

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

ГИПЕРГЕНЕЗ  
И  
РУДООБРАЗОВАНИЕ



Москва 1988

12109

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

ГИПЕРГЕНЕЗ

И ТЕХНОЛОГИИ  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

16(х9)9  
Библиотека  
Сурб. ЗИФ Мурзин

Издательство "Наука"

Москва 1988

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И  
ГЕОХИМИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

УДК 553:068:84:24

ЭКЗОГЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ КОРЫ  
ВЫВЕТРИВАНИЯ

Ю.Ю.Бугельский, И.В.Витовская, А.П.Никитина,  
В.М.Новиков, А.Д.Слукин

Основные понятия и принципы выделения экзогенных  
рудообразующих систем

Экзогенное рудообразование представляет собой сложный многоэтапный процесс, включающий выветривание исходных магматических, метаморфических или осадочных комплексов горных пород, транспортировку разрушенного материала и отложение его в пониженных участках земной поверхности. Развитие этого процесса обусловлено неравновесностью отдельных участков литосферы, определенных типов горных пород или слагающих их минералов с окружающей средой.

В зависимости от внутренних и внешних факторов миграции рудные элементы исходных горных пород рассеиваются, перераспределяются или накапливаются на разных стадиях этого единого процесса, образуя экзогенные рудные месторождения.

Процессы экзогенного рудообразования могут быть рассмотрены на разных уровнях детальности, начиная с макроуровней, отражающих приуроченность их к определенным геологическим эпохам и структурно-геологическим элементам земной поверхности, и кончая микрорельефами, вскрывающими закономерности и механизм формирования гипergенных рудных минералов, вхождение и концентрацию рудных элементов в изначально безрудных экзогенных продуктах.

Поскольку экзогенное рудообразование включает в себя множество взаимосвязанных элементов, представляется целесообразным введение понятия "экзогенная рудообразующая система". Под экзогенной рудообразующей системой понимается множество компонентов, находящихся в отношениях и связях друг с другом, образующее в то же время целостность и единство, в котором конечным результатом взаимодействия всех составляющих является формирование экзогенного рудного месторождения.

Развиваясь в локальных структурно-формационных участках земной коры в определенные геологические эпохи, экзогенные рудообразующие системы занимают определенное место в пространстве и во времени, однако их границы и состав далеко не всегда очевидны. Поэтому понимание и раскрытие понятия "экзогенная рудообразующая система" должны базироваться на основных системных принципах, используемых в современной науке.

К таким принципам в первую очередь относится целостность системы, определяющая зависимость каждого ее элемента от его места, свойств и функций внутри целого. В то же время целостность системы заключается в принципиальной несводимости свойств системы к сумме свойств составляющих ее элементов и невозможности вывести из последних свойства системы в целом. Так, выявление источника рудного вещества и его свойств не позволяет охарактеризовать рудообразующую систему без учета закономерностей миграции рудных компонентов, геохимических барьеров, на которых они накапливаются, механизмов рудного минералообразования и других факторов, присущих исследуемой системе. Один и тот же источник рудного вещества может поставлять его в принципиально различные рудообразующие системы. Примером могут служить алюмосиликатные породы, являющиеся источником рудного вещества для латеритных, карстовых и осадочных месторождений бокситов, формирование которых связано с различными элементами экзогенной рудообразующей системы.

Вторым основополагающим принципом является структурность системы, предусматривающая возможность описания системы через сеть связей и отношений элементов, составляющих ее структуру. Поведение отдельных элементов в рамках установленной структуры определяет свойства системы. Для экзогенных рудообразующих систем макроструктурность может быть представлена в виде закономерностей последовательной смены процессов разрушения исходных пород транспортировкой разрушенных продуктов с последующими седименто- и литогенезом. Мезоструктуры экзогенных рудообразующих систем могут быть показаны на закономерностях формирования профилей рудоносных кор выветривания. Наконец, микроструктуры экзогенных рудообразующих систем находят отражение в закономерных рядах преобразования гипогенных минералов в гипергенные.

Третий принцип определяет взаимозависимость системы и окружающей среды. Любая природная система формирует и проявляет

свои свойства только в процессе активного взаимодействия с окружающей средой. При этом системы не только пассивно испытывают воздействие внешних факторов, но в процессе своего развития активно влияют на окружающую среду. Этот принцип чрезвычайно важен для экзогенных рудообразующих систем, так как воздействие среды определяет энергетику процессов их образования, которые невозможно представить без участия энергии солнечного тепла, механической и химической энергии природных вод и биохимической энергии живого вещества. В то же время в процессе развития экзогенные рудообразующие системы существенно влияют на геоморфологические, ландшафтно-геохимические и экологические особенности среды.

Четвертый системный принцип заключается в иерархичности системы, каждый компонент которой в свою очередь может рассматриваться как система, а исследуемая система сама по себе может быть компонентом более широкой системы. Так, экзогенная рудообразующая система коры выветривания может быть подразделена на системы, генерирующие бокситовые, никелевые, марганцевые, железорудные, золоторудные и другие месторождения. Вместе с тем, она является составной частью более крупной общей экзогенной рудообразующей системы.

Для раскрытия содержания понятия системы в целом большое значение имеет выделение различных типов составляющих ее систем. Среди экзогенных рудообразующих систем можно выделить четыре главных типа. 1. Рудообразующие системы кор выветривания. С ними связаны месторождения латеритных бокситов, железо-кобальт-никелевых руд, железо-марганцевых и марганцевых руд, редких и редкоземельных элементов, золота. 2. Инфильтрационные рудообразующие системы, с которыми связано формирование месторождений силикатного никеля, урана, сульфатного алюминиевого сырья и др. Эти месторождения могут возникать одновременно с месторождениями коры выветривания, при вертикальной фильтрации растворов, а могут образовываться вне связи с процессами выветривания в областях разгрузки водоносных горизонтов при наличии геохимических барьеров. 3. Рудообразующие системы, связанные с процессами переотложения выветрелых продуктов. К этим системам приурочены месторождения оксидно-силикатных никелевых руд, россыпи редких и благородных металлов. 4. Осадочные рудообразующие системы. К ним относятся месторождения железных, марганцевых руд, бокситов.

В статье основное внимание уделено экзогенным рудообразую-

шим системам кор выветривания.

#### Время и место формирования системы

По стратиграфической приуроченности основное количество наиболее крупных латеритных бокситовых, железо-кобальт-никелевых и марганцевых месторождений мира, связанных с корами выветривания, относится к четвертичному, неогеновому, палеогеновому и позднемеловому периодам. Из наиболее древних были благоприятны также раннемеловой, юрский, раннекаменноугольный и девонский периоды, для которых известны только погребенные месторождения. С девонским периодом латеритообразования совпадает появление наземной растительности. Палеоклиматические условия древних ископаемых латеритов фанерозоя были близки к условиям современного тропического пояса, что устанавливается на основании применения палеогеографического, палеонтологического и тектонического методов исследования, определения изотопов кислорода и т.д. Месторождения латеритных бокситов обычно тяготеют к прибрежно-морским зонам.

Неогеновые и более молодые бокситовые месторождения расположены в пределах между  $27^{\circ}$  с.ш. и  $32^{\circ}$  ю.ш., в регионах с жарким гумидным климатом. Мелкие бокситовые месторождения Юго-Восточной Австралии и Тасмании, относимые к раннетретичному возрасту и находящиеся местами в погребенном состоянии, тяготеют к более южным широтам, вплоть до  $42^{\circ}$  ю.ш. Мезозойские и палеозойские месторождения латеритов широко распространены на территории СССР и находятся только в погребенном состоянии. Они, как правило, распространены на различных широтах северного полушария, вплоть до  $66^{\circ}$  с.ш. (Дабаан). Д.Бардоши объясняет размещение бокситов в высоких широтах с позиций теории тектоники плит и континентального дрейфа /10/.

Древние экзогенные рудообразующие системы в СССР богаты различными полезными ископаемыми. Промышленную ценность имеют мезозойские никеленосные и бокситоносные латериты Урала, Казахстана, Украины и Сибири; латеритные бокситы раннекаменноугольного возраста на Воронежской антиклизе; девонские бокситы Тиманско-й антиклизы; девонские и раннекаменноугольные богатые железные руды КМА и другие полезные ископаемые.

#### Структурно-тектонические условия формирования системы

Структурно-тектонические условия при благоприятном климате являются одними из важнейших, определяющих размещение экзогенных рудообразующих систем кор выветривания. На земном шаре существует строгое соотношение в распределении латеритных месторождений на структурах I-го порядка. Так, более 90% тоннажных запасов бокситов концентрируется на континентальных платформах, 3% залегает в орогенных поясах и меньше 1%-на океанических островах /10/. Значительная часть месторождений никеля также приурочена к платформам (Бразилия, Индия, Австралия, Гвинея) и областям завершенной складчатости (Австралия, СССР, Польша). Однако наиболее крупные месторождения никеля сосредоточены в пределах мезокайнозойских складчатых областей и современных геосинклиналей (Куба, Новая Кaledония, Филиппины, Индонезия, Новая Гвинея). Бокситовые месторождения Европы приурочены к древним платформам и срединным массивам; Азии – к различным структурным элементам древних и молодых платформ; Австралии, Африки и Южной Америки – к зонам сочленения структурных элементов древних щитов и антиклиз. В СССР месторождения располагаются преимущественно в пределах континентальных платформ литосферных плит: Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Западно-Сибирской и Туранской плит. Здесь они тяготеют к положительным тектоническим структурам – антиклизам, таким, как Воронежская и Тиманская на Восточно-Европейской платформе; щитам – Балтийскому и Украинскому; куполовидным поднятиям – Чадобецкому на Сибирской платформе. Месторождения латеритных бокситов известны в областях завершенной складчатости (Мугоджары) и в пределах активизированных платформ (Кайрак в Средней Азии).

Воздействие тектоники на платформенные месторождения выражалось в образовании крупных блоков, переориентировке бокситоносных склонов антиклиз и щитов, образовании зон разломов и трещин. Погружение бокситоносных склонов, сопровождаемое прочным перекрытием осадочным чехлом сразу же после образования бокситов, способствовало их хорошей сохранности, например, месторождений бокситов и богатых железных руд Воронежской антиклизы /8/. На месторождениях орогенических поясов тектонические процессы могли сопровождаться региональным метаморфизмом, что имело место в штате Джохор в Индонезии /12/.

Установлена закономерная связь экзогенных рудообразующих систем кор выветривания с такими положительными элементами рельефа, как плато, низкие столовые горы, холмистые предгорья. При формировании месторождений они определяют интенсивность водообмена, что в свою очередь обуславливает тип профиля рудоносной коры выветривания, состав и качество руд, форму и размеры рудных тел. Современный опыт изучения отечественных и зарубежных регионов показывает, что оптимальные условия для формирования латеритных месторождений существуют на приподнятах и слаборасчлененных поверхностях выравнивания /1, 3, 8/. О первоначальной высоте поверхности, на которой формировались бокситы, достоверно можно судить лишь по районам современного бокситообразования, где не были проявлены пострудные тектонические процессы. Высоты расположения месторождений, как абсолютные, так и относительные, сильно варьируют. Современные латеритные бокситы Гавайских островов формировались на базальтовых лавах с абсолютными высотами 60–370 м и относительными превышениями в рельефе от десятков до сотен метров /13/. На Кубе рудоносные коры выветривания развиты на высотах от нескольких десятков до 600–800 м /1/. На Индостанской платформе латеритные бокситы Палхи Хилл и Нилгири Хилл развиты на высотах, достигающих 1980–2362 м. Статистический учет показывает, что большинство бокситовых регионов расположено на абсолютных высотах до 1000 м /10/.

Для древних погребенных в настоящее время месторождений Украины, Польши, КМА, Тимана уровни, на которых происходило формирование латеритных бокситов, устанавливаются на основании палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Так, бокситы КМА /8/ формировались на приподнятом до 400 м над уровнем моря склоне, который впоследствии при трансгрессии моря погрузился на глубину от 360 до 900 м и более. Относительные превышения в палеорельефе достигают 70–150 м. Здесь наиболее благоприятным условием формирования и сохранности бокситов являлась приподнятая над окружающей местностью поверхность рельефа с углом наклона, не превышающим 5–10°.

#### Источники рудного вещества в экзогенных рудообразующих системах

Опыт изучения кор выветривания позволил И.И.Гинзбургу выявить общую закономерность, согласно которой промышленные скопления

руд могут образовываться при выветривании тех горных пород, в которых рудный элемент изначально присутствует в количествах, превышающих кларковые. Это положение было убедительно продемонстрировано на примерах ультрабазитов, для которых кларк №<sup>1</sup> минимум на порядок выше, чем в других горных породах. В гарцбургитах, дунитах и их серпентинизированных разностях содержание никеля достигает 0,20–0,36% и на них формируются рудоносные коры. Породы зоны охр в сокращенном профиле являются железо-никелевой рудой, а в полном – легированной железной рудой, как и железистые латериты, перекрывающие кору выветривания ультрабазитов.

Высококачественные железные руды формируются при выветривании не только ультрабазитов, но и железистых кварцитов, джеспилитов, итабиритов и некоторых разновидностей алюмоシリкатных пород. С этими типами латеритов связано 50% мировых запасов железа и 80% никеля /9/.

При выветривании ультраосновных пород, содержащих хромшпинелиды, образуются также и хромитоносные охры /9/.

Источником марганца при латеритизации служат карбонатные породы, кристаллические сланцы, пегматитовые дайки, рудные жилы с повышенным кларком марганца, обусловленным нахождением в их составе Mn-содержащих минералов: силикатов (пироксены, амфиболы, гранаты), карбонатов (Mn-содержащий кальцит или родохрозит) и окислов. Многие месторождения Mn за рубежом связаны с латеритизацией горных пород, содержащих 5–10% Mn /7/.

Экзогенные месторождения золота, серебра, платины, редких и редкоземельных элементов, алмазов, некоторых драгоценных камней связаны с горными породами, также изначально обогащенными этими элементами и минералами. Обычно такого рода месторождения являются полигенными, включающими гипогенные и гипергенные руды. Интересны находки оловоносных гидроокислов железа в корах выветривания /4/.

Источники бокситов привлекают особое внимание всех исследователей по ряду причин: 1) все бокситы являются первичноэкзогенными породами, так или иначе связанными с корами выветривания; 2) источники некоторых бокситов до сих пор не выяснены; 3) выявление наиболее легко выветривающихся и соответственно благоприятных для бокситообразования пород позволило бы: а) теоретически предсказывать перспективность определенных территорий и давать обоснованный прогноз на бокситы, б) обеспечить наиболее успешное

проведение экспериментального выветривания, в) помочь при поисках путей искусственного получения глинозема в промышленных масштабах с помощью микробиологических и других процессов.

