой. Детали развития земной коры этого периода еще не вполне выяснены. С археем связывают формирование «диоритового» прослоя «гранитного» слоя, внедрение крупных плутонов гранитоидов, образование гранитно-гнейсовых куполов, возникновение крупного подвижного пояса с областями денудации («щиты», «массивы» и области «дифференцированной тектонической активности»). В раннем протерозое завершилось формирование континентальной коры. Вследствие деструкции геосинклинально-складчатого фундамента архея возникли протоплатформы (щиты и плиты). В пределах плит и рифтовых зон — накопление алевроитовых и глинистых осадков с прослоями кремнистых пород, песчаников, доломитов и известняков (Мирходжаев и др., 1977). В позднем протерозое предполагается образование эпикарельской платформы, ее деструкция и возникновение эпиплатформенных геосинклиналей, в которых отлагались олигомиктовые и кремнисто-кварцевые разности пелитовых и терригенных пород с карбонатными осадками, содержащими в отдельных случаях строматолитовые постройки. В раннем и среднем палеозое, по мнению Р. Н. Абдуллаева и др., в отдельных частях территории Средней Азии произошел раскол эпидокембрийской платформы, образовались рифты сначала в Северном Тянь-Шане, затем в Южном и по ним — эвгеосинклинали с последующим складкообразованием, орогенезом и вулканизмом. Эти процессы завершились в позднем палеозое. В результате на рубеже палеозоя и мезозоя территория центральной части Средней Азии превратилась в молодую платформу. В ее составе четко обозначился эпигерцинский щит (Бабаев, 1966; и др.), который автор называет Среднеазиатским щитовидным поднятием. Платформенные условия сохранились до конца палеогена. В конце палеогена проявились качественно новые глыбовые тектонические движения (Ситдииков, 1979), интенсив-

ность которых постепенно возрастала в неогене и антропогене, включая современный период. В результате значительная часть платформы превратилась в орогенную область с образованием горноскладчатых систем Тянь-Шаня.

Таким образом, территория Средней Азии претерпела сложное геологическое развитие: от стадии зарождения и развития земной коры в раннем докембрии до образования континентальной коры в рифее, ее деструкции в конце рифея и венде, переход от платформенно-геосинклинальных условий в палеозое, платформенным — в мезозое, палеогене и эпиплатформенным орогенным — в олигоцене, неогене и антропогене.

В соответствии с эволюцией палеотектонических режимов изменялись и палеогеографические условия, в том числе и рельеф. Детали эволюции рельефа в докембрии нам не ясны. Развитие алевритовых, глинистых осадков с карбонатными породами указывает на существование относительно сглаженных форм рельефа областей денудации в докембрии. В конце палеозоя образовалась Среднеазиатское шитовидное поднятие, в пределах которого в мезозое, палеоцене и эоцене, в условиях существования длительных континентальных перерывов в осадконакоплении (рис. 19) происходило субпараллельное срезание его склонов. В результате в олигоцене оно перестало существовать в качестве крупной положительной морфоструктуры суши и на его месте образовалась погребенная куполовидная морфоструктура с пологими субпараллельными педиментами и одновозрастными им корами выветривания (Пак, 1976). В конце палеогена вся территория Средней Азии превратилась в равнину. В эпиплатформенном этапе рельеф обновился — возникли горные системы и межгорные впадины.

В отношении палеоклимата докембрия и палеозоя нет достоверных данных. В отложениях позднего протерозоя встречаются седиментационные магнезиты (Памир), барит (Ауминзатау, Букантау в Западном Узбекистане). Вероятно, они образовались в бассейнах седиментации аридной зоны. В палеозое палеоклимат в Средней Азии в основном был аридным, о чем свидетельствует наличие эвапоритов в отложениях позднего девона, карбона, перми. Незначительное повышение влажности приходится на ранний и средний карбон. На это указывает локальное развитие карстовых бокситов в Южном Тянь-Шане. В раннем и среднем триасе (Пак, 1978) повсеместно господствовал умеренноаридный субтропический климат. В конце триаса произошла гумидизация субтропического климата, а со второй половины средней юры — вновь аридизация, достигшая максимума в волжском веке. В некоем вновь произошло некоторое увеличение влажности климата. В результате в позднем альбе на большей части Средней Азии (за исключением юга центральной части Средней Азии) установился влажный субтропический климат. С этим периодом связано формирование гомепелитовых (каолиновых и им подобных) кор выветривания и карстовых бокситов (Пак, 1978). Начиная с сено-

манского века вновь происходит аридизация климата; ее максимум приходится на начало палеогена, средний миоцен, на современную эпоху.

Итак, в геологической истории рассматриваемого региона существовали предпосылки для развития кор выветривания разных геологических, фациальных типов и типов литогенеза.

Данные о корях выветривания катархея, архея и раннего протерозоя Средней Азии отсутствуют. Л. Н. Белькова и др. (Докембрийские коры..., 1975) указывают на наличие позднепротерозойских кор выветривания в Каратау (Южный Казахстан). Одна-

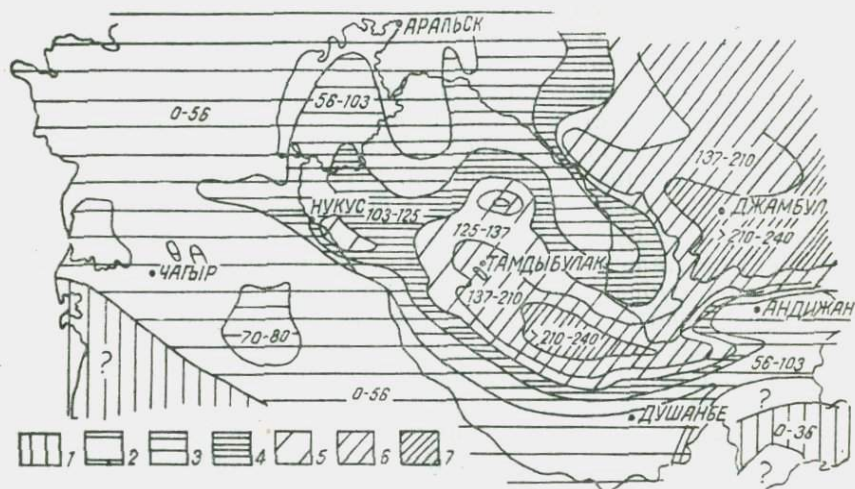


Рис. 19. Схематическая карта продолжительности послепалеозойских континентальных перерывов на территории центральной части Средней Азии:

Континентальные перерывы с конца пермского периода (млн. лет) до начала: 1 — юры, 2 — позднего лейаса, 3 — раннего мела, 4 — альбского века, 5 — туронского века, 6 — позднего олигоцена, 7 — антропогена.

ко отнесение их к докембрию вызывает вполне обоснованное возражение Л. И. Боровикова (Докембрийские коры..., 1975) и др.

Коры выветривания палеозоя достоверно не установлены. К ним условно могут быть отнесены карстовые бокситы и терра-росса, встречающиеся в разрезах геосинклинальных карбонатных формаций карбона Южного Тянь-Шаня (Минерально-сырьевые..., 1976). Весьма широко распространены мезозойские и кайнозойские коры выветривания разных геологических и фациальных типов, а также гумидных и аридных типов литогенеза (Коннов, 1972; Пак, 1978; и др.). Отметим, что коры выветривания с зональным строением профилей оксидолитового (латеритного) и гомепелитового (каолинитового) типов отмечаются соответственно в Байсунтау (месторождение Каирак и др.) и Западном Узбекистане (Центральные Кызылкумы, Зирабулак-Зиаздинские горы и др.).

Месторождения полезных ископаемых, связанные с корами выветривания докембрия и раннего палеозоя в описываемом регионе не известны. К числу наиболее древних образований можно отнести среднекарбовые карстовые бокситы Южного Тянь-Шаня. Бокситы, как отмечалось выше, представляют собой коры выветривания инверсионного этапа геосинклиналей Южного Тянь-Шаня. Карстовые бокситы аналогичного генетического типа известны в основании разреза раннего триаса в Центральной зоне Памира — рудопроявления Пшарт, Акбель и др. (Карпетов, 1968;

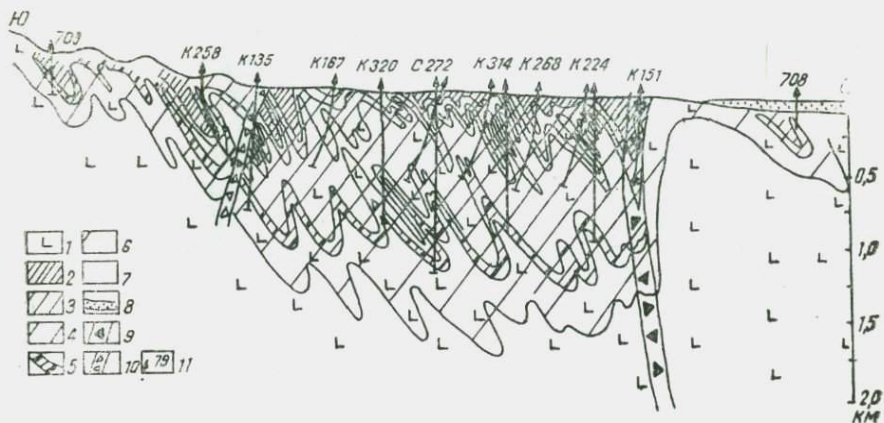


Рис. 20. Распределение меди в разрезе коры выветривания месторождения Дальнее Алмалыкского рудного района (разведочная линия VII—VII).

1 — рудомещающие породы (сненито-диориты, гранодиорит-порфиры и др.); содержание меди, усл. ед., 2 — от 1 до 10 в верхней части зоны микстолитов; 3 — от 11 до 29 в зоне микстолитов; 4 — от 30 до 100 и более в зоне микстолитов и верхней части зоны бластоарилитов; 5 — от 11 до 29 в зоне бластоарилитов; 6 — от 1 до 11 в нижней части зоны бластоарилитов; 7 — меньше единицы в неизмененных породах, 8 — красноцветные отложения позднего мела; разломы: 9 — Карабулакский, 10 — Кальмакырский, 11 — скважины.

и др.). С поздне триасово-раннеюрскими корами выветривания связаны месторождения полигенных (латеритных и осадочных) бокситов в Байсунтау (Южный Узбекистан); с юрскими корами выветривания — месторождения первичных и вторичных каолинов Ангрена в Ташкентской области; карстовые бокситы (месторождения Казыгурт, Мансурата и др.) в Южном Казахстане; с альбскими корами выветривания — месторождения первичных и вторичных каолинов, алунитов, карстовых бокситов и других в Западном Узбекистане (Пак, 1978; и др.). В продуктах переотложения альбских кор выветривания известны россыпи золота в Букантау, Зирабулак-Зиаэтдинских горах и др. В поздне меловом периоде в условиях аридного климата происходила денудация кор выветривания раннего мезозоя, а также вторичное перераспределение многих поливалентных химических элементов и их наложение в отдельных случаях в нижних зонах профилей кор выветривания. В конце палеогена в связи с трансгрессией моря,

охватившей почти всю территорию Средней Азии, корообразованное и связанное с ним экзогенное рудообразование прекратилось. За счет размыва кор выветривания в эоцене появились металлоносные глинистые сланцы, подобные широко известным пермским горючим сланцам ГДР и Польши. В эпиплатформенном этапе в условиях аридного климата в корях выветривания осадочных формаций с напорными пластовыми водами образовались месторождения редких элементов, рудопроявления и проявления самород-

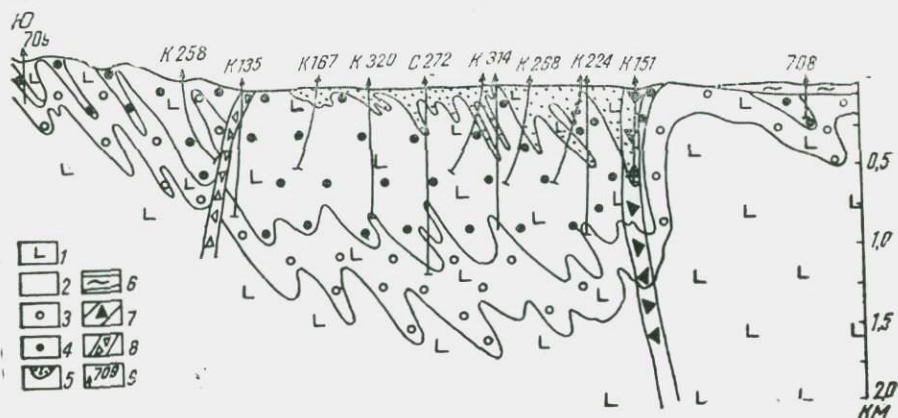


Рис. 21. Геологический разрез мезозойской коры выветривания изверженных пород верхнего палеозоя медно-молибденового месторождения Дальнее Алмалыкского рудного района в Узбекистане.