Практика и статистический анализ известных месторождений мира показывают, что источниками бокситов служат коры выветривания любых алюмосиликатных пород /8, 10-13/. Суммируя результаты этих обобщающих работ, а также многочисленные данные по отдельным месторождениям, следует подчеркнуть ряд принципиальных положений. Бокситы образуются в коре выветривания горных пород, возраст которых исчисляется от архейского (кондилиты Восточных Гат, Индия) до третичного-четвертичного (каолины Керала, Индия, базальты Вьетнама). Источниками бокситов могут являться горные породы магматического, метаморфического и осадочного генезиса, среди которых имеются разновидности основного, среднего и кислого состава, с высоким и низким содержанием щелочных и щелочноземельных элементов или без них, с примесью карбонатных пород или минералов или без примеси, с высоким содержанием кремнезема и низким, с кварцем и без кварца. В качестве примеров материнских пород можно назвать /13/: базальты, долериты, диабазы, андезиты, нефелиновые сиениты, риолиты, лептиниты, граниты, кордиеритовые граниты, кварциты (92%  $\text{SiO}_2$ ), гнейсы, кондилиты, гиперстеновые гнейсы, филлиты, роговики, песчаники, кристаллические и глинистые сланцы, алевриты, туфы, пеплы, глины и другие. По физико-механическим свойствам источники делятся на скальные, песчанистые и глинистые, очень плотные, пористые и рыхлые.

#### Энергетика формирования экзогенных рудообразующих систем

Энергетический баланс экзогенных рудообразующих систем складывается из трех главных составляющих: 1) энергии солнечного тепла; 2) энергии химических реакций взаимодействия природных вод с горными породами; 3) энергии живого вещества.

Солнечная радиация является основным источником энергии для большинства физико-химических и биогеохимических процессов, протекающих в атмосфере и верхних частях литосферы. Величина ее, достигающая земной поверхности, составляет в среднем 106 ккал/ $\text{cm}^2$  в год. Разность между поглощенной коротковолновой солнечной радиацией и длинноволновым эффективным излучением с земной поверхностью

10

называется радиационным балансом, который для земли в целом равен 72 ккал/ $\text{cm}^2$  в год. В зависимости от широтных отметок величина его меняется от 23 (на 70–60°) до 119 ккал/ $\text{cm}^2$  в год в близэкваториальных частях. Такое различие в притоке энергии в первую очередь объясняет пространственную приуроченность экзогенных рудообразующих систем кор выветривания к тропическим зонам, где абсолютные значения радиационного баланса максимальны, а относительные колебания их от 23° с.ш. до 23° ю.ш. минимальны и не превышают 10 ккал/ $\text{cm}^2$ . Тепловая энергия солнца расходуется на нагревание горных пород и природных вод и испарение последних. Мощность зоны влияния солнечного тепла изменяется в разных районах от нескольких до 100 м, составляя в среднем 20–30 м. Увеличение температуры является важным фактором, определяющим ускорение химических реакций в экзогенных рудообразующих системах кор выветривания.

Химическая энергия в экзогенных рудообразующих системах связана с привносом природными водами агрессивных компонентов, влияющих на выщелачивание и разложение минерального вещества. Такими компонентами в первую очередь являются  $\text{CO}_2$  и водородный ион. В многочисленных работах по корам выветривания тропических областей указывается, что повышенные содержания этих компонентов активизируют процессы корообразования, а следовательно, и развития экзогенных рудообразующих систем. С постоянным поступлением солнечной энергии связана энергия живого вещества, имеющая важное значение для экзогенных рудообразующих систем, подавляющее большинство которых является биокосными образованиями. Ультрафиолетовое излучение обусловливает развитие процессов фотосинтеза, в результате которых солнечная энергия преобразуется в биохимическую. Под воздействием этих процессов синтезируются органические соединения, накапливающие потенциальную химическую энергию, и выделяется свободный кислород. Общая масса живого вещества, ежегодно образующегося на Земле, достигает  $10^{12}$  т. Согласно закону биологического круговорота, атомы поглощаются живым веществом и заряжаются энергией /6/. При отмирании органическое вещество окисляется и минерализуется, а накопленная энергия переходит в окружающую среду. С участием биогенной энергии протекают многие химические реакции в экзогенных рудообразующих системах. Перенос этой энергии осуществляется природными водами.

В энергетическом балансе экзогенных рудообразующих систем

II

большая роль принадлежит микроорганизмам, окисляющим элементы с переменной валентностью и таким образом способствующим разрушению кристаллической решетки минералов. Кислые продукты жизнедеятельности микроорганизмов также способствуют процессам выветривания горных пород. Наконец, ряд микроорганизмов концентрирует рудные элементы, внося свой вклад в формирование экзогенных рудообразующих систем.

#### Типоморфные минеральные ассоциации экзогенных рудообразующих систем

При выяснении условий минералообразования в экзогенных рудообразующих системах коры выветривания особенно информативным является изучение типоморфных минералов и минеральных парагенезисов /15/. Анализ возможностей использования данных по минералогии коры выветривания при решении вопросов ее генезиса позволяет выделить в качестве типоморфных три группы свойств минерального вещества: 1 – химический состав и структура, а также тонкие кристаллохимические особенности; 2 – морфология и размеры частиц и агрегатов, т.е. степень дисперсности, а также степень аморфности-кристалличности и структурной упорядоченности; 3 – парагенетические минеральные ассоциации /2/. Так, изучение минеральных парагенезисов наряду с использованием известных экспериментальных данных, термодинамических расчетов, а также данных о составе природных вод в никеленосной коре выветривания серпентинитов позволили реконструировать физико-химические и гидродинамические условия минералообразования в каждой зоне профиля /2/.

В бокситоносных корах выветривания исследования типоморфных парагенезисов минералов помогают отличать первичные остаточные минеральные парагенезисы бокситов от вторичных, что важно для правильного понимания генезиса бокситов. Так, в остаточных бокситах Украины различаются: структурные латеритные бокситы с гематит-гематит-гиббситовым парагенезисом и утратившие текстуру латеритные бокситы с гематит-бемит-гиббситовым парагенезисом, свойственные только кирабе. Бемит является типоморфным минералом и завершает формирование латеритного профиля.

Механизм образования типоморфных минеральных ассоциаций в настоящее время трактуется исследователями неоднозначно и является предметом острых дискуссий.

Вещество продуктов выветривания может находиться как в

кристаллической, так и в рентгеноаморфной, гелевидной формах, а это в свою очередь может влиять на их рудоносность и технологические свойства. Например, в коре выветривания ультрабазитов относительная концентрация никеля, сорбированного рентгеноаморфной фазой, всегда выше, чем концентрация изоморфного никеля в соответствующей ей кристаллической фазе. Именно поэтому никеленосность молодых кор выветривания современных тропических областей, где в рентгеноаморфном состоянии может находиться до 90 вес.% вещества, как правило, выше, чем древних: серпентинитовые руды молодых кор содержат 5–6% никеля, древних – 1,5–2% никеля

Состав, морфологические и структурные особенности гипергенных минералов в коре выветривания зависят от минерального состава исходных пород и кинетики процесса выветривания /2, 5/. Растворение выветривающихся минералов может протекать двояко: конгруэнтно и инконгруэнтно. Инконгруэнтное растворение минералов материнских пород – наиболее важный процесс глинистых минералов, и трансформационные переходы глинистых минералов являются одной из его разновидностей /14/. Образование глинистых минералов, гиббсита, bemita, опала, минералов окислов и гидроокислов железа осуществляется при участии водных растворов на поверхности выветривающихся минералов, а также в виде инфильтрационных выделений в трещинах, кавернах и порах материнских пород и минералов. Ряд минералов формируется либо непосредственно по минералам исходных пород, например, гиббсит по плагиоклазам (на гранитах Вьетнама) или гетит по оливину (на ультраосновных породах Урала), либо постепенно через промежуточные фазы некристаллических веществ и глинистых минералов, например, гиббсит через монтмориллонит и каолинит на трапах Сибири и Индии или гетит через Fe-Mg-смектиты по серпентинитам Урала. Основным механизмом формирования кристаллов глинистых минералов является слоисто-спиральный рост. Наличие в выветривающихся гранитах кварца не препятствует кристаллизации гиббсита: большая часть кварца растворяется, а освобождающаяся при этом кремниевая кислота выносится.

#### Заключение

Трудность, а порой невозможность однозначной геохимической интерпретации наблюдаемых в корах выветривания минеральных ассоциаций соответствует пятому определяющему принципу экзогенных

рудообразующих систем, заключающемуся во множественности описания каждой природной системы. Познание процессов экзогенного образования возможно только путем применения разносторонних методов исследования с построением множества моделей, каждая из которых описывает лишь определенный аспект системы. Построение таких моделей должно проводиться на базе опыта изучения геологических, геоморфологических, минералого-геохимических и гидрогохимических закономерностей образования экзогенных рудных месторождений. Анализ этих закономерностей позволит синтезировать общую теорию формирования экзогенных рудообразующих систем, которая даст возможность усовершенствовать научные основы прогноза месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бугельский Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.
2. Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Никеленосные коры выветривания. М.: Наука, 1982. 192 с.
3. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 239 с.
4. Михайлов Б.М., Николаев В.А. Оловоносные гидроокислы железа в коре выветривания гранитов (Южные Кызылкумы) // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 107-109.
5. Новиков В.М., Самотоин Н.Д., Магазина Л.О. Фазовый состав и механизм образования минералов в бокситоносной коре выветривания гранитов Южного Вьетнама// Proceedings. First conference on geology of Indochina. Ho Chi Minh City, 1986. Vol.1. P.285-300.
6. Перельман А.И. Геохимия. М.: Вышш. шк., 1979. 423 с.
7. Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.
8. Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983. 208 с.
9. Banerji P.K. Lateritisation processes challenges and opportunities// Episodes. 1982. N 3. P.16-20.
10. Bardossy Gy. A comparison of the main lateritic bauxite regions of our Globe// Lateritisation processes. Proc.II Intern.seminar on lateritisation processes. São Paulo. Brazil, 1983.P.15-51.
11. Fox C.S. Bauxite and aluminous laterite. 1932.312p.

I4

12. Grubb P.L.C. Critical factors in the genesis, extent, and grade of some residual bauxite deposits// Econ.geol.1963. Vol.58. N 8. P.1267-1277.
13. Patterson S.H., Kurtz H.F., Olson J.S., Neeley C.L. World bauxite resources. US geol.survey. Prof.paper 1076-BB. US Government printing office. Washington, 1986. 151p.
14. Stoch L. Evolution of clay minerals and circulation of elements in argillosphere// 5th Meeting of the European Clay Groups. Prague.1983. Charles University,1985,P.99-109.
15. Vitovskaya I.V., Nikitina A.P. Typomorphism of minerals as an indicator showing conditions of formations of ore-bearing weathering// Travaux ICSOBA. Zagreb.Vol.14/15.1985. P.129-137.

УДК 550.422

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

В.Г.Хитров, Д.Д.Котельников, Н.Н.Зинчук

Использование кластер-анализа выявило /4/ четкое соответствие между химическим составом исходных пород и образующимися на них элювиальными продуктами. В этом методе, разработанном В.Г. Хитровым /4/, химический состав породы или минерала описывается рангами 10 оксидов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$ , причем ранг I присваивается оксиду с минимальным по массе содержанием, а 10 - с максимальным от суммарного количества (в %) всех оксидов в составе объекта. По сравнению с известным методом А.Н.Заварницкого здесь дополнительно используется конституционная вода ( $\text{H}_2\text{O}^+$ ), иногда заменяемая "потерями при прокаливании", оксид титана и разновалентные оксиды железа. По рангам вычисляют показатели LM, KW и OK, первый из которых служит дискриминатором, два других - классификаторами.

LM характеризует состав объекта и особенно соотношение в нем лейкоократовых и меланократовых компонентов. Он определяется по рангам из выражения:  $LM = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}^+) - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2)$  и изменяется в пределах от

-25 до +25. Сравнение полученных для объекта значений  $L_M$  и  $K_{\sqrt{}}$

( $-21 \leq K \leq +21$ ) с опубликованными /3/ эталонными ареалами пород и минералов показывает принадлежность объекта к определенному типу породы или минерала.  $K_{\sqrt{}}$  находят по формуле:

$K_{\sqrt{}} = (Al_2O_3 + K_2O + CaO) - (Fe_2O_3 + Na_2O + H_2O^+)$ . Другой классификатор —  $OK$  ( $-21 \leq OK \leq +21$ ) служит для выявления специфики изменения состава объекта в зоне гипергенеза:  $OK = (Fe_2O_3 + H_2O^+ + Al_2O_3) - (FeO + MgO + Na_2O)$ .

Полученные для каждого объекта две фигураивные точки наносятся на спаренную петрохимическую вариационную диаграмму, у которой дискриминатор  $L_M$  составляет общую абсциссу, а классификаторы  $K_{\sqrt{}}$  или  $OK$  — ординаты (рис. I, 2). Однотипные объекты образуют на диаграммах ареалы фигураивных точек, положение которых обусловлено составом объектов и учитывается изменением соотношений между рангами оксидов согласно "розам векторов" (рис. I). При направленном изменении состава, например по профилю выветривания породы, соответствующий процесс может быть представлен вектором, соединяющим точки начального и конечного составов.

Исходные магматические породы (ультраосновные, основные, средние и кислые) характеризуются на описанных диаграммах определенными ареалами локализации (рис. I), причем их дискриминация основана на различном соотношении лейко- и меланократовых компонентов и, опосредованно, на различном содержании в них  $SiO_2$ . Положение ареалов магматических пород, их последовательность и некоторое перекрытие (вследствие сходства и взаимных переходов между породами) контролируются на этих диаграммах двумя факторами: химическим составом пород и их минералогическими особенностями. Первый фактор указывает на "прогрессирующую силикификацию" конкретных магматических дифференциатов /2/, которая согласуется с общим изменением состава горных пород по А.П.Виноградову (линия У-О-С-К на рис. I). Второй фактор определяет закономерное усложнение кристаллического строения породообразующих минералов от простых тетраэдров (оливин), цепей и колец (пироксены и амфиболы) при низких значениях дискриминатора  $L_M$  к листам и каркасам (слюды и полевые шпаты) при его высоких значениях /3/.

Подобно тому, как ареалы магматических пород отражают существенные черты единства их химизма и минеральной природы, ареалы важнейших осадочных пород на  $L_M/K_{\sqrt{}}$  и  $L_M/OK$ -диagramмах тес-

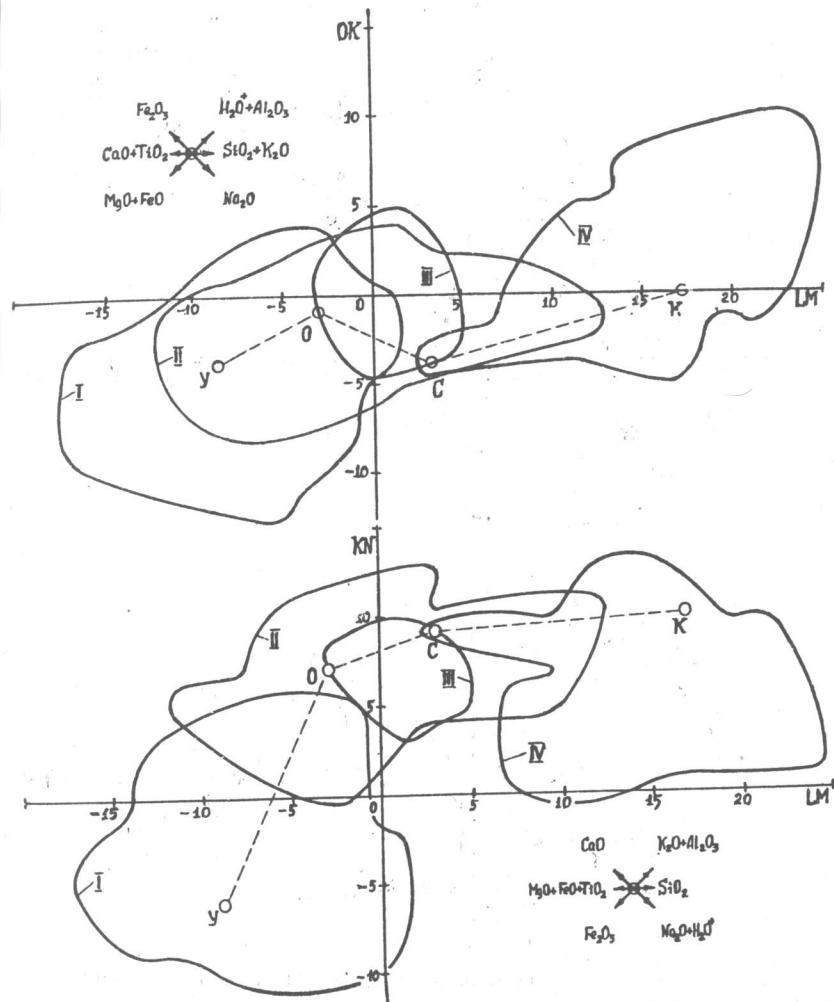


Рис. I. Ареалы главных типов магматических (плутонических) пород: I — ультраосновные, II — основные, III — средние, IV — кислые; У, О, С, К — соответствующие средние составы пород по А.П.Виноградову. Другие пояснения см. в тексте

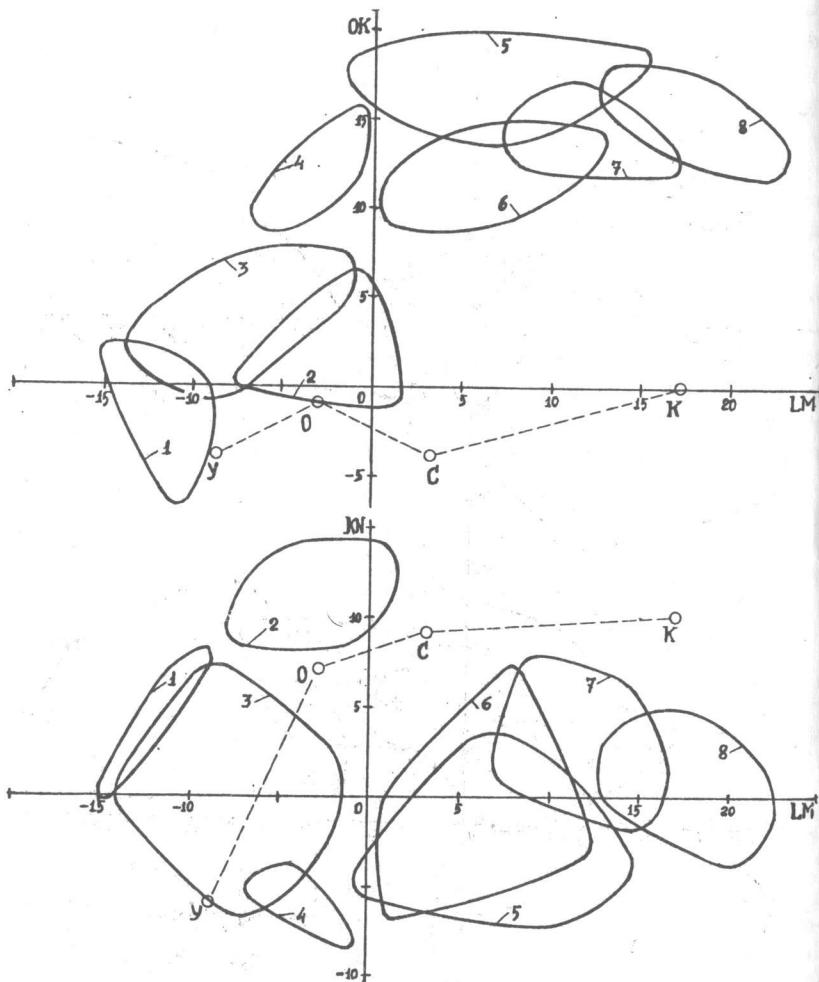


Рис. 2. Ареалы важнейших осадочных пород: 1 – доломиты, 2 – известняки, 3 – закисные железные руды, 4 – окисные железные руды, 5 – латериты и бокситы, 6 – кварц-монтмориллонит-гидрослюдистые породы (силициты), 7 – каолинит-гидрослюдистые породы (пестроцветы), 8 – каолины.

но связаны с происхождением пород. В левой нижней части  $\text{LM}/\text{OK}$ -диаграммы (рис. 2) локализуются преимущественно хемогенные породы (карбонаты, оксиды и гидроксиды железа, а также сульфаты, галогениды и т.п.), в правой верхней части – терригенные породы, представляющие собой стадиально измененные продукты выветривания исходных пород.

Из сравнения соответствующих диаграмм (см. рис. 1 и 2) видно, что на  $\text{LM}/\text{Ku}$ -диаграммах ареалы исходных пород и конечных продуктов выветривания сравнительно слабо дифференцированы между собой. Это свидетельствует о сходстве их валовых химических составов, определенной унаследованности последних. Разделение тех же ареалов на  $\text{LM}/\text{OK}$ -диаграммах, напротив, выявляет специфические различия химического состава, обусловленные выветриванием исходных пород. Так, изменение содержания отдельных оксидов в профиле выветривания приводит к увеличению показателя OK до 8–10 и выше для элювиальных продуктов первично-меланократового состава и до 12–15 и выше для лейкократового. Обычно такие значения OK отвечают существенно зрелым продуктам выветривания, но иногда, например в элювии на терригенно-карбонатных породах Якутии /I/, в качестве промежуточных возникают метастабильные фазы (сульфаты, сульфоалюминаты и др.). В таких случаях в верхних частях неполных профилей выветривания может фиксироваться аномально высокое содержание отдельных оксидов ( $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  или  $\text{Na}_2\text{O}$ ).

Для построения векторов выветривания по профилям, охарактеризованным в табл. I, были использованы данные химических анализов: векторов I, 15, 19–21 – Ж.В.Домбровской (1973); 2 – А.Д.Слукина (1971); 3, 4, 7, 8 – Н.Н.Зинчука, Д.Д.Котельникова, В.Н.Соколова (1982, 1983); 5, 6 и 16 – А.Д.Слукина и Ж.В.Домбровской (1979); 9 (а, б), 12 (а, б, в), 13 и 14 – А.Д.Слукина (1982); 10 – В.Н.Разумовой (1967); II – С.С.Чекина и П.П.Токмакова (1973); 17 и 18 – Д.Д.Котельникова, Н.Н.Зинчука, В.Н.Соколова (1982).

Результаты сравнения исходных пород и конечных продуктов их выветривания по указанным в табл. I профилям представлены на диаграммах (рис. 3) в виде обобщенных, средневзвешенных векторов. Начала векторов I, 2, ..., 21 (низы профилей) сопоставлены с ареалами I, II, ..., УП соответствующих исходных пород на  $\text{LM}/\text{Ku}$ -диаграмме, их концы (верхи профилей) – с ареалами А, Б, ..., Д конечных продуктов выветривания на  $\text{LM}/\text{OK}$ -диаграмме. Четко видны отно-

Таблица I

Профили выветривания различных пород (в скобках - район

Век- тор:	Исходная порода → Элювиальный продукт
Коры на ультраосновных магматических породах	
I	Перидотит → Сунгулит (Центр. Прибайкалье)
2	Пикритовый порфирит → Латерит (юго-зап. Сиб. платформы)
3	Кимберлит → Латерит (Зап. Якутия)
4	Кимберлит → Латерит (Зап. Якутия)
Коры на основных магматических породах	
5	Долерит → Латерит (Сиб. платформа)
6	Долерит → Боксит (Сиб. платформа)
7	Долерит → Латерит (Зап. Якутия)
8	Долерит → Латерит (Зап. Якутия)
9а	Долерит → Латерит (Индостан)
9б	Долерит → Боксит (Индостан)
10	Диабазовый порфирит → Латерит (Аджария)
Коры на средних магматических породах	
II	Диорит Каолин (Казахстан)
Коры на кислых магматических породах	
12а	Плагиогранит → Латерит (Индостан)
12б	Плагиогранит → Боксит (Индостан)
12в	Плагиогранит → Кварц-глисситовая порода (Индостан)
13	Гранит → Кварц-глисситовая порода (Индостан)
14	Гранит → Кварц-глисситовая порода (Индостан)
15	Пегматит → Каолин (Центр. Прибайкалье)
16	Туф кислый → Глиссит-каолинитовая порода (Сиб. платформа)
Коры на осадочных породах	
17	Терригенно-карбонатная → Каолинит-гидрослюдистая порода (Зап. Якутия)
18	Терригенно-карбонатная → Кварц-монтмориллонит-гидрослюдистая порода (Зап. Якутия)
Коры на метаморфических породах	
19	Амфиболит → Гетит-каолинитовая порода (Центр. Прибайкалье)
20	Амфиболовый гнейс → Каолин (Центр. Прибайкалье)
21	Биотитовый гнейс → Гетит-каолинитовая порода (Центр. Прибайкалье)

сительная согласованность направлений векторов в левой части диаграмм и их разнообразие - в правой. Анализ профилей выветривания, возникших на одних и тех же породах (см. векторы 9 и 12 на рис. 3), показывает, что по мере образования все более измененных в зоне гипергенеза продуктов соответствующие им векторы закономерно смещаются влево - от ареалов, свойственных более низким горизонтам выветривания (вектор 12в), через промежуточные продукты (векторы 9б и 12б) к ареалам, характерным для конечных продуктов (векторы 9а и 12а). Кроме того, отмечается своеобразное "зеркальное" соотношение парных векторов на  $L_M/K_N$ - и  $L_M/OK$ -диаграммах.

Все это свидетельствует о специфических особенностях выветривания различных пород, которые в зависимости от их состава проявляются: 1) в определенных углах наклона векторов выветривания  $\alpha_{KN}$  на  $L_M/K_N$ -диаграмме и  $\alpha_{OK}$  на  $L_M/OK$ -диаграмме и 2) в различии длин векторов  $\ell_{KN}$  и особенно  $\ell_{OK}$  на тех же диаграммах.

С целью выявления указанных особенностей мы провели сравнение значений  $L_{M_1}$  и  $L_{M_2}$  исходной породы и конечного продукта, а также значений  $OK_1$  и  $OK_2$ , длин векторов  $\ell_{KN}$  и  $\ell_{OK}$ , углов поворота векторов  $\alpha_{KN}$  и  $\alpha_{OK}$  (углы измеряются в градусах, от положительного направления абсциссы против часовой стрелки) по всем 24 векторам. После этого по всем указанным переменным были оценены коэффициенты ранговой парной корреляции по Д. Спирмену:  $\rho = 1-6 \sum_{i=1}^n d_i^2 / (N^3 - N)$ , где под знаком суммирования учитываются квадраты разностей  $N$  парных  $i$ -х значений переменных (табл. 2).

Наблюдаемые корреляции (уровень значимости 0,01) выявляют два фактора: дискриминатор  $L_{M_1}$  исходной породы и классификатор  $OK_2$  конечного продукта. Из табл. 2 видна их определяющая роль как "связеобразователей" и одновременно как переменных, физически способных быть причинами выявленных корреляций. Кстати, сами показатели  $L_M$  и  $OK$  в данной задаче между собой не коррелированы, как это и должно быть для переменных, характеризующих разные свойства объектов.

С дискриминатором  $L_{M_1}$  положительно коррелирует угол поворота вектора выветривания  $\alpha_{OK}$  (+0,84) и отрицательно -  $\alpha_{KN}$  (-0,81). Вследствие этого наблюдается и опосредованная связь с  $L_{M_1}$  тесная отрицательная корреляция между обоями углами (-0,91), объясняющая "зеркальность" парных векторов на

Таблица 2

Ранговые коэффициенты корреляции между петрохимическими параметрами 24 векторов выветривания различных пород

	$L M_1$	$L M_2$	$OK_1$	$OK_2$	$\ell_{KN}$	$\ell_{OK}$	$\alpha_K$	$\sigma_{OK}$
$L M_1$	I	+0,43	+0,08	-0,15	+0,04	+0,09	-0,81	+0,84
$L M_2$	0,01	I	-0,33	-0,08	+0,38	+0,39	-0,08	-0,04
$OK_1$	н.з.	н.з.	I	-0,25	+0,05	-0,55	-0,26	+0,12
$OK_2$	н.з.	н.з.	н.з.	I	+0,39	+0,66	+0,08	-0,10
$\ell_{KN}$	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	I	+0,63	+0,06	-0,18
$\ell_{OK}$	н.з.	н.з.	0,01	0,01	0,01	I	+0,11	-0,02
$\ell_{KN}$	0,01	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	I	-0,91
$\ell_{OK}$	0,01	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	0,01	I

Примечание: н.з. – несущественное отличие коэффициента корреляции от нуля; 0,01 – существенное, на уровне значимости 0,01.

$L M/KN$ - и  $L M/OK$ -диаграммах.