1 — рудовмещающие породы (сиенито-диориты, гранодиорит-порфиры); 2 — неизмененные породы; зоны коры выветривания: 3 — нижняя часть зоны бластоварилитов; 4 — верхняя часть зоны бластоварилитов и нижняя зона микстолитов; 5 — верхняя часть зоны микстолитов; 6 — отложения верхнего мела; 7 — Карабулакский разлом; 8 — Кальмакырский разлом; 9 — скважина и ее номер.

ной серы, селена, целестина и других, связанных с инфильтрацией кислородсодержащих вод. Другая особенность данного этапа — это то, что на многих рудных месторождениях, относящихся к эндогенному классу, под влиянием гидрогенных процессов рудное вещество переформировалось. Например, исследование характера развития продуктов химического выветривания на месторождениях Дальнее и Кальмакыр в Узбекистане показало, что распределение оруденения меди (рис. 20), молибдена и других сопутствующих рудных компонентов в их разрезах полностью коррелируется вертикальной зональностью кор выветривания (рис. 21). Сходная локализация промышленных руд устанавливается на свинцово-цинковом месторождении Кургашикан (Мусин, Голованов, 1967) и др.

Таким образом, рассмотренные в работе материалы как в региональном, так и глобальном плане однозначно устанавливают общее изменение строения и состава кор выветривания, эволюцию обстановок их формирования и связанных с ними экзогенного рудогенеза в геологической истории Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необратимая эволюция Земли бесспорна. Отдельные аспекты данной научной проблемы в настоящее время представляют интерес для всесторонних исследований. К их числу относится изучение эволюции кор выветривания в геологической истории. В этом плане настоящая монография представляет собой первую сводку по данному вопросу. Основным результатом исследований — установление необратимого направленного изменения состава кор выветривания и их типов в истории Земли (табл. 7). В этом плане выделяется пять последовательно сменявшихся геохронологических этапов: катархейский, архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский и поздневендско-фанерозойский. Катархейский этап отличался развитием главным образом субаквальных кор выветривания в пределах дна первичного океана. Коры выветривания данного типа развивались во все последующие геохронологические этапы. В архее на поверхности суши впервые стали формироваться субэвральные коры выветривания кварц-слюдистого и кварц-хлоритового состава с однозональным строением профилей бластоварилитового типа. В раннем протерозое наряду с корами выветривания бластоварилитового типа впервые появились качественно новые кварц-серицитового и кварц-серицит-вермикулитового составов с карбонатами коры выветривания двухзонального строения профилей микстолитового типа. В позднепротерозойском этапе, помимо кор выветривания бластоварилитового, микстолитового типов, стали формироваться коры выветривания с трехзональным строением профилей гомепелитового типа, сложенных главным образом минералами глин, каолинитов, гидроокислов железа и других вторичных минералов. В поздневендско-фанерозойском этапе, наряду с корами выветривания, сходными с предшествующими этапами, образовались коры выветривания субоксидолитового (сублатеритного) типа профилей в поздневендско-раннедевонском подэтапе, оксидолитового (латеритного) в среднедевонско-среднепалеогеновом подэтапе и экстраоксидолитового (экстралатеритного) в позднепалеоген-антропогеновом подэтапе.

Классификация субэаральных кор выветривания (КВ) разных геологических этапов эволюции Земли

Тип КВ	Геологический этап (млрд. лет назад)				
	катархейский (4,6-3,6)	архейский (3,6-2,6)	раннепротерозойский (2,6-1,6)	позднепротерозойский (1,6-0,6)	поздневендско-фанерозойский (0,6-н/в)
По геологическим условиям образования	?	КВ эократонов	КВ протоплатформ	КВ древних платформ	КВ древних и молодых платформ
	—	—	КВ протогеосинклинальных складчатых областей	КВ древних геосинклинальных складчатых областей и зон	КВ типичных геосинклинальных складчатых областей, поясов и зон
	—	—	—	КВ древних эпигеосинклинальных орогенов	КВ типичных эпигеосинклинальных орогенов
	—	—	—	—	КВ эпиплатформенных орогенов
	—	—	—	—	КВ аридного типа литогенеза
По типу литогенеза	?	КВ прааридного типа литогенеза	КВ миоаридного типа литогенеза	КВ субаридного литогенеза	КВ аридного типа литогенеза
	—	—	КВ миогумидного литогенеза	КВ субгумидного типа литогенеза	КВ гумидного типа литогенеза
	—	—	—	КВ суббореального типа литогенеза	КВ бореального типа литогенеза
	—	—	—	—	КВ полярного и др. типов литогенеза
	—	—	—	—	—

Продолжение таблицы 7

Тип КВ	Геологический этап (млрд. лет назад)				
	катархейский (4,6-3,6)	архейский (3,6-2,6)	раннепротерозойский (2,6-1,6)	позднепротерозойский (1,6-0,6)	поздневендско-фанерозойский (0,6-н/в)
По строению профилей	—	Однозональные	Однозональные	Однозональные	Однозональные
	—	—	Двухзональные	Двухзональные	Двухзональные
	—	—	—	Трехзональные	Трехзональные
	—	—	—	—	Четырехзональные и сокращенные
По составу	—	Бластоварилитовые	Бластоварилитовые	Бластоварилитовые	Бластоварилитовые
	—	—	Микстолитовые	Микстолитовые	Микстолитовые
	—	—	—	Гомепелитовые	Гомепелитовые
	—	—	—	—	Субоксидолитовые (сублатеритные) оксидолитовые (латеритные), экстраоксидолитовые (экстралатеритные)
	—	—	—	—	—

В структурно-тектоническом отношении намечается эволюционный переход от догеосинклинальных, доплатформенных условий формирования кор выветривания в пределах первичного океана в катархее, эократонных («зеленокаменных поясов») — в архее, протоплатформенных и протогоосинклинальных — в раннем протерозое и типично платформенных, геосинклинальных и эпиплатформенных орогенных — в кайнозое.

В палеоклиматическом отношении происходит эволюционная смена развития кор выветривания от специфического прааридного типа литогенеза в архее, миоаридного и многогумидного типов литогенеза в раннем протерозое, субаридного, субгумидного и субареального типов литогенеза в позднем протерозое до аридного, гумидного, бореального, полярного и других типов литогенеза в конце поздневендско-фанерозойского этапа.