С классификатором  $OK_2$  положительно коррелирует длина вектора выветривания  $\ell_{OK}$  (+0,66), с которым, в свою очередь, взаимно коррелирует длина вектора  $\ell_{KN}$  (+0,63), отрицательно связанный (-0,55) с показателем "окисленности" исходных пород  $OK_1$ . Очевидно, что длины векторов  $\ell_{KN}$  и особенно  $\ell_{OK}$  характеризуют глубину переработки исходного вещества в процессе выветривания, ибо вектор  $\ell_{OK}$  тем длиннее, чем полнее профиль выветривания (это выявляется различием между  $OK_2$  и  $OK_1$ ). Взаимная корреляция  $\ell_{OK}$  и  $\ell_{KN}$  представляется поэтому естественной, но для них не следует ожидать полной реализации модели  $\rho \rightarrow +1$ , так как соответствующие им классификаторы  $OK$  и  $KN$  выявляют не одни и те же особенности состава пород и их изменения. Следовательно,  $\ell_{OK}$  тем больше, чем менее "окислены" низы профиля, так как  $\rho\{\ell_{OK}; OK_1\} = -0,55$ , и чем сильнее "окислены" его верхи, так как  $\rho\{\ell_{OK}; OK_2\} = +0,66$ . Наибольшие  $\ell_{OK}$  отмечены для пород, содержащих слоистые силикаты, т.е. диоритов и плагиогранитов (см. рис. 3).

Большой интерес представляет анализ распределения главнейших пордообразующих оксидов, в частности имеющих высокие ранги 10, 9, 8, 7 в начальном и конечном составах пород. Такой анализ 2-4 337

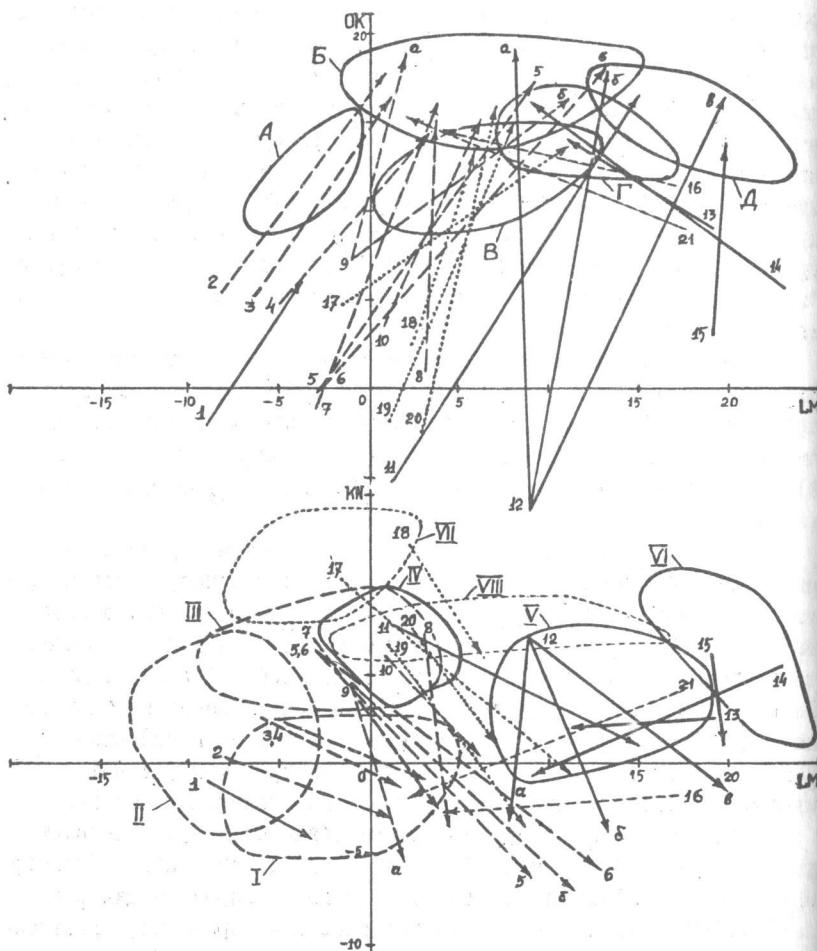


Рис. 3. Векторные диаграммы процессов выветривания различных пород по профилям, указанным в табл. I. На нижней диаграмме ареалы исходных пород: I – кимберлиты, II – пикритовые порфиры и перидотиты, III – базальты и долериты, IV – диориты и кварцевые диориты, V – плагиограниты, VI – граниты и лейкограниты, VII – известняки, VIII – амфиболиты и гнейсы. На верхней диаграмме ареалы продуктов выветривания: A – окисные железные руды, Б – латериты и бокситы, В – кварц-монтмориллонит-гидрослюдистые породы, Г – каолинит-гидрослюдистые породы, Д – каолины

позволяет объяснить причины приуроченности углов поворота векторов выветривания к одному фактору ( $L M_T$ ), а для тех же векторов – к другому ( $OK_2$ ), с чем согласуется отсутствие корреляции между углами поворота векторов и их длиной.

В исходных ультраосновных породах (профили I-4,  $L M$  от -9 до -5) высшие ранги принадлежат убывающему ряду  $SiO_2 > MgO > CaO > FeO$  (здесь и далее учитывается средний ранг оксида в рассматриваемых породах по указанным профилям). Соответственно в конечных продуктах выветривания высшие ранги свойственны:  $SiO_2 > Al_2O_3 = Fe_2O_3 > H_2O^+$ , т.е. в этом случае из пород выносятся  $MgO$  и  $CaO$ , окисляется  $Fe^{2+}$  и накапливаются  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  и  $K_2O$ . Преимущественный вынос наиболее меланократовых компонентов и накопление лейкократовых обусловливают увеличение значений  $L M$  к концу процесса и направление векторов выветривания этих пород вправо и вверх на  $L M / OK$ -диаграмме соответственно изменению рангов содержания выносимых и накапливающихся оксидов (см. "розы векторов" оксидов на рис. I), а на  $L M / KN$ -диаграмме также вправо, но вниз.

В неизмененных основных породах (профили 5-10,  $L M$  от -3 до +3) высшими рангами характеризуется ряд  $SiO_2 > Al_2O_3 > CaO > MgO$ , который в конечных продуктах сменяется существенно иным:  $Al_2O_3 > Fe_2O_3 > H_2O^+ > SiO_2$ , т.е. из них также выносятся  $MgO$  и  $CaO$  при накоплении  $Fe_2O_3$ ,  $H_2O^+$ ,  $Al_2O_3$ . Это показывает, что изменение основных пород протекает практически так же, как и ультраосновных.

Для исходных средних пород (профиль II,  $L M = +1$ ) характерна смена ряда от  $SiO_2 > Al_2O_3 > CaO$  к  $SiO_2 > Al_2O_3 > H_2O^+ > Fe_2O_3$ , т.е. вынос из пород  $CaO$  и накопление  $H_2O^+$  и  $Fe_2O_3$  при относительной инертности  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . В результате коры и на этом этапе пород также обогащаются лейкократовыми компонентами.

Для неизмененных кислых пород (профили I2-I6,  $L M$  от +9 до +23) наблюдается иная картина. Существенно лейкократовый ряд оксидов  $SiO_2 > Al_2O_3 > Na_2O > K_2O$  сменяется в верхах профилей менее лейкократовым  $Al_2O_3 > SiO_2 > H_2O^+ > Fe_2O_3$ , причем интенсивно выносятся  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , а также  $SiO_2$  при отчетливом накоплении  $H_2O^+$  и  $Fe_2O_3$ . В профилях выветривания этих пород наблюдается обратное соотношение между лейко- и меланократовыми составляющими для низов и верхов разреза (см. рис. 3). Это свидетельствует о возможностях весьма разнообразных направлений процесса

выветривания кислых пород, в том числе радикально отличающихся от всех рассмотренных (см. профили I3, I4 и I6).

Процессы, происходящие при выветривании метаморфических и осадочных пород, принципиально не отличаются по химизму от рассмотренных выше. Для первых, включающих амфиболиты и различного типа гнейсы (профили I9-II1,  $L M$  от +1 до +17,5), характерна смена ряда  $SiO_2 > Al_2O_3 > CaO > K_2O$  на ряд  $SiO_2 > Al_2O_3 = Fe_2O_3 > H_2O^+$ , что сопровождается выносом  $CaO$ ,  $K_2O$  и накоплением в верхах  $Fe_2O_3$  и  $H_2O^+$  при разнообразном направлении процессов в зависимости от начального значения  $L M$ . Для вторых, представленных терригенно-карбонатными породами (профили I7 и I8,  $L M$  от -2 до 2,5), характерен "стандартный" процесс (см. рис. 3), определяемый значениями  $L M_2 > L M_T$ , когда ряд главнейших оксидов:  $SiO_2 > MgO = CaO > Al_2O_3$  сменяется в верхах профилей рядом  $SiO_2 > Fe_2O_3 > Al_2O_3 > H_2O^+$ , т.е. наблюдается вынос  $MgO$  и  $CaO$  и накопление  $Fe_2O_3$ ,  $H_2O^+$  и  $Al_2O_3$ .

Проведенный анализ показывает, что из существенно меланократовых ультраосновных и основных магматических пород и их химических аналогов выносятся главным образом также меланократовые компоненты. Это приводит к более лейкократовому составу продуктов выветривания, выявляемому по увеличению значений  $L M$  и  $OK$  при уменьшении  $KN$  (в соответствии с "розами векторов" на рис. I). Для более кислых лейкократовых пород наряду с такой же возможностью по мере приближения значения дискриминатора  $L M$  к его предельному положительному значению возникает возможность частичного выноса и лейкократовых компонентов. Это сопровождается уменьшением значений  $L M$  при тех же, что и для меланократовых пород, изменениях  $OK$  и  $KN$ .

Вследствие этого угол поворота каждого вектора выветривания  $\angle OK$  и коррелирующийся с ним угол  $\angle KN$  (в градусах) зависят в основном от соотношения между лейкократовыми и меланократовыми компонентами исходных пород, а кроме того и от особенностей процесса выноса и накопления главных компонентов. С помощью регрессионного анализа такие зависимости можно представить корреляционными уравнениями:

$$\angle OK = I/(0,016830 - 0,000475 L M_T), \quad (1)$$

$$\angle KN = I/(0,003295 + 0,000068 L M_T). \quad (2)$$

Уравнениям соответствуют высокие коэффициенты нормальной корреляции между переменными (+0,76 и -0,84), притом силь-

но значимые (уровень значимости 0,01). Погрешности прогнозирования, измеряемые относительными стандартными отклонениями "адекватности", равными для уравнений I и 2 соответственно 27 и 10%, являются свидетельством удовлетворительного описания указанных зависимостей этими уравнениями, хотя и учитывающими только один фактор ( $L M_1$ ). В свою очередь связь между углами поворота векторов выветривания на  $L M/OK$ - и  $L M/KN$ -диаграммах описывается эмпирическим уравнением (погрешность около 13%):

$$\alpha_{OK}^0 = 305,3 - 0,783 \alpha_{KN}^0 \quad (3)$$

Полученные уравнения можно использовать для статистического прогнозирования типа, а отсюда и состава продуктов выветривания в зависимости от характера исходных пород, т.е. решения прямой задачи. Кроме того, а это самое главное, они могут быть использованы для получения объективного представления о типе исходных пород, обусловивших образование определенных элювиальных продуктов, т.е. решения более сложной обратной задачи.

Для решения прямой задачи следует вычислить из данных химического анализа исходной породы значения  $L M_1$  и  $OK_1$ . Затем по уравнению I и значению  $L M_1$  находят ожидаемую величину угла  $\alpha_{OK}^0$ , после чего, пользуясь  $L M/OK$ -диаграммой ареалов конечных продуктов выветривания (см. рис. 2), из фигуративной точки с координатами  $[L M_1, OK_1]$  проводят вектор вверх под углом  $\alpha_{OK}^0$  к положительному направлению абсциссы. Вероятными продуктами выветривания будут те, ареалы которых пересекут этот вектор. Ту же задачу можно решать по специальной номограмме, на которой в масштабах  $L M/OK$ - и  $L M/KN$ -диаграмм (рис. 4) для ряда значений  $L M_1$  отсеками показаны углы  $\alpha_{OK}^0$  и  $\alpha_{KN}^0$ . Для точки с координатами  $[L M_1, OK_1]$  или  $[L M_1, KM_1]$  направление искомого вектора определяется немедленно.

В обратной задаче, когда известен химический состав только конечного продукта выветривания и, следовательно, вычислены значения показателей  $L M_2$ ,  $KN_2$  и  $OK_2$ , общий подход к решению заключается в подборе с помощью номограммы одного или двух-трех из возможных векторов, направленных противоположно обозначенным на рис. 4 и одновременно "исходящих" из одной или двух-трех реально предполагаемых зон диаграмм к фигуративной точке с координатами  $[L M_2, KN_2]$  и  $[L M_2, OK_2]$ . Из ряда пересечений намеченных векторов с ареалами магматических и осадочных пород, изображенных на рис. 1 и 2, или более подробными /3/, выбирают наиболее

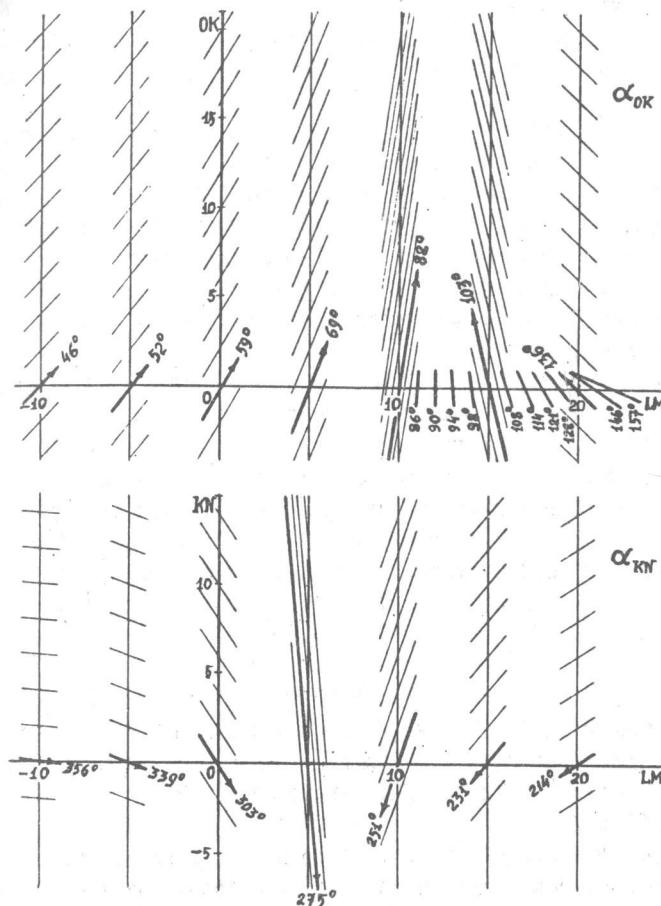


Рис. 4. Номограммы для изучения процессов выветривания (пояснения см. в тексте)

вероятные варианты. Критерием выбора служит удовлетворение условия пересечения данным вектором ареала породы-источника на обеих спаренных диаграммах.

Получаемые статистические решения в любой задаче надежнее, когда  $L M_1$  менее 10-15. При  $L M_1$  более 15-20 следует привлекать дополнительную геологическую информацию, чтобы ограничить неоп-

ределенность ответа.

Таким образом, результаты непараметрического кластер-анализа данных химического состава образцов по профилям выветривания магматических, метаморфических и осадочных пород показали, что сравнительное однообразие связанных с ними элювиальных продуктов обусловлено общей направленностью процесса гипергенного преобразования весьма различных пород. Специфические особенности процесса определяются, прежде всего химизмом исходного материала, а именно соотношением мелано- и лейкократовых компонентов, а затем и относительным выносом-накоплением отдельных из них, характеризуемыми прогрессирующей гидратацией и оксидацией конечных продуктов выветривания.

На петрохимических  $L M/KN$ - и  $L M/OK$ -диаграммах общая направленность процесса, как и его особенности, проявляется достаточно отчетливо в форме установленных нами зависимостей: с одной стороны, углов поворота векторов выветривания ( $\lambda_{KN}$  и  $\lambda_{OK}$ ) от значения "лейко-мелано-индекса" исходных пород ( $L M_I$ ), с другой - для векторов ( $\ell_{KN}$  и  $\ell_{OK}$ ) от условий, обеспечивающих развитие полных профилей, или глубины гипергенной переработки материала к конечному этапу выветривания любой породы ( $OK_2$ ) по сравнению с начальным этапом ( $OK_1$ ).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Соколов В.Н. Кора выветривания на нижнепалеозойских терригенно-карбонатных породах Западной Якутии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 3. С. 81-97.
2. Рехарский В.И., Диков Ю.П., Хитров В.Г. Зависимость накопления химических элементов в магматических дифференциатах от структуры силикатного фона // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 182-189.
3. Хитров В.Г. Непараметрический кластер-анализ горных пород по химическому составу // Там же. С. 135-140.
4. Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Использование метода кластер-анализа при изучении особенностей химизма продуктов выветривания // Поведение рудогенных элементов в оловянных профилях выветривания. Новосибирск, СО АН СССР. 1982. С. 138-145.

УДК 553.042

#### МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД

Д.Д.Котельников, Н.Н.Зинчук, В.Г.Хитров

Как показано в предыдущей статье, изменение химического состава пород в процессе выветривания сопровождается перераспределением химических элементов между первичными и вновь возникающими минералами. Кроме того, из выветривающихся пород происходит частичный вынос элементов, которые не участвуют в образовании новых минералов, а также тех, которые неспособны при низких термобарических параметрах среды, т.е. в зоне гипергенеза, входить в состав новых относительно устойчивых соединений. В ряду пород (от ультраосновных до кислых) особенности изменения химизма непосредственно зависят от содержащихся в них минеральных ассоциаций.

Так, при выветривании ультраосновных пород, в частности кимберлитов Якутии, в низах элювиальной толщи доминирует серпентин структурного типа A+B с примесью флогопита,  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, т.е. ди- триоктаэдрического типа, а также неупорядоченной монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы /3/. При этом первые два минерала относятся к гипергенным разновидностям, а остальные - к гипергенным. Вверх по разрезу содержание монтмориллонита и монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы, связанной с деградацией продуктов диоктаэдризации флогопита, увеличивается. В отдельных прослоях присутствует, кроме того, хлорит, близкий либо  $Mg$ , либо  $Fe-Mg$ -типу. Соответственно серпентин к верхам профилей выветривания переходит в более устойчивый в гипергенных условиях структурный тип A, выделяемый отдельными исследователями под названием "сунгулит" /5/. По всему разрезу выветрелой толщи отмечается примесь гетита. Существенным изменением подвергается также магнетит -  $Fe^{3+}[Fe^{3+}, Fe^{2+}]_{04}$  за счет окисления  $Fe^{2+}$  в октаэдрических позициях. На дифрактометрических кристаллических ядерного гамма-резонанса (ДКГР) это выражается в последовательном увеличении отношения  $J_A$  к  $J_B$  от 0,5 до более 1, где  $J_A$  и  $J_B$  - интенсивности спектральных линий, отражающих соответственно присутствие  $Fe^{3+}$  в тетраэдрических (A) позициях шпинельной структуры магнетита и  $Fe^{3+} + Fe^{2+}$  в октаэдрических (B) позициях.

В результате указанного выше процесса происходит переход магнетита (рис. I, а; 2, а) в маггемит -  $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{3+}_{5/3}\square\text{Fe}^{2+}_{1/3}]_4$ , где  $\square\text{Fe}^{2+}$  - структурная вакансия. На установленных нами стадиях изменения магнетита (рис. I, б, в; 2, б, в) кристаллохимическая формула образующихся продуктов может быть записана в следующем виде:  $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{3+}_{5/3-2/3x}\text{Fe}^{2+}_x\square\text{I/3-I/3x}]_4$ . Это соответствует возникновению так называемых эксимагнетитов, или "нестехиометрических" разновидностей минерала.

Близкие к этим продукты установлены в коре выветривания перidotитов центральной части Западного Прибайкалья /2/. В элювии этих пород присутствуют продукты гидратации и диоктаэдризации (дополнение авторов) флогопита и вермикулита, сунгулит, нонtronит и гетит. Аналогично этому в нижних горизонтах профиля выветривания никритовых порфиритов возникают: нонtronит, хлорит, а также продукты изменения флогопита и лейкоксенизации первовскита /7/. В верхних горизонтах развиваются гетит, каолинит и лейкосен, причем в верхах разрезов каолинит полностью замещается гиббситом.

В коре выветривания на основных породах, как, например, на долеритах нижнего триаса юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы /3/, биотит начиная с зоны дезинтеграции переходит в вермикулит ( $\delta = 0,92 \text{ нм}$ ), за счет изменения которого в дальнейшем развивается  $\text{Mg}-\text{Fe}^{3+}$ -монтмориллонит ( $0,902-0,904 \text{ нм}$ ). Последний устойчив, как правило, только в парагенезисе с вермикулитом. В результате деструкции основных плагиоклазов возникает также  $\text{Na}$ -монтмориллонит ( $\delta = 0,892-0,893 \text{ нм}$ ) и  $\text{CaCO}_3$ , которые, как метастабильные фазы, быстро разлагаются вверх по разрезу. По направлению к верхним частям коры выветривания этого типа происходит также последовательная диоктаэдризация как вермикулита ( $\delta = 0,913 \text{ нм}$ ), так и ассоциирующего с ним монтмориллонита ( $\delta = 0,9 \text{ нм}$ ). При сохранении менее 10% неразрушающих пакетов вермикулита в сегрегированных сростках его с  $\text{Mg}-\text{Fe}^{3+}$ -монтмориллонитом происходит гомогенизация структуры этих фаз с возникновением неупорядоченного вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования ( $\delta = 0,894 \text{ нм}$ ). В виде примеси появляется каолинит ( $\delta = 0,89 \text{ нм}$ ), развивающийся по плагиоклазам. В продуктах выветривания долеритов за счет окисления рудных минералов накапливаются гематит, гетит и гидрогетит. В самой верхней части преобладают /9/ гиббсит, гетит и измененный (дополнение ав-

30

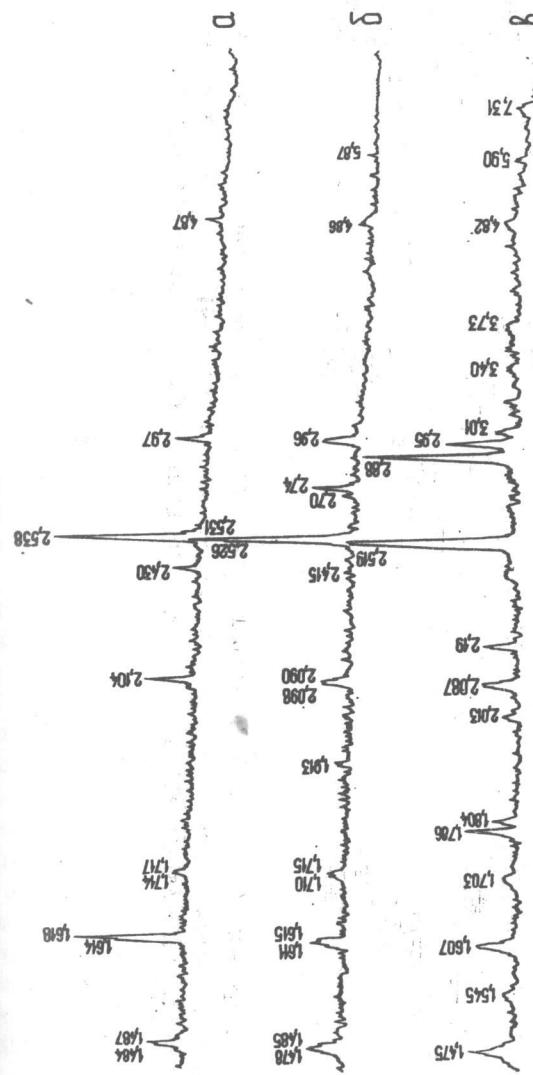


Рис. 1

Рис. 1. Дифрактометрические кривые магнетитов: а - крупные выделения минерала из трубы Невидимка Далдынского поля; б - магнитная фракция шликера из трубы Чолбон Средне-кунаамского поля; в - пылевидный магнетитизированный магнетит, "пропитывавший" кимберлитовую породу из трубы Вымпел Верхнемунского поля.

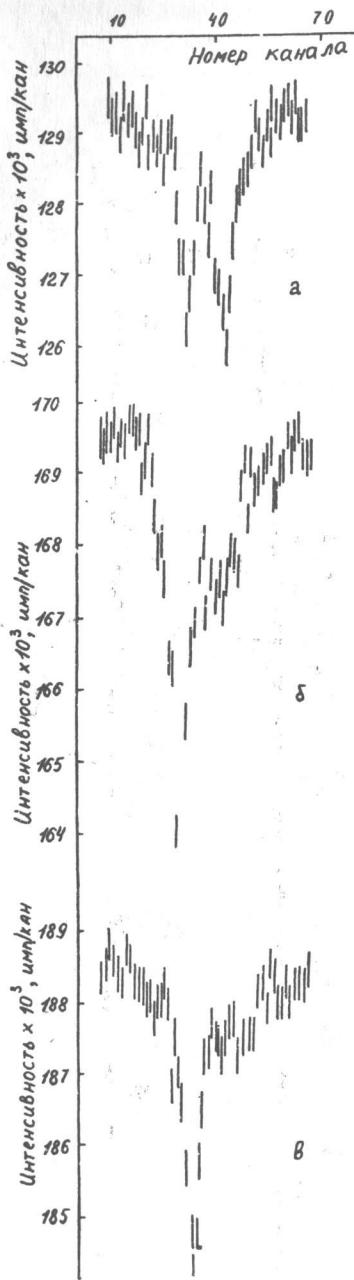


Рис. 2. Крайние левые пики ЯМР-спектров поглощения: а - крупные выделения магнетита из трубы Коллективная Алакитского поля; б - условное обозначение см. рис. I, б; в - пылевидный магнетитированый магнетит, "пролитывающий" кимберлитовую породу из трубы Помосковая Верхнемунского поля

торов) титаномагнетит. Иногда в элювии присутствуют каолинит и гематит.

Профиль выветривания диабазовых порфиритов в районе Батумского побережья Кавказа /6/ имеет сходное с элювием на долеритах строение, причем в верхних горизонтах широко развит метагалдуазит.

В профилях выветривания средних пород, в частности на территории Казахстана, в нижних частях их образуются, как показали С.С.Чекин и П.П.Токмаков, хлорит, гидрослюдя (ассоциирующая с монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой) и монтмориллонит, которые к верхам разрезов переходят в галлуазит и каолинит.

Продукты выветривания на кислых породах, как, например, на гранитах в южных районах Индии /8/, в нижней части наряду с кварцем содержат каолинит. В верхах элювиальной толщи каолинит переходит в гиббсит.

Соответственно в нижней части профиля выветривания на пегматитах Центрального Прибайкалья /2/ содержится главным образом гидрослюдя, ассоциирующая с монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой (дополнение авторов). В верхах разреза преобладает каолинит.

В свою очередь продукты выветривания на туфах правого берега р. Подкаменная Тунгуска /9/ в нижней части представлены монтмориллонитом, переходящим в верхней в каолинит с примесью гетита.

В профилях выветривания осадочных пород, в частности полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов с глинисто-известковисто-доломитовым цементом, и реже уплотненных глин, в нижней части присутствуют диоктаздрическая слюда ( $b = 8,98-9,01$  нм) политипных модификаций IM и 2M<sub>I</sub> ( $IM > 2M_I$ ), Mg-Fe-хлорит (0,922 нм), диоктаздрическое монтмориллонит-гидрослюдистое и триоктаздрическое хлорит-монтмориллонитовое смешанослойные образования /3/. Смешанослойные образования в обоих случаях характеризуются тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов, что является отражением относительно высокой степени катагенетического преобразования исходных пород. Вверх по разрезу в породах уменьшается количество карбонатов, триоктаздрических слоистых силикатов и менее устойчивой в гипергенных условиях гидрослюды IM, а также происходит разупорядочение монтмориллонит-гидрослюдистых смешанных

нослоиных образований. В результате этого наряду с присутствием неупорядоченной смешанослоиной фазы указанного типа относительное содержание гидрослюды  $2M_I$  как более устойчивого при выветривании политипа. В этих частях разреза отмечается также присутствие линз, желваков и прожилков белых и серовато-белых (метастабильных) образований ярозита, алюнита, алюнимита, базальминита, гипса и кальцита. В отдельных прослоях, которые первоначально в наибольшей степени были обогащены карбонатным материалом, в связи с его быстрым разложением в зоне гипергенеза и возникновением в этих частях разреза интенсивного промывного режима отмечается также примесь гиббсита. В верхних горизонтах этого типа коры выветривания по указанной выше смешанослоиной фазе развивается каолинит ( $\theta = 0,889$  нм). Существенную роль в продуктах коры выветривания терригенно-карбонатных пород играют аморфные продукты и гидроокислы железа (гематит и гетит), причем последние окрашивают породы в бурые и желтовато-бурые тона различной интенсивности.

Близкую с терригенно-карбонатными породами зональность профиля выветривания имеют амфиболсодержащие породы архейского возраста (амфиболиты, роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы, роговообманковые плагиогнейсы и т.д.) с развитой на них корой выветривания /2/ в Прибайкалье (о. Ольхон и Приольхонье).