Основным изохронным этапам развития кор выветривания в геологической истории Земли в общих чертах соответствуют главнейшие рубежи появления и развития качественно новых органических систем: с геологическим временем появления фотосинтезирующих организмов в архее совпадает развитие первых примитивных по составу субаэральных кор выветривания эфемеров бластоварилитового типа; к периоду расцвета фотосинтезирующих организмов в раннем протерозое относятся коры выветривания качественно нового состава — микстолитового типа; формирование кор выветривания гомепелитового типа в позднем протерозое совпадает с появлением эукариот; на рубеже венда и фанерозоя отмечается переход организмов на сушу, с этим периодом связано развитие субоксидолитовых (сублатеритных) кор выветривания; с появлением биоландшафтов с вечнозелеными сосудистыми растениями началось развитие оксидолитовых (латеритных) и экстраоксидолитовых (экстралатеритных) кор выветривания.

В геологической истории наблюдалось изменение общей направленности миграции и концентрации химических элементов в корях выветривания. К геологическим периодам выноса алюминия, железа, калия, натрия, кальция, магния приурочено формирование хемогенных бокситов, железистых кварцитов, доломитов, магнезитов и др., к периодам накопления этих элементов в профилях — образование латеритных бокситов, латеритных железных руд (в том числе руд зон окисления железистых кварцитов), калийсодержащих слоистых силикатов, карбонатов магния и др. Первые экзогенные полезные ископаемые, связанные с развитием кор выветривания, появились в архее, в дальнейшем разнообразие видов и их типов на пути к кайнозую увеличивалось.

Некоторые изучаемые вопросы имеют дискуссионный характер и поэтому окончательно не решены. К их числу в первую очередь относится условность выделения кор выветривания катархейского этапа и отдельные аспекты экзогенного рудообразования.

Результаты исследований имеют важное значение для познания литологии докембрия и фанерозоя и экзогенного рудообразования в геологической истории Земли.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Де Алмейда Ф. М. Архей Южной Америки//В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия.— Л., 1977. С. 178—180.
- Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации.— Новосибирск: Наука, 1972. С. 348.
- Андреев П. А. и др. Обзор минеральных ресурсов капиталистического мира (капиталистических и развивающихся стран)//Африка, Австралия и Океания.— М.: Недра, 1966. С. 213.
- Антипов-Каратаев И. Н., Цюрупа И. Г., Алфероза В. А. Закономерности биохимического разложения альбита и мусковита//В кн.: Кора выветривания. Вып. 7.— М., 1966. С. 53—88.
- Арсентьев В. П. и др. Саяно-Байкальский складчатый пояс//В кн.: Докембрий континентов. Древние континенты Евразии.— Новосибирск, 1977. С. 272—297.
- Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа.— Л.: Недра, 1966. С. 372.
- Балкаи Б., Бардоши Д. Исследования процессов латеритизации (по Гвинейским латеритам)//В кн.: Кора выветривания. Вып. 14.— М., 1974. С. 3—14.
- Барагер Р. А., Мак-Глинн Дж. К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите//В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия.—Л., 1977. С. 153—178.
- Басс М. Б. и др. Древние коры выветривания Украины//В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые.— Киев, 1975. С. 4—35.
- Башарин А. К. и др. Докембрий континентов. Северная и Южная Америка.— Новосибирск: Наука, 1976. 239 с.
- Бгатов В. И. Земная атмосфера и коры выветривания//В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах.— Тез. докл. XII Всесоюзного литологического совещания.— Новосибирск, 1981. С. 11—12.
- Бейлисс П., Лоугнен Ф. К. Минералогические данные почти одновременной латеритизации базальтов в Новой Англии, Новый Южный Уэльс //В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов.— М.: 1964. С. 187—192.
- Беляев В. В., Лихачев В. В., Швецова И. В. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане.— Сыктывкар: Комифилиал АН СССР, 1983. С. 32.
- Берзин Н. А. Тектоника докембрия Южной Америки//Геология и геофизика. 1970. № 8. С. 44—56.
- Беркнер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция//Земля и вселенная, 1966. № 4. С. 14—21.
- Бертельсон А., Нью-Нюгорт А. Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена.— М.: Мир, 1968. С. 128.

- Бибикова Е. В. и др. Древнейшие метаморфические породы Северо-Востока СССР//В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока.— Л., 1981. С. 46—55.
- Боголепов К. В., Жарков М. А. Проблемы эволюции геологических процессов//В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов.— Новосибирск, 1981. С. 7—20.
- Борукаев Ч. Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии//В кн.: Докембрий континентов. Австралия, Африка.— Новосибирск, 1976. С. 3—224.
- Бочко Р. А., Киреев Ф. А. Древние коры выветривания Северо-Онежского бокситоносного района и связь с ними бокситовых месторождений//В кн.: Коры выветривания. Вып. 14.— М., 1974. С. 59—75.
- Бугельский Ю. Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков.— М.: Наука, 1979. 286 с.
- Бугельский Ю. Ю., Рубейкин В. З. Состав атмосферных осадков — региональный гидрогеохимический фактор выветривания//В кн.: Кора выветривания. Вып. 18.— М.: Наука, 1983. С. 37—44.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов.— М.: Недра, 1975. С. 416.
- Валетон И. Бокситы.— М.: Мир, 1974. С. 215.
- Васильев В. И. О собственно коровом типе радиоактивных аномалий//Изв. АН СССР. Серия геол. 1970. № 9. С. 126—129.
- Вернадский В. И. Заметка о титане в биосфере//Изб. соч. Т. V.—М.: АН СССР, 1960. С. 422.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения.— М.: Наука, 1965. С. 374.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах//Изв. АН СССР. Серия геол. 1967. № 4. С. 98—104.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана.— М.: Наука, 1967. С. 215.
- Виноградов В. И. и др. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканских щитах и эволюция кислородной атмосферы Земли//Литология и полезные ископаемые, 1976. № 4. С. 12—28.
- Витовская И. В., Новиков В. М. Поведение компонентов и условия накопления алюминия в корях выветривания пород основного состава южной оконечности Урала//В кн.: Коры выветривания. Вып. 14.— М.: 1974. С. 76—91.
- Войткевич Г. В., Лебедев Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия.— М.: Недра, 1975. С. 230.
- Вольфенден Э. Б. Бокситы Саравака//В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов.— М., 1964. С. 165—178.
- Воскресенская М. Н., Головенко В. К. К характеристике докембрийской химической коры выветривания Северо-Западной части Курской магнитной аномалии//В кн.: Проблемы литологии докембрия.— Л., 1971. С. 56—60.
- Вотах О. А., Жабин В. В., Козлов Г. В. Складчатая область Енисейского кряжа, Туруханское и Ингарское поднятия//В кн.: Докембрий континентов, Евразия.— Новосибирск, 1977. С. 372—297.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород.— М.: Мир, 1974. С. 272.
- Генералов П. П., Чурский А. В., Костюк Б. Ф. О древних корях выветривания и бокситоносности восточного склона Приполярного Урала//В кн.: Кора выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Вып. 66. Тр. СНИИГГ ИМС.— Новосибирск, 1967. С. 75—78.
- Геологический словарь. Т. I.— М.: Недра, 1973. 354 с.
- Геология и полезные ископаемые Кубы.— М.: Недра, 1973. 193 с.
- Герасимов И. П. Современные латериты и их образование//В кн.: Латериты. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геолог. Проблема 14.— М., 1964. С. 5—16.
- Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя кора выветривания Саксаганских гранитов Кривокожья//В кн.: Кора выветривания. Вып. 12.— М.: Наука, 1973, С. 91—110.

- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация//В кн.: Кора выветривания. Вып. 6.— М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 71—102.
- Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы//В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1962, С. 3—96.
- Головкин Н. И. О докембрийских корах выветривания КМА//В кн.: Докембрийские коры выветривания.— М.: Наука, 1975. С. 134—140.
- Головенко В. К. Среднепротерозойская кора выветривания в северной части Байкальской складчатой области//В кн.: Проблемы литологии докембрия.— Л., Наука, 1971. С. 43—56.
- Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия.— Л.: Недра, 1977. 268 с.
- Горбачев Б. Ф. Относительно генезиса корунда в неметаморфизованных бокситах (термодинамический анализ)//Литология и полезные ископаемые, 1972. № 3. С. 136—141.
- Горбунов Е. З., Куприянов Б. Г., Делпьяни Л. Н. Золото//В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки.— М.: Недра, 1973. С. 506—522.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии//Докл. АН СССР, 1983. 272. № 6. С. 1425—1428.
- Горяинов П. М. Геология и генезис железо-кремнистых формаций Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1976. 147 с.
- Гуреев В. Ф., Зверева Е. А. Экзогенные процессы на площадях проявления золотой минерализации в Западном Узбекистане//В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане.— Ташкент, 1969. С. 241—138.
- Данчев В. И., Лапинская Т. А. Месторождения радиоактивного сырья.— М.: Недра, 1965. 245 с.
- Демина В. Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана.— М.: Наука, 1977. 136 с.
- Денисова Л. Д. Литолого-геохимическая характеристика древних кор выветривания хр. Малого Хингана//В кн.: Кора выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск, 1967. С. 150—155.
- Дзоценидзе Г. С. Возраст и условия образования древних кор выветривания Грузии//В кн.: Кора выветривания. Вып. 5.— М., Изд-во АН СССР, 1963. С. 340—351.
- Дмитриев Ф. Л. и др. Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины в Белоруссии//В кн.: Проблемы генезиса бокситов.— М., 1975. С. 291—302.
- Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР.— М.: Мысль, 1969. 277 с.
- Доброхотов М. Н., Щербак Н. П. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита//В кн. Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР.— Л.: Наука, 1979. С. 64—72.
- Додатко А. Д. Докембрийские неметаморфизованные коры выветривания Украинского щита//В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения.— М., 1980. С. 253—267.
- Додевонские коры выветривания.— М.: Наука, 1969. 254 с.
- Докембрийские коры выветривания.— М.: ВИМС, 1975. 215 с.
- Докембрий Средней Азии. Л.: Наука, 1982. 263 с.
- Докембрийские железорудные формации мира/Пер. с англ. Герасимовского В. В., Леонтьевой Л. А. и Морозовой Л. И. М.: Мир, 1975. 368 с.
- Домбровская Ж. В., Слукин А. Д. Некоторые аспекты изучения докембрийских кор выветривания//В кн.: Докембрийские коры выветривания М.: 1975. С. 203—208.
- Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. Докембрий Африки и Аравии//В кн.: Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск, 1976. С. 108—110.

- Жарков М. А. Проблемы эвапоритового осадконакопления в докембрии// В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Карбонатное осадконакопление в докембрии. Вып. 6. — М.: 1981. С. 46—51.
- Закиров М. З. Гипергенез глинистых отложений Узбекистана и его минеральные индикаторы. — Ташкент: Фан, 1977, 183 с.
- Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978. 207 с.
- Казанский Ю. П. Седиментология. — М.: Наука, 1975. 272 с.
- Казанский Ю. П. Развитие морского карбонатонакопления в геологической истории Земли//В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Тез. докл. XII Всесоюзного литологического совещания. — Новосибирск, 1981. С. 46—47.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. — М.: Гостоптехиздат, 1958. 322 с.
- Каплун Е. Я. О проявлении золотоносности в древних метаморфизованных породах Кривбасса//В кн.: Минералогия осадочных образований. Вып. 2. — Киев, 1975. С. 44—46.
- Карапетов С. С. Бокситоносные породы Центрального Памира//Сов. геология, 1968. №9. С. 99—103.
- Кашик С. А., Карпов И. К. Эволюция процессов выветривания в докембрии и фенерозое//В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. — М., 1980. С. 51—61.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формация верхнего докембрия Т. 5. — М.: ВИНТИ, 1973. 290 с.
- Киреев Ф. А. Латеритные коры выветривания Северо-Онежского бокситоносного района//В кн.: Проблемы генезиса бокситов. — М., 1975. С. 112—126.
- Киселев Л. П. Древняя латеритная кора выветривания в Мугоджарах// В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Вып. I. Тр. Каз ИМС. — Алма-Ата, 1973, С. 39—52.
- Коннов Л. П. Геология и генезис бокситов Средней Азии. — М.: Недра, 1972. 288 с.
- Кора выветривания. Вып. 2—18. — М.: изд-во АН СССР, 1956. 1983.
- Коры выветривания Сибири. Кн. 2. — М.: Недра, 1979. 249 с.
- Коры выветривания на территории Украинской ССР. Часть I, 268 с., часть 2, 228 с. — Киев: Наукова Думка, 1971.
- Корякин А. С., Сафронов В. Т. Опыт комплексного литологогеохимического исследования метаморфизованных кор выветривания в докембрии// В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. — М.: 1979, С. 61—96.
- Кравченко В. М. Железородные месторождения коры выветривания Украинского щита и Воронежской антиклизы//В кн.: Рудоносные коры выветривания. — М., 1974. С. 81—88.
- Кузьмина Л. С., Архипенкова А. Я., Соловьев К. Н. Титаноносные песчаники и кварциты Зильмердакской свиты протерозоя Южного Урала//Сов. геология, 1961. №2. С. 163—168.
- Кулиш Е. А. Конгломераты низов иенгрской серии алданского архея//Докл. АН СССР, 1971. Т. 198. №9. С. 933—936.
- Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. — Хабаровск, 1973. С. 396.
- Кулиш Е. А. Атмосфера архея и ее взаимосвязь с накоплением первичных толщ Алданского комплекса//В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. — Л., 1981. С. 56—71.
- Куренкина И. Е. Кора выветривания протерозойских кварцсерцитовых углистых сланцев Гостищевского месторождения КМА//В кн.: Кора выветривания. Вып. 8. — М., 1967. С. 40—50.
- Лапинская Т. А., Журавлев Е. Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газо-нефтяной провинции и ее геологическое значение. — М.: Недра, 1967. С. 171.