В нижней части коры выветривания таких пород развивается хлорит и нонtronит, что обуславливает их зеленую окраску. К верхам элювиальной толщи возникают каолинит и гетит. С этими породами в Прибайкалье ассоциируют также биотитсодержащие разности пород (биотитовые и биотит-графитовые плагиогнейсы и гнейсы, биотит-гранатовые и биотит-гранат-графитовые плагиогнейсы, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и т.д.).

Выветривание пород этого типа, содержащих в значительном количестве амфиболы и пироксены, приводит так же, как и у амфиболсодержащих пород, к образованию в низах разреза монтмориллонитовой зоны зеленоцветных продуктов. Соответственно в коре выветривания биотитовых сланцев выделяются три зоны: гидрослюдистая, гидрослюдисто-каолинитовая и гетит-каолинитовая. При этом крупночешуйчатый биотит выветривается медленнее, чем мелкочешуйчатый, и образует вначале псевдоморфозы гидробиотита, затем вермикулита и далее переходит, по-видимому, в смешанослоиную фазу.

с преобладанием разбухающих пакетов (дополнение авторов).

Как показывают изучение природных объектов, а также лабораторные эксперименты, главнейшие реакции при выветривании различных пород происходят с участием водной среды. Высокая диэлектрическая постоянная воды определяет сильную растворяющую способность ее по отношению к минералам с преимущественно ионным типом связи элементов в их структуре. К ним относятся галогениды, сульфаты, карбонаты, а также двухэтажные слоистые силикаты триоктаэдрического типа – серпентины, практически не содержащие  $Al$ . При полном растворении этих минералов в процессе выветривания содержащих их пород может возникать карст /10/.

В связи с преобладанием в ультраосновных породах серпентина, Fe-карбонатов и рудных минералов при последовательном окислении Fe формируются охры. Это, как показано ранее (здесь и далее см. рис. 3 предыдущей статьи), определяет направление векторов выветривания на диаграммах L/M/OK в левую часть поля латерит-бокситов (векторы 2 и 3).

Минералы с ковалентными и ионно-ковалентными связями в структуре, т.е. полевые шпаты, амфиболы, пироксены и нефелин, слабо растворяются в свободной воде. Однако они разлагаются при действии на них органических кислот и ферментов, содержащихся в перекрывающих кору почвах. Указанные выше минералы неустойчивы также в воде, образующей тонкие пленки на поверхности микротрешин в выветривающихся породах. На месте этих минералов возникают пустоты, определяющие резкое повышение фильтрационной способности пород, что в условиях жаркого гумидного климата обуславливает возможность возникновения интенсивного промывного режима. Следует, однако, иметь в виду, что оптимальным для образования наиболее мощных элювиальных толщ следует считать промывной режим средней интенсивности /1/.

В основных породах, содержащих минералы, главным образом с каркасной, цепочечной и островной структурами, за счет основных плагиоклазов (через стадию монтмориллонита) и вермикулита-монтмориллонитовой смешанослоиной фазы возникает каолинит (векторы 8 и 10) с относительно высоким совершенством структуры /3/. Одновременное образование гипергенного серпентина и как побочного продукта монтмориллонитизации основных плагиоклазов вторичного кальцита обуславливает, как и в ультраосновных породах, длительную сохранность в профиле выветривания этих пород относительно

высоких значений рН. Это вследствие повышенной концентрации ионов  $\text{OH}^-$  в среде увеличивает их взаимодействие с атомами Si и Al. Учитывая меньшую энергию связи между Al и O в алюмо-кислородно-кремниевых группировках, OH-ионы путем нуклеофильной атаки атомов Si и Al предпочтительнее воздействуют на Al, обеспечивая образование в системе свободных его оксидов /4/.

В результате этого возникающий в профиле выветривания каолинит в дальнейшем начинает испытывать последовательное разупорядочение структуры. Так, например, в изученных нами туфобрекчиях основного состава трубы Аи-49 Западной Якутии /3/ на глубине 52,1 м каолинит характеризуется упорядоченной структурой с некоторыми нарушениями степени ее совершенства, тогда как выше – последовательно беспорядочной, а на глубине 17,1 м – полностью беспорядочной структурой. Это сопровождается появлением гиббсита /7/ в профиле выветривания основных пород (векторы 5, 6 и 9), что подчеркивает универсальность процесса минералообразования, т.е. как возникновение каолинита связано с первичным разупорядочением структуры исходных минералов, так и образование гиббсита сопровождается резким ухудшением степени совершенства структуры каолинита. Процесс гиббситообразования в значительной степени интенсифицируется при ассоциации выветривающихся толщ с карбонатными породами. Это за счет легкого растворения последних обеспечивает, с одной стороны, создание необходимой для разложения алюмосиликатов щелочной среды, с другой – быстрый дренаж метеорных вод.

В отличие от каркасных, цепочечных и островных силикатов механизм изменения трех- и четырехэтажных слоистых алюмосиликатов три- и, особенно, диоктаэдрического типа имеет иной характер. В первых, они также относятся к неустойчивым при выветривании минералам, которые легко подвергаются гидратации (быстрее всего трехэтажные разности триоктаэдрического типа), а также трансформации. Во-вторых, измененные выветриванием слоистые минералы дольше других минералов сохраняются в элювии.

Структура триоктаэдрических минералов четырехэтажного типа состоит из двух Mg-Fe-октаэдрических сеток, одна из которых входит в трехэтажный талькоподобный (2:1) слой, а вторая образует самостоятельный (0:1) слой. За счет окисления  $\text{Fe}^{2+}$  и выноса Mg избытка  $\text{Fe}^{3+}$  эти минералы разлагаются быстрее, чем другие слоистые силикаты, и самое главное, будучи устойчивой лишь в узких пределах изменения среды, структура их разрушается практически сплошь.

танно. Образующиеся в таком случае свободные оксиды поступают в раствор, причем на основе освобождающегося Al в зависимости от интенсивности промывного режима и соответственно рН среды возникает либо каолинит либо гиббсит.

В то же время в структуре трехэтажных минералов триоктаэдрического типа первичные изменения сопровождаются прежде всего выносом элементов, характеризующихся ионным типом связи, т.е. межслоевых катионов. Поэтому рассматриваемые минералы, в отличие от их четырехэтажных аналогов, изменяются в значительно более широких пределах без полного, как у хлоритов, разложения структуры, причем начинается этот процесс значительно раньше, чем у четырехэтажных слоистых силикатов. Эти минералы последовательно переходят во все более даградированные разновидности, что сопровождается, наряду с деструкцией также их частичной дисктаэдризацией, т.е. переходом в разновидности слоистых силикатов, характеризующихся наибольшей устойчивостью в зоне гипергенеза.

В свою очередь собственно диоктаэдрические минералы трехэтажного типа, содержащие в октаэдрических позициях главным образом Al и  $\text{Fe}^{3+}$ , обладают максимальной устойчивостью по сравнению с другими рассмотренными выше слоистыми силикатами. Наибольшей стойкостью при выветривании обладают разности политипной модификации  $2\text{M}_1$ , в частности мусковит, причем она последовательно снижается в ряду: глаукониты, селадониты и другие гидрослюды 1М, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования и монтмориллониты /10/.

Поэтому в профилях выветривания некоторых типов средних и главным образом кислых пород, содержащих в большом количестве слюды и К-полевые шпаты, развивается вначале каолинит. Особенно четко преобладание каолинита, как показано В.Г.Хитровым с соавт. в предыдущей статье (см. рис. 3), наблюдается в породах как изверженного (векторы II, I2a, I5), так и осадочного типов (векторы I7, I8), содержащих слоистые минералы диоктаэдрического типа. Прочность связи Si и Al в структуре каолинита обеспечивает длительное сохранение его в профиле выветривания кислых пород (векторы I2 б, в, I3, I4), причем элювиальный процесс интенсифицируется по мере уменьшения в породе кристаллических фаз, как, например, в туфах (вектор I6). Как и в основных породах, присутствие карбонатных прослоев в породах, содержащих слоистые силикаты, резко интенсифицирует процесс выветривания их в сторону возникновения каолинита /10/.

новения гиббита (вектор I8).

При выветривании пород, характеризующихся преобладанием триоктаэдрических слюд, а также содержащих другие железистые минералы, например амфиболы, наряду с каолинитом в большом количестве образуются охры. Это обуславливает направление векторов выветривания на петрохимических диаграммах L/M/OK под разными углами в зависимости от основного (амфиболиты и амфиболитовые гнейсы) или кислого (биотитовый гнейс) типа пород в сторону поля латерит-бокситов (векторы I9, I21).

Как показывает анализ рассмотренных выше профилей выветривания, развивающихся на породах различного типа, за исключением ультраосновных пород, не содержащих  $\text{Al}$ -минералов, в верхних горизонтах их присутствуют каолинит и иногда галлуазит, а также гиббит, окислы и гидроокислы железа. В отличие от этого нижние горизонты в зависимости от типа пород характеризуются значительным разнообразием минеральных ассоциаций. Так, при выветривании ультраосновных и основных пород, содержащих значительное количество  $\text{Mg}-\text{Fe}$ -минералов, на ранних стадиях преимущественно образуются обогащенный  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  монтмориллонит ди-триоктаэдрического типа, а также такие триоктаэдрические минералы, как вермикулит, серпентин политипной модификации A, хлорит и иногда сепиолит. В отличие от этого в элювии на средних и кислых породах возникают в основном диоктаэдрические минералы: гидрослюды, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования и реже обогащенный  $\text{Al}$  монтмориллонит (главным образом при выветривании кислых туфов). Следует подчеркнуть, что в монтмориллонитах состав октаэдрического заполнения зависит от химизма исходных минералов. Это отражает унаследованность свойств вторичных фаз по отношению к первичному субстрату. В отличие от этого содержание  $\text{Al}$  в тетраэдрах зависит от pH среды. Так, в корах (снизу вверх) по мере уменьшения значений pH содержание  $\text{Al}$  в тетраэдрах уменьшается, что является необходимым условием дальнейшего преобразования монтмориллонита в каолинит, у которого, как показано выше  $\text{Al}$  полностью отсутствует в тетраэдрических позициях структуры.

Отдельные стадии выветривания сопровождаются, кроме того, возникновением рентгеноаморфных продуктов. Эти продукты в зависимости от состава лишь частично могут являться реакционноспособным материалом для образования устойчивых в зоне гипергенеза кристаллических фаз.

Таким образом, основные закономерности выветривания различных типов пород определяются относительной устойчивостью содержащихся в них минералов к воздействию гипергенных факторов, что связано с их химическим составом и кристаллической структурой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бугельский Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.
2. Домбровская Ж.В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973. 156 с.
3. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Наука, 1983. 196 с.
4. Матвеева Л.А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов // Кора выветривания. М.: Наука, 1974. Вып. 14. С. 227-239.
5. Петров В.П., Токмаков П.П. Последовательность выветривания магнезиально-железистых слюд и влияние геохимических условий на выветривание // Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 67-75.
6. Разумова В.Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М.: Наука, 1967. II 6 с.
7. Слухин А.Д. Коренные латеритные бокситы - первая находка на Сибирской платформе // Геология рудных месторождений. 1971. Т. 13, № 2. С. 121-125.
8. Слухин А.Д. Особенности формирования латеритных кор выветривания основных и кислых пород // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1982. С. 70-86.
9. Слухин А.Д., Домбровская Ж.В. Коры выветривания и бокситы Сибирской платформы. М.: Наука, 1979. 120 с.
10. Черняховский А.Г. Современные коры выветривания: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1983. 41 с.

О ГЕОХИМИИ КАЛИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ  
КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Е.Т.Бобров, И.Г.Шипакина

В докембрийских метаморфизованных корах выветривания кислых и основных пород на Украинском, Балтийском щитах и в КМА выявлено повышенное содержание калия. Это явление объясняют по-разному: эндогенным привносом калия при гранитизации и метаморфизме исходных пород, т.е. калиевым метасоматозом /10/; поступлением калия с грунтовыми водами после формирования коры выветривания /14/; накоплением его, которое обусловлено биофильтральными свойствами элемента в формах примитивной жизни на континентах раннего докембия /16/; поглощением калия образующимися при выветривании разбухающими глинистыми минералами /8, 13, 15, 17/, если предполагается отсутствие растительности в архее - протерозое.

Для выяснения содержаний калия в разновозрастных корах выветривания использовали средние значения коэффициента концентрации оксида калия ( $K_K$ ). Он отражает отношение массового содержания  $K_2O$  в выветрелой породе к исходной /9/ в зонах различных геохимических типов кор выветривания магматических и метаморфических пород. Профили докембрийских кор выветривания, как правило, представлены нижними и средними зонами, поэтому при сопоставлении их с фанерозойскими использовали результаты изучения только этих зон. Кроме того, указанные зоны дают наиболее полную информацию о содержании в них калия, так как в верхних зонах, широко распространенных в фанерозое сиаллитных и латеритных геохимических типов кор выветривания, содержание калия минимально и составляет десятые и сотые доли процента.

В незатронутых выветриванием гранитах, гнейсах и мигматитах колебание в содержании оксида калия составляет от 1.00 до 5.78% (Кривой Рог, Белорусская антиклиз), а в габбро, амфиболитах и основных эфузивах - от 0.11 до 1.96% (Сибирская платформа, КМА, Кавказ). В нижних и средних зонах разновозрастных кор выветривания этих пород колебание в содержании оксида калия также значительно и, как правило, превышает его количество в исходных породах (табл. I). При этом, согласно данным А.Д.Слукина /13/, в нижней части профиля раннепротерозойской метаморфизованной коры

40

Таблица I  
Содержание оксида калия в матматических и метаморфических породах разновозрастных профилей  
кор выветривания (мас. %)

Породы	Районы	Возраст кор выветривания					
		1	2	3	4	5	6
Коры выветривания (нижние и средние зоны)	$K_K$	М2	Р2	PR <sub>2</sub>	PR <sub>2</sub> <sup>X</sup>	(AR-PR <sub>1</sub> ) <sup>X</sup>	
Исходные: граниты, гнейсы, митматиты		0.99-4.80	1.40-5.05	3.50-5.46	3.60-5.55	3.35-5.96	3.94-6.56
Коры выветривания (нижние и средние зоны)		1.23-4.47	1.25-4.60	2.14-4.91	2.23-4.78	2.22-4.46	1.00-4.96
Исходные: габбро, основные эфузивы, амфиболиты		0.11-1.63	0.49-2.10	0.40-3.05	1.39-3.33	0.60-4.09	0.50-4.34
Коры выветривания (нижние и средние зоны)		0.30-1.96	0.12-1.30	0.25-1.87	0.25-1.93	0.20-1.43	0.12-0.98

Районы развития кор выветривания: 1 - Балтийский щит, Сибирская платформа, Кавказ, Забайкалье, Казахстан; 2 - Украинский и Балтийский щиты, Белорусская антиклиза, Сибирская платформа, Казахстан, Кавказ, Урал, Памир; 3 - Волго-Уральская и Воронежская антиклизы, КМА, Балтийский щит; 4 - Волго-Уральская и Белорусская антиклизы, Украинский, Анабарский щиты, КМА, Сибирская платформа; 5 - Украинский щит; 6 - Украинский и Балтийский щиты.

x) Метаморфизованные коры выветривания.