- Левченко С. В. Бокситоносность кембро-силурских отложений юга Сибири//В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. — М., 1973. С. 40—49.
- Левченко С. В. и др. Докембрийские коры выветривания Русской платформы, условия их образования и перспективы рудоносности//В кн.: Докембрийские коры выветривания — М., 1975. С. 149—154.
- Лизалек Н. А., Урумов Ю. Д., Чеснокова Э. Ф. Древняя кора выветривания Ийско-Туманшетского Присяянья// В кн.: Кора выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Вып. 66. Тр. СНИИГГ ИМС.— Новосибирск, 1967. С. 126—132.
- Лисицина Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. — М.: Наука, 1973. С. 224.
- Лоугнен Ф. К., Бейлисс П. Минералогия месторождения бокситов около Уэйпи. Квинсленд//В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов.— 1964. С. 178—187.
- Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. — Минск: изд. АН БССР, 1958. С. 470.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. — М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 272.
- Масленников В. А. Древний докембрий Кольского полуострова. — Автореферат докт. дисс., М.: 1969. С. 47.
- Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье)//Геология и геофизика. Вып. 12. 1974. С. 44—50.
- Матвеева Л. А. и др. Совместное осаждение алюминия и кремния из разбавленных растворов и формирование каолинита в гипергенных условиях//В кн.: Кора выветривания. Вып. 18. — М.: Наука 1983. С. 192—208.
- Матвеева Л. А. и др. Влияние почвенных органических кислот на поведение алюминия в разбавленных растворах//В кн.: Кора выветривания. Вып. 16. — М.: Наука, 1978. С. 212—229.
- Махнач А. С., Левых Н. Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии.— Минск: Наука и техника, 1973. С. 288.
- Мац В. Д. и др. Докембрийские коры выветривания Присяянья//Сов. геология, 1974. № 10. С. 79—89.
- Мац В. Д., Попов Ю. Г. Некоторые черты эволюции коры химического выветривания гранитов//В кн.: Докембрийские коры выветривания. — М., 1975. С. 104—115.
- Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. Часть 1. 250 с, часть 2, С. 971. — Ташкент: Фан, 1976.
- Мирходжаев И. М. и др. Метаморфические формации Узбекистана. — Ташкент: Фан, 1977. С. 236.
- Митрофанов Ф. П., Казанов И. К., Зингер Т. Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы//В кн.: Проблемы геол. раннего докембрия — Л., 1977. С. 232—239.
- Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания Л.: Недра, 1977. С. 159.
- Момджи Г. С. Титан. Металлы в осадочных толщах. Черные металлы, цветные и легкие металлы. — М.: Наука, 1964. С. 197—244.
- Муратов М. В. Раннепротерозойский (афеский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования//Геотектоника, 1979. № 2. С. 3—29.
- Мусин Р. А. Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноземистых формаций. — Ташкент: изд. АН УзССР, 1957. С. 159.
- Мусин Р. А., Голованов И. М. Древняя кора выветривания на эффузивах верхнего палеозоя и скарново-рудных образованиях Кураминской подзоны//Кора выветривания. Вып. 8. — М.: Наука, 1967. С. 213—217.
- Мьюир М. Д., Грант П. Р. Данные о микропалеонтологич. группы. Овер-

- вахт, Южная Африка//В кн.: Ранняя история Земли.—М.: Мир, 1980. С. 588—598.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии докембрийских кор выветривания Балтийского щита//В кн.: Докембрийские коры выветривания в Карельских образованиях Северо-Восточной Карелии. Вест. ЛГУ, 1971. № 24. С. 57—64.
- Нестеров Н. В. О связи золоторудных месторождений Тихоокеанского пояса (Советский сектор) с корами выветривания//В кн.: Рудоносные коры выветривания.—М., 1974. С. 186—191.
- Никеленосные коры выветривания Урала.—М.: Наука, 1970. С. 286.
- Никитина А. П., Алексеева З. И. Висловское и Ольховское месторождения латеритных бокситов стадийного формирования (Воронежская антиклизиса)//В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР.—М., 1974. С. 22—45.
- Никитина А. П., Витовская К. В., Никитин К. К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания.—М.: Наука, 1971. С. 89.
- Ниязов А. Р., Щербин С. С. Древние золотоносные коры выветривания сланцев на Южном Урале//В кн.: Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов.—Свердловск, 1971. С. 85—89.
- Новиков В. М. Полигенные латеритно-осадочные бокситопоявления Мугоджар и Орского Зауралья//В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР.—М.: Наука, 1974. С. 58—72.
- Образование месторождений урана.—М.: Мир, 1976. С. 762.
- Павлов С. Ф., и др. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья.—Новосибирск: Наука, 1976. С. 160.
- Павловский В. И. Ранние стадии развития земной коры//Изд. АН СССР. Сер. геол., 1970. № 5. С. 23—40.
- Пак А. И. Основные этапы последовонского развития рельефа Западного Узбекистана//Геоморфология. 1976. № 3. С. 73—85.
- Пак А. И. Эпигенетическая зональность и генезис месторождений урана в корях выветривания песчано-глинистых отложений//В кн.: Металлогения и геохимия Узбекистана.—Ташкент, 1974. С. 48—53.
- Пак А. И. Гипергенная зональность и концентрация урана в древних корях выветривания гумидного литогенеза//В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Тез. докл. 2-го Всесоюзного радиогеохимического совещания.—Душанбе, 1975. С. 84—85.
- Пак А. И. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западного Узбекистана.—Ташкент: Фан, 1978. С. 156.
- Пак А. И. Особенности генезиса месторождений кор выветривания гумидных и аридных зон литогенеза//Узб. геол. ж. 1979. № 2. С. 61—65.
- Пак А. И. Особенности состава и эволюция обстановок формирования кор выветривания в истории Земли. Автореф. докт. дисс.—Новосибирск, 1982. С. 32.
- Парфенов Л. М. Тектоника докембрия Евразии//Геология и геофизика, 1970. № 8. С. 12—24.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород.—М.: Мир, 1971. С. 252.
- Перельман А. И. Геохимия.—М.: Высшая школа, 1979. С. 423.
- Петров Б. М., Кононов Н. Д. Метаморфизованные докурские коры выветривания и продукты их переотложения в основании протерозоя на территории КМА//В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы.—Воронеж, 1977. С. 43—49.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания.—М.: Недра, 1967. С. 342.
- Петровская Н. В. Самородное золото//Общая характеристика, тиморфизм, вопросы генезиса.—М.: Наука, 1973. С. 347.
- Пиенар П. Дж. Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М.: Мир, 1967. С. 198.

- Пинус Г. В. и др. Докембрийские бокситы Монголии. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 96.
- Платформенные бокситы СССР. — М.: Наука, 1971. С. 387.
- Питулько В. М. Особенности вторичной зональности золоторудных месторождений в перигляциальных областях. Тр. Сев.-Вост. комплексного института ДНЦ АН СССР. Вып. 69. Хабаровск, 1976.
- Польнов Б. Б. Кора выветривания. 4. I. Л. — М.: изд. АН СССР, 1934. С. 242.
- Попов Ю. Г., Бессолицын Е. П. Бокситоподобные породы докембрия Восточной окраины Патамского Нагорья//В кн.: Генезис бокситов. — М., Наука, 1966. С. 250—257.
- Радиоактивные элементы в горных породах//Тез. докл. Первого Всесоюзного совещания по радиоактивным элементам в горных породах//Новосибирск, 1972. С. 203.
- Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений Куранахского типа. — М.: Наука, 1966. С. 254.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П., Черняховский А. Г. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Вып. 77. — М.: изд-во АН СССР, 1963. С. 139.
- Робертсон Д. С. Базальные протерозойские слои как древние маркирующие горизонты и их использование при поисках урана (обзорный доклад)//В кн.: Образование месторождений урана. — М.: Мир, 1976. С. 507—527.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. — М.: Наука, 1980. С. 77.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ//Геохимия, 1970. № 4. С. 403—439.
- Росляков Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 340.
- Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982. С. 343.
- Сапожников Д. Г. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания//В кн.: Кора выветривания — М.: Наука, 1968. Вып. 10. С. 3—17.
- Сапожников Д. Г. Об основах учения о корах выветривания (по работам экзогенного отдела ИГЕМ АН СССР)//В кн.: Кора выветривания. Вып. 18. — М.: Наука, 1983. С. 3—10.
- Сауков А. А. Геохимия. — М.: Наука, 1975. С. 480.
- Селиверстов Ю. П. Поверхности выветривания и латеритный покров влажных тропиков Западной Африки//В кн.: Поверхности выветривания и коры выветривания. — М.: Наука, 1976. С. 162—165.
- Селиверстов Ю. П. Роль геоморфологического фактора в латеритном корообразовании// В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания. Ред. Смирнов В. И. — М.: Наука, 1980. С. 20—32.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. — М.: Наука, 1974. С. 302.
- Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Ерошев-Шак В. А. Предюдомская гиббситовая кора выветривания в Восточной Сибири//Докл. АН СССР, 1972. Т. 202. № 6. С. 1416—1418.
- Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные// В кн.: Геология докембрия. — Л.: Наука, 1972. С. 31—41.
- Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выветривания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия// В кн.: Докембрийские коры выветривания. — М.: Наука, 1975. С. 5—16.
- Сидоренко С. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. — М.: Наука, 1975. С. 116.

- Ситдиков Б. Б. Нижний олигоцен — переломный рубеж в тектонической истории Узбекистана // Узб. геол. ж., 1979. № 6. С. 65—67.
- Синицын В. М. Климат латерита и боксита. — Л.: Наука, 1980. С. 248.
- Слуккин А. Д. Кора выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. — М.: Наука, 1973. С. 126.
- Слуккин А. Д. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика некоторых докембрийских кор выветривания Алданского щита, Карелии и Курской магнитной аномалии // В кн.: Кора выветривания. Вып. 13. — М.: Наука, 1973. С. 39—57.
- Смирнов Л. П. Древние коры выветривания северной окраины Анабарского щита // Ученые записки НИИГА. Сер. регион. геол. Вып. 12. 1968. С. 59—78.
- Смолин П. П., Киселев В. И., Шевелев А. И. Ритмичность и формационные типы магнетитоносных докембрийских толщ // В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. — М.: Наука, 1981. С. 178—188.
- Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестник АН СССР, 1976. № 1. С. 126—143.
- Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии // В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. — М.: Наука, 1966. С. 176—185.
- Соколов Г. А., Григорьев В. М. Месторождения железа // В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 1. — М.: Наука, 1974. С. 9—108.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. — М.: Наука, 1974. 184 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. — 212 с.; т. II — 574 с. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Гостехиздат, 1963. С. 535.
- Тектоника Евразии. — М.: Наука, 1966. С. 487.
- Теняков В. А. Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов докембрия // В кн.: Докембрийские коры выветривания. — М.: Наука, 1975. С. 52—66.
- Теняков В. А., Пастухов М. В. Происхождение пизолитовых и табулярных бокситов сверхгигантских месторождений типа Вейпы // В кн.: Минеральные месторождения. — М.: Наука, 1976. С. 134—146.
- Тимофеев Б. В. Докембрий и органическая жизнь в нем // В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. — Л.: Наука, 1977. С. 137—139.
- Тихомиров С. Н. и др. Строение фундамента под чехлом Европейской платформы // В кн.: Древние платформы Евразии. — Новосибирск: Наука, 1977. С. 272—297.
- Троицкий В. И. Этапы развития рельефа и поверхности выравнивания мезозоя и палеогена Средней и Центральной Азии // В кн.: Проблемы геологии. Вып. 438. Научные труды ТашГУ. 1974. С. 103—122.
- Трубина К. Н. Рудоносность и генетические особенности древнейшей коры выветривания // В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. — М.: Наука, 1973. С. 22—40.
- Удина И. И., Костенко Л. П. Кора выветривания Тагарского железорудного месторождения // В кн.: Рудоносные коры выветривания. — М.: Наука, 1974. С. 88—97.
- Фагелер П. Основы учения о почвах тропических стран. — М.: ОНТИ, 1935. С. 163.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. II. — М.: изд-во АН СССР, 1953. 768 с.
- Ферронский В. И., Поляков В. А. Происхождение гидросферы Земли в свете изотопных и теоретических исследований // Геохимия, 1982. № 5. С. 629—637.
- Формозова Л. Н. Формационные типы железистых руд докембрия и их эволюция. — М.: Наука, 1973. С. 172.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1973. С. 511.
- Хаин В. Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии — действительные и мнимые // В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. — Л.: Наука, 1977. С. 5—13.