выветривания гранитов Карелии максимальное содержание  $K_2O$  составляет 8.82–9.47%.

Наибольший  $K_K$  характерен для позднеархейских-раннепротерозийских кор выветривания (табл. 2, рис. I, а), причем значение его, большее единицы, свидетельствует о накоплении элемента. Соответствующие продукты выветривания гранитов, гнейсов, габбро, кислых и основных эфузивных пород на Украинском и Балтийском щитах, а также КМА имеют кварц–мусковитовый (серцицитовый), кварц–карбонатно–серцицитовый, кварц–серцицит–биотитовый, кварц–карбонатно–хлорит–биотитовый составы /2, 3, 8, 14/. Коры выветривания изменены под действием регионального метаморфизма в условиях зеленосланцевой и, реже, амфиболитовой фаций. Реконструкция их первичного состава, основанная на представлении об изохимичности регионального метаморфизма /5/, показывает, что это в основном хлорит–монтмориллонит–гидрослюдистые породы с переменным количеством кварца, кальцита, акцессорных минералов и в разной степени выветрелых полевых шпатов и слюд.

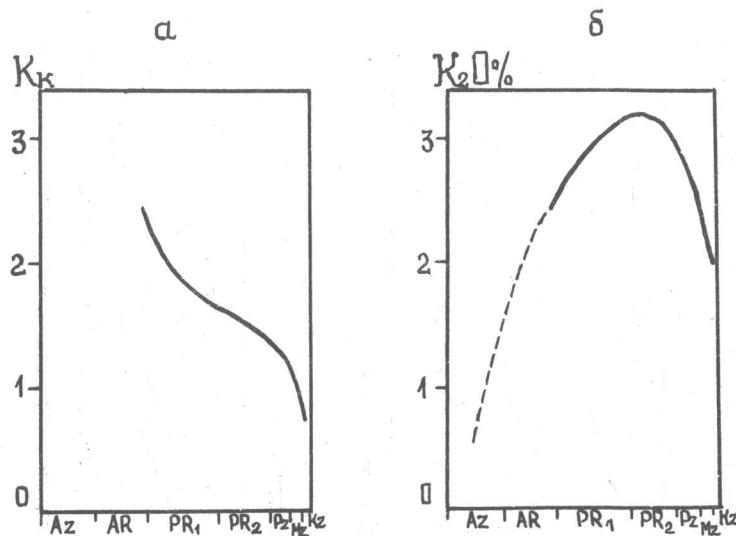


Рис. I. Изменение  $K_K$  (а) в разновозрастных корах выветривания, по данным авторов, и содержания оксида калия (б) в осадочных породах, по А.Б.Ронову /12/

Таблица 2  
Средние значения  $K_K$  в разновозрастных корах выветривания

Коры выветривания	$K_K$ по зонам		Количест- во анали- зов
	нижние и средние	верхние	
Монтморилло- натовые, хлоритовые, гидрослюдис- тые	каолинитовые, гиббо- ситовые		
ФАНЕРОЗОЙ			
Кайнозойские	0.72	0.22	0.003 60
Мезозойские	1.11	0.18	0.05 550
Палеозойские	1.32	0.35	0.15 250
ДОКЕМБРИЙ			
Позднеархейские неметаморфизованные слабо метаморфизо- ванные	1.47	0.69	- 85
Позднеархейские–ранне- протерозойские метамор- физованные	1.59	0.87	- 20
	2.51	-	- 55

В породах коры выветривания наибольшее количество калия сосредоточено в гидрослюдах. Возможна его концентрация в коллоидах и смешанослойных минералах монтмориллонит–гидрослюдистого типа, образование и состав которых зависят от того, какой ион щелочных или щелочно–земельных металлов преобладает в растворе, какова концентрация самого иона, а также глинозема и кремнезема. Содержание оксида калия в позднеархейских–раннепротерозойских корах выветривания не противоречит возможности широкого развития подобных минералов.

Для того, чтобы в профилях выветривания кислых пород развивались преимущественно гидрослюды, смешанослойные минералы монтмориллонит–гидрослюдистого типа, а в профилях основных пород – хлорит, железистые, магнезиальные и другие разновидности монт-

мориллонита и смешанослойных минералов, необходима щелочная среда. Образование и сохранение таких геохимических условий в архее-раннем протерозое, при которых вынос оснований, в частности калия, был замедлен и осуществлялась фиксация его разбухающими глинистыми минералами, обусловливалось отсутствием растительности, ярко выраженной контрастности морфоструктурных форм рельефа и слабым дренажем пород. По данным эксперимента, органические кислоты в 5 раз ускоряют извлечение /15/ калия из калийсодержащих минералов по сравнению с дистиллированной водой, причем из слюд этот элемент выносится интенсивнее, чем из микроклина. Согласно результатам, полученным в 1971 г. В.Келлером и В.Хуангом, комплексообразующие органические кислоты при выветривании инконгруэнтно растворяют вещества в 5-75 раз больше, чем вода.

Гипергенное образование высококалиевых глинистых минералов, обусловивших повышенное количество калия в позднеархейских-раннепротерозойских корах выветривания, подтверждается преобладанием гидрослюд в осадочных породах протерозоя, преобразованных при последующем метаморфизме в мусковит (серицит) и биотит. Так, на Украинском щите (Криворожье), Балтийском щите (районы Сегозера, Больших Кейв, оз. Имандра, р. М.Печениги, ст. Луостари, п-ов Кумпала), Воронежском кристаллическом массиве (КМА) и других местах метаморфизованные коры выветривания гранитов, гнейсов, гранодиоритов, кислых и основных метавулканитов перекрываются метаконгломератами, метабрекциями, аркозовыми песчаниками со слюдистым цементом, а также кварц-мусковитовыми (серицитовыми), кварц-серицит-биотитовыми, биотитовыми и хлорит-биотитовыми сланцами. На диаграмме А.Б.Ронова /12/, отражающей распределение оксида калия в осадочных породах от архея до кайнозоя включительно, наибольшее содержание его соответствует именно протерозойским терригенным образованиям (рис. I,б).

По реконструированному минеральному составу (хлорит-монтмориллонит-гидрослюд) позднеархейские-раннепротерозойские коры выветривания Украинского и Балтийского щитов, а также КМА можно отнести, согласно предложенной в 1974 г. А.М.Цехомским классификации, к щелочному сиаллитному геохимическому типу, включающему монтмориллонитовые, хлоритовые и гидрослюдистые разновидности пород коры выветривания.

Значение  $K_K$  в нижних и средних зонах слабометаморфизованных позднепротерозойских кор выветривания гранитоидов и габброидов

юго-западной части Украинского щита составляет 1,59, а в неметаморфизованных корах выветривания того же возраста на аналогичных породах – 1,47 (Волго-Уральская и Белорусская антеклизы, Украинский и Анабарский щиты). В профилях позднепротерозойских кор выветривания иногда сохраняются верхние зоны, но чаще следы их существования выявляются в переотложенных продуктах выветривания. Так,  $K_K$  в сохранившихся верхних зонах составляет 0,87-0,69 (табл. 2), что свидетельствует о существенном выносе калия из этих зон. Позднепротерозойские неметаморфизованные коры выветривания кислых пород (граниты, гнейсы, мигматиты) характеризуются в основном каолинит-гидрослюдистой, а основных пород (габброиды, эфузивы) – каолинит-монтмориллонитовой, гидрослюдисто-монтмориллонитовой, монтмориллонит-хлоритовой ассоциациями с переменным содержанием смешанослойных образований и гидрооксидов трехвалентного железа. В слабо метаморфизованных корах выветривания аналогичных пород развиты гидрослюды, почти не содержащие разбухающих межслоев, хлорит, диккит и гематит. Количество калия в составе терригенного глинистого материала осадочных образований позднего протерозоя и раннего кембрия остается достаточно высоким, но отмечается его постепенное снижение за счет более широкого развития в корах выветривания каолинита (рис. I,б). Позднепротерозойские слабо метаморфизованные коры выветривания на юго-западном склоне Украинского щита (Среднее Приднестровье) перекрыты мелкогалечниковыми конгломератами с диккит-каолинит-гидрослюдистым цементом. Гидрослюда диоктаэдрическая, почти не содержит разбухающих межслоев. Неметаморфизованные коры выветривания того же возраста на Волго-Уральской антеклизе перекрыты каолинит-гидрослюдистыми аргиллитами или полевошпатово-кварцевыми песчаниками с каолинитовым, гетит-каолинитовым и гидрослюдистым цементом.

Позднепротерозойские коры выветривания по минеральному составу отвечают смешанному геохимическому типу, переходному от щелочного сиаллитного (монтмориллонитового, хлоритового и гидрослюдистого) к кислому сиаллитному (каолинитовому), формирование которого осуществлялось в более кислых условиях и окислительной обстановке.

Среднее значение  $K_K$  в палеозойских корах выветривания, развитых не только на кислых и основных магматических и метаморфических породах (Волго-Уральская, Воронежская и Белорусская антеклизы, КМА, Балтийский щит, Днепровско-Донецкая впадина), но и

на осадочных (Сибирская платформа, Воронежская антеклиза и Тиман), составляет 1,32. Колебания  $K_K$  значительны – от 1,34–1,77 для раннепалеозойских кор выветривания до 0,7–1,24 для позднепалеозойских. В большинстве профилей палеозойских кор присутствуют верхние зоны, которые имеют как смешанный (гидрослюдисто-каолинитовый, монтмориллонит-каолинитовый, гетит-каолинитовый, гипсит-каолинитовый и т.д.), так и мономинеральный – каолинитовый, реже гипситовый или бемитовый составы. Значение  $K_K$  в верхних каолинитовых зонах составляет 0,35, в гипситовых – 0,15, т.е. высокое содержание калия сохранялось только в нижних и средних зонах, из верхних зон он интенсивно выносился. В палеозое еще в большей степени уменьшается возможность поступления калия в составе терригенного глинистого материала в бассейны осадконакопления. Во-первых, это связано с тем, что сократились площади высококалиевых магматических и метаморфических пород, подвергавшихся выветриванию, за счет перекрытия их осадочными образованиями, чаще всего содержащими калий в гораздо меньшем количестве или не содержащими его совсем. Во-вторых, интенсивное развитие органического мира на континенте оказalo значительное влияние на ионный вынос калия из кор выветривания и накопление его в бассейнах седimentации с последующим образованием солей, а также поступление этого элемента в активный биологический круговорот. Калий является одним из необходимых для жизнедеятельности растений элементов и интенсивно аккумулируется ими /II/, что играет большую роль в почвообразовательном процессе и формировании кор выветривания, особенно верхних зон, в которых, как показывают расчеты, значение  $K_K$  наименьшее. Действие органических кислот вниз по профилю выветривания ослабевает и кислая среда постепенно сменяется нейтральной и затем щелочной, в которой соединения, содержащие калий, остаются устойчивыми. По диаграмме А.Б.Ронова, на ранний палеозой приходится резкий перегиб кривой содержания оксида калия в терригенных породах в сторону его постепенного уменьшения от палеозойских осадочных образований к кайнозойским (рис. I,б).

Палеозойские коры выветривания по минеральному составу могут быть отнесены как к сиалитному (кислому и щелочному), так и латеритному геохимическим типам, с преимущественным преобладанием кислого сиаллитного (каолинитового). Для формирования кислой сиаллитной коры выветривания требуется устойчивая нейтральная или слабокислая геохимическая среда.

Значение  $K_K$  в нижних и средних зонах мезозойских кор выветривания магматических, метаморфических и осадочных пород составляет 1,11, кайнозойских – 0,72 (Украинский щит, Белорусская и Воронежская антеклизы, Казахстан, Урал, Кавказ и Сибирская платформа). Устойчивость калия в нижних и средних зонах профилей мезозойских кор выветривания подтверждается редко применяемой при изучении кор корреляцией содержания калия с торием. Последний, по данным  $\gamma$ -спектроскопии, является инертным /6/. Если в нижних и средних зонах мезозойских кор выветривания содержание оксида калия близко к количеству его в исходных породах субстрата или несколько выше, то в кайнозойских корах оно ниже. Это свидетельствует о значительном выносе калия не только из верхних, но и из нижних и средних зон кайнозойских кор выветривания. Значение  $K_K$  в каолинитовой зоне мезозойских кор выветривания составляет 0,18, кайнозойских – 0,22, в гипситовой зоне – соответственно 0,05 и 0,003. Такие низкие значения отражают интенсивный вынос элемента.

Мезозойские и кайнозойские коры выветривания кислых и основных магматических и метаморфических пород относятся к кислому сиалитному (каолинитовому) и латеритному (глиноземистому или железистому) геохимическим типам, причем латеритный тип так же широко развит, как и кислый сиалитный. На формирование этих кор выветривания огромное влияние оказывало прогрессирующее развитие органического мира от палеозоя к кайнозою. Это, в частности, обусловливало стабильное существование кислой и слабокислой геохимических сред, наиболее благоприятных для выноса калия и других щелочей и щелочных земель, а также растворение и вынос кремнезема и формирование латеритных профилей выветривания. В мезозое и особенно в кайнозое выветривание подвергались более значительные площади типично осадочных пород (песчаников, аргиллитов, глин, мергелей, известняков и т.д.), что приводило к образованию помимо указанных выше других геохимических типов кор выветривания (выщелачивания, окисленного, инфильтрационного и т.д.) и их минеральных видов (маршаллитового, глинисто-карбонатного, сульфатного и т.д.) /4/. Коры выветривания такого состава не имеют аналогов в геологической истории более ранних периодов развития Земли. Поэтому мезозойские и кайнозойские коры выветривания еще в меньшей степени являлись источниками калия в составе терригенного глинистого материала, поступавшего в бассейны осадконакопления (см. рис. I,б).