- Харин Г. С. Древние коры выветривания Западной части Алтае-Саянской области//В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Вып. 66. Тр. СНИИГГ ИМС.— Новосибирск, 1967. С. 79—91.
- Хожайнов Н. П., Акаемов С. Т., Савко А. Д. Кора выветривания на докембрийских породах района Павловского выступа Воронежского кристаллического массива//В кн.: Кора выветривания. Вып. 8, М.: Наука 1967. С. 105—119.
- Холланд Г. Д. Эволюция морской воды//В кн.: Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1980. С. 556—565.
- Цехомский А. М., Каретенс Д. И., Веселова И. А. Формации кор выветривания Центральной Сибири и их минералогия (эпохи и условия образования кор выветривания). Т. 282. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия.— Л.: Недра, 1980. С. 184.
- Цыбульчик В. М. Поведение титана в коре выветривания метаморфических пород. Вып. 105. Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР.— М., 1972. С. 134.
- Цюрюпа И. Г. Роль микроорганизмов в выветривании алюмосиликатов и образовании подвижных, легко мигрирующих соединений//В кн.: Кора выветривания. Вып. 13.— М.: Наука, 1973. С. 3—38.
- Чайка В. М. Рифенды Центральной Сахары.— М.; 1979. С. 175.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления (лептитовых) железокремнистых формаций Карелии.— М.—Л.: Наука, 1964. 104 с.
- Черняховский А. Г. Эльвий и продукты его переотложения. Вып. 145. Тр. ГИН АН СССР, 1966. С. 179.
- Шамшина Э. А., Никишова Л. В. Древние коры выветривания на Юго-Восточном склоне Анабарского поднятия//В кн.: Материалы по литологии Сибири.— Новосибирск, 1971. С. 29—33.
- Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— М.: Наука, 1966. С. 239.
- Швецова И. В. Минералогия лейкоксена Ярегского месторождения.— Л.: Наука, 1975. С. 127.
- Шидловски М. Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли.— В кн.: Ранняя история Земли.— М., 1980. С. 523—534.
- Шлыгин Е. Д. и др. О гипергенной концентрации золота на золоторудных месторождениях Казахстана//Вестник АН КазССР.— Алма-Ата, 1963. № 8 (221). С. 43—47.
- Шмариович Е. М., Лисицын А. К., Головин Е. А. Современное состояние и основные проблемы теории эпигенетического рудообразования в осадочных породах//В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний.— М.: Наука, 1981. С. 183—197.
- Шоу Д. М. Развитие ранней континентальной земной коры. Часть 2. Доархейская протерозойская и более поздние эры//В кн.: Ранняя история Земли.— М., 1980. С. 40—62.
- Шубер Ю. А., Фор-Мюре А. (ред.). Тектоника Африки.— М.: Мир, 1973. С. 541.
- Яншин А. Л. Предисловие//В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций.— М., 1969. С. 5—6.
- Яншин А. Л., Монин А. С. О тектонике катархей и архея//ДАН СССР, 1983. 273. № 4. С. 954—957.
- Яншин А. Л., Катаевский Ю. П., Николаева И. В. Проблемы эволюции осадочного процесса//В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах: Тез. докл. XII Всесоюзного литологического совещания.— Новосибирск, 1980. С. 89—90.
- Abbot, A. T., (1938). Occurrence of gipsite on the Island of Kauai—Hawaiian Island. Economic Geology, vol. 53.
- Vadnam, J. P. N., Stanworth C. W. (1977). Evaporites from the Lower Proterozoic or the East Arm, Great Slave Lake. Nature, 268, No. 5620, pp. 516—518.

- Berge, I. W., (1971). Iron formation and supergene iron ores of the Goe Range Area, Liberia. *Economic Geology*, vol. 66, No. 6, pp. 947—960.
- Gahen, L., Lepersonne, I., (1967). The Precambrian of the Congo, Ruanda and Burundi. In: *The Precambrian* vol. 3. Editor Rankama. Interscience Publishers, New-York—London—Sydney, pp. 143—289.
- Carrol, D., Neal, K. Jones, (1947). Laterite developed on acid rocks in Southwestern Australia. *Soil. Sci.*, vol. 64, No. 1.
- Donaldson, Y. A., (1969). Stratigraphy and Sedimentology of the Hornby Bay Group, District of Mackenzie. *Geol. Surv. Can.*, Paper 69—1, Pф. A. F., p. 154—157.
- Golubinov R., Les bauxite de Touguэ. *Bull. Service mines*, No. 1, 1938.
- Gaertner H. R., v. n., Schellmann W. Neue Eisenerzlagerstatten auf der Weet. *Lateristische Eisenerzlagerstatten.— Umschau in Wissenschaft und Technik*, 1963, HT. 3, pp. 73—76.
- Matthews S. P., Scharer R. Agranded uncomformity at the Base of the Early Precambrian Pongola System. *Geol. Soc. S. Africa, Transaction*, 1968, vol. 71, part. III.
- Roscoe S. M. (1969). Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian shield. *Geol. surv. Canada pap.* 68—340, p. 205.
- Roy Chowdhury M. K. (1965). Bauxite in India—an assese—ment of reserves. *Bull. Geol. Survey of India. Series A*, No. 25, p. 127.
- Stockwell C. H. (1973). Revised Precambrian time scale for the Canadian Shield.— *Geol. Surv. Canada, Pap.* 68—340. No. 72—52, p. 4.
- Veevers J. J. (1967). The phanerozoic geological history of North-West Australia. *«J. Geol. Soc. Austral»*, vol. 14, pt. 2, p. 253—271.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Современные представления о корях выветривания и условиях их образования	5
Глава II. Факторы, обуславливающие формирование кор выветривания	14
Глава III. Важнейшие особенности строения и состава кор выветривания докембрия	33
Глава IV. Особенности строения и состава кор выветривания поздневендско (валдайско)-фанерозойского этапа (600 млн. лет назад—н/в)	61
Глава V. Эволюция обстановок формирования кор выветривания в геологической истории Земли	85
Глава VI. Некоторые особенности эволюции экзогенной минерогении.	
Заключение	114
Список использованной литературы	

Цена 1 р. 70 к.

5079