Преобладание калия над натрием, кальцием и другими щелочны-

ми и щелочно-земельными компонентами в позднеархейских-раннепротерозойских профилях кор выветривания, а также в нижних и средних зонах позднепротерозойских и фанерозойских кор обусловлено, помимо преобладания щелочной обстановки, также химическими особенностями самого элемента. К числу таких особенностей относятся размеры атомного и ионного радиусов, электронное строение, ионный потенциал, поляризуемость, энергия гидратации и т.д. /7, 18/. Атомный и ионный радиусы K отличаются от таковых Li, Na, Mg, Ca большими размерами и близки к радиусам Rb, Cs, Sr и Ba, что обуславливает их изоморфизм и совместное вхождение (особенно с Rb и Cs) в структуру глинистых минералов. Размер ионного радиуса влияет на величину ионного потенциала и характеризует степень щелочности или кислотности иона в водном растворе. Калий обладает меньшим ионным потенциалом по сравнению с Li, Na, Mg, Ca, Sr и Ba, что предполагает большую щелочность среды для образования и сохранности его соединений. Для объяснения тех или иных геохимических особенностей минералов большое значение приобретает использование данных об электронном строении элементов /1/. Калий по строению электронной оболочки в ряду щелочных элементов отличается от Li и Na, но совместно с Rb, Cs и Fr образует так называемую подгруппу элементов щелл-аналогов. Особенности в строении электронных подоболочек отдельных элементов приводят к различию их свойств. У Li, Na, Be и Mg каждая новая подоболочка появляется после того, как предыдущая полностью заполнена электронами, тогда как у K и Ca  $\ell$ -подоболочка, а у их щелл-аналогов еще и  $f$ -подоболочка остаются пустыми, что существенно изменяет свойства этих элементов по сравнению с теми, которые можно было бы ожидать, исходя из последовательного роста их порядкового номера. Соотношения между величиной сродства к электрону и орбитальными радиусами позволили Н.В.Белову с соавторами выделить поля элементов по кислотно-щелочным свойствам с увеличением основных свойств от Na к K и Cs в ряду Na-Li-K-Rb-Cs, что в свою очередь приводит к разделению Na и K в зоне гипергенеза. Этому также способствует характер химической связи между различными атомами, энергия гидратации и поляризуемость ионов /18/. Низкая энергия гидратации и высокая поляризуемость K по сравнению с Li, Na, Mg и Ca объясняют большую степень сорбируемости этого элемента, а также Rb, Cs, Fr, Ba в процессе выветривания алюмосиликатными коллоидами, в которых они вначале находятся в обменном состоянии.

а затем фиксируются в структуре глинистых минералов, главным образом гидрослюд и смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований.

Таким образом, различия химических свойств калия и других щелочных и щелочно-земельных элементов обусловливали разделение их на определенных этапах процесса выветривания: накопление K и опережающий вынос Na, Ca и Mg из нижних и средних частей большинства рассмотренных разновозрастных профилей кор выветривания и вынос всех этих элементов из верхних зон. Различное поведение калия в нижних и средних зонах кроме специфики свойств самого элемента зависит от множества других факторов, определяющих процесс выветривания, в частности тектонического (тип рельефа, интенсивность дренажа), климатического (количество осадков, температура), гидрохимического (состав поверхностных и грунтовых вод, проникаемость пород), геохимического (кислотность, щелочность среды), биохимического (воздействие органического вещества) и т.д.

Повышенное содержание калия в метаморфизованных позднеархейских-раннепротерозойских и позднепротерозойских корах выветривания обусловлено спецификой раннедокембрийского гипергенеза (отсутствием растительности на континентах, слабой контрастностью морфоструктурных форм рельефа, преобладанием высокой щелочности и восстановительного характера среды) и в большинстве случаев сохраняется при метаморфизме. K<sub>K</sub> может служить определенным критерием при сопоставлении геохимических условий гипергенного изменения пород в различные периоды. Анализ химического и минерального составов докембрийских и фанерозойских кор выветривания позволяет проследить эволюцию их геохимических типов в геологической истории Земли от щелочного сиаллитного в позднем архее – раннем протерозое к кислому сиаллитному и латеритному типам в позднем фанерозое (рис. 2). Для неметаморфизованных монтмориллонитовых и гидрослюдистых разностей щелочного сиаллитного геохимического типа выветривания в раннем фанерозое максимальное содержание калия составляет 4–5%. Этот геохимический тип выветривания преобладал в раннем докембрии и определял состав терригенного глинистого материала, поступавшего в бассейны осадконакопления в течение всего протерозоя.

Таким образом, в результате эволюции процесса выветривания от архея к кайнозою роль калия в составе поступавшего в бассейны

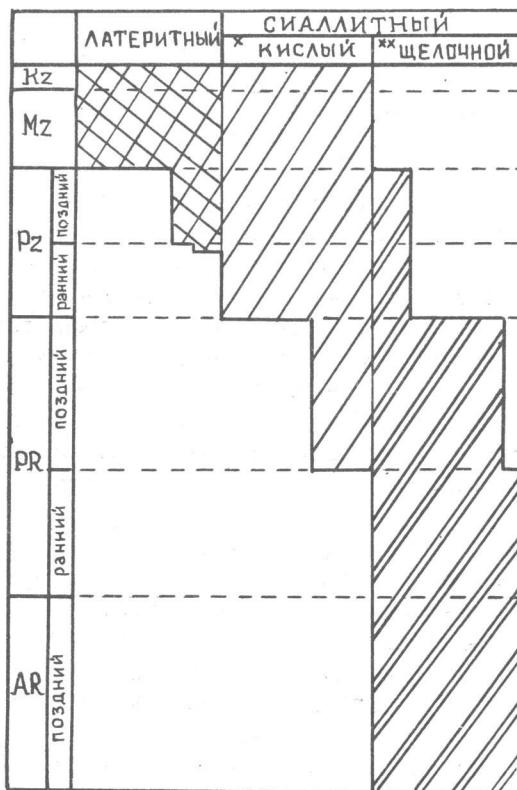


Рис. 2. Схема эволюции латеритного и сиаллитного геохимических типов выветривания в истории Земли (х – кислый сиаллитный – каолинитовый, хх – щелочной бисиаллитный–монтмориллонитовый, хлоритовый, гидрослюдистый)

седиментации терригенного материала уменьшается, и наоборот, возрастает его биогенная роль, ионная миграция и химическая фиксация при солеобразовании. Не случайно крупным эпохам калийного соленакопления в кембрии, среднем девоне, поздней перми и поздней юре /19/ предшествовали эпохи выветривания пород с образованием переходных от щелочных сиаллитных к кислым сиаллитным (каолинитовым) корам выветривания в позднем протерозое и к кислым сиаллитным и латеритным в силуре – раннем девоне, позднем карбоне и триа-

се-ранней юре.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н.В., Годовиков А.А., Бакакин В.В. Очерки по теоретической минералогии. М.: Наука, 1982. 208 с.
- Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Структурно-текстурные особенности дорифейской коры выветривания Среднего Приднестровья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 7. С. 123–128.
- Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и реконструкция условий их образования // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985. С. 132–148.
- Бобров Е.Т. Осадочные высокоглиноземистые породы мезозоя Русской платформы // Коры выветривания Русской платформы и их рудоносность. М.: Наука, 1982. С. 113–152.
- Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 232 с.
- Вышенков В.В., Новиков Г.Ф. Поведение калия в коре выветривания (на примере одного из регионов СССР) // Зап. Ленинград. горн. ин-та. 1978. Т. 76. С. 76–81.
- Лебедев В.И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочно-земельных элементов в зоне гипергенеза // Геохимия. 1957. № 6. С. 508–517.
- Негруца В.З. Метаморфизованные коры выветривания восточной части Балтийского щита // Коры выветривания восточной части Балтийского щита и их минерализация. Апатиты. 1979. С. 11–28.
- Никитин К.К., Глазовский А.А. Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970. 213 с.
- Никольский А.П. О докембрийской коре выветривания Криворожского рудного поля // Материалы Всесоюз. семинара "Коры выветривания докембра и связанные с ними полезные ископаемые". М., ВИЭМС, 1975. С. 55–58.
- Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1972. 287 с.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 77 с.
- Слукин А.Д. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика некоторых докембрийских кор выветривания Алданского щита, Карелии и Курской магнитной аномалии // Кора вы-  
4-2 337

- ветривания. М.: Наука, 1973. Вып. I3. С. 39-56.
14. Соколов В.А., Хейсканен К.И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии // Пробл. осадоч. геологии докембия. М.: Недра, 1966. Вып. I. С. 176-185.
  15. Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. О роли растительности в обогащении калием поверхностных вод // Геохимия. 1974. № 12. С. 1862-1868.
  16. Чайка В.М. Об аномально высоких содержаниях калия в докембрийских корах выветривания // Материалы Всесоюз. семинара "Коры выветривания докембия и связанные с ними полезные ископаемые". М., ВИЭМС, 1975. С. 118-121.
  17. Шидловски М. Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 523-534.
  18. Щербина В.В. Миграция элементов и процессы минералообразования. М.: Наука, 1980. 281 с.
  19. Яншин А.Л., Жарков М.А. Об эволюции осадочных формаций в геологической истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 74-81.

УДК 551.331.231

МИНЕРАЛОГИЯ ОКСИДОВ И ГИДРОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА И ИХ КРИСТАЛЛИЧНОСТЬ  
В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Г.Р.Капусткин, И.Е.Нистратова, А.В.Сивцов

Минералы оксидов и гидроксидов железа в месторождениях гипергенных  $\text{Mg}-\text{Co}$ -руд, связанных с корой выветривания гипербазитов, являются главными носителями рудных концентраций  $\text{Mg}$ , особенно в профилях выветривания окристого типа (например, Бурыйтальское месторождение). В отличие от этого в месторождениях, приуроченных к коре выветривания с полным керолит-нонтронит-окристым профилем (под керолитом мы здесь понимаем гипергенный серпентин (хризотил) /1/, минералы Fe характеризуются низкой никеленосностью (например, Кемпирсайское месторождение). Как показано нами ранее /3/, эти различия обусловлены неодинаковой степенью кристалличности указанных минералов, тесно связанной с условиями их образования, развития и вторичного преобразования в процессе выветривания гипербазитов.

52

Кора выветривания Бурыйтального массива характеризуется площадным распространением с сокращенным окристым профилем. Типичный профиль выветривания апогарцбургитовых серпентинитов состоит практически из двух зон.

В основании профиля находятся выщелоченные и осветленные серпентиниты. Это достаточно плотная порода с крупными (до 8-10мм) зернами бастита, придающими ей псевдопорфировую текстуру. В верхних частях зоны зерна бастита нонtronитизированы и обожжены. Развитие минералов свободного (т.е. не связанного в силикатных минералах) Fe происходит по трещинкам породы и при замещении зерен бастита. Чаще всего они имеют коричневато-желтый цвет.

Породы переходного горизонта представлены зеленовато-коричнево-желтыми обожжеными нонtronитизированными серпентинитами. Обожжирование их развивается вдоль многочисленных трещин и полностью захватывает нонtronитизированные зерна бастита.

Верхняя зона сложена охрами. Здесь можно выделить два горизонта. Нижний - структурные охры - образован яркими желтыми и оранжево-желтыми гидроксидами железа. На желтом фоне иногда выделяются участки сильно измененного зеленовато-серого нонtronита. Верхний горизонт представлен бесструктурными охрами и развит не повсеместно. Поэтому чаще всего наблюдаются только отдельные клино- и карманообразные тела бесструктурных охр. Такие охры имеют в большинстве случаев темный вишнево-коричневый цвет и развиваются по субпараллельным прожилкам в структурных охрах желтого цвета, которые в виде реликтов наблюдаются в центральных частях таких тел и легко диагностируются по зеленовато-серым выделениям нонtronита.

Кора выветривания Кемпирсайского массива также имеет площадное распространение, но с полным керолит-нонтронит-окристым профилем. В основании профиля находятся выщелоченные и монтмориллонитизированные серпентиниты. Минералы свободного Fe в этой зоне имеют желтый цвет и чаще всего приурочены к отдельным микротрещинам в породе. Кроме того, они встречаются в "ячейках" серпентинитов, обладающих характерной сетчато-ячеистой мезоструктурой.

Выше по разрезу наблюдается зона нонtronитов. В верхних частях зоны появляется значительное количество свободных гидроксидов Fe. Они чаще всего имеют различные оттенки желтого и коричневого цветов и развиваются по всей массе породы.

В верхней части профиля находится зона охр. Породы этой зоны

ны сложены практически нацело минералами оксидов и гидроксидов Fe. Здесь выделяются два горизонта. Нижний так же, как и на Бурзяльском массиве, представлен ярко-желтыми и красными структурными охрами, которые наследуют текстурно-структурные особенности исходных серпентинитов. Верхний горизонт – вишнево-красные бесструктурные охры. Тела таких охр имеют в плане клиновидную форму и развиты спорадически.

Главнейшими новообразованными минералами свободного Fe в древних корах выветривания серпентинитов являются ферригидрит, фероксигит, гетит и гидрогетит, гематит, магнетит. Последний, описанный на ряде гипербазитовых массивов Урала (Бурзяльский, Серовский и др.), имеет ограниченное распространение, чаще всего является гипогенным.

Ферригидрит, имеющий теоретическую формулу  $2,5 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4,5 \text{H}_2\text{O}$ , характеризуется слабо упорядоченной структурой /7/ и установлен как новообразование в горных выработках. Ферригидрит синтезируется в абиотических условиях при взаимодействии солей  $\text{Fe}^{3+}$  и оснований в области  $3,0 \leq \text{pH} \leq 9,5$ , а также при окислении  $\text{Fe}^{2+}$  в том же интервале pH, а в более щелочных растворах при окислении в присутствии существенных количеств кремнезема или дисперсных частиц гидрата глиноzemа. Окисление  $\text{Fe}^{2+}$  при pH около 7,0 с участием бактерий резко ускоряется и приводит к образованию ферригидрита /2/. Ферригидрит является неустойчивым минералом и может легко переходить в гематит и гетит. Присутствие примеси аморфного кремнезема и гидроксидов алюминия способствует образованию и стабильности ферригидрита.

Диагностика ферригидрита является весьма сложной, особенно при достаточно низком его содержании или в присутствии других гидроксидов Fe. Наиболее надежно определить этот минерал можно только методом электронной микроскопии с микродифракцией электронов. В суспензионных препаратах ферригидрит представлен агрегатами с неправильными диффузными очертаниями размером порядка 1 мкм.

В коре выветривания Кемпирсайского массива нами был установлен ферригидрит двух генераций. Наиболее ранняя по времени образования генерация связана с начальным процессом разложения глинистых продуктов выветривания в горизонте обожженных нонtronитов. Ферригидрит здесь находится в тесной ассоциации с глинистыми минералами и с плохо окристаллизованными, в сильной степени гидро-

тированными разновидностями гетита и, по всей вероятности, может рассматриваться как промежуточная фаза при образовании последнего. Аналогичная ассоциация установлена также и в современных продуктах выветривания делювия базальтов /4/. Дальнейшее развитие процесса обожжения, сопровождающееся интенсивным выносом  $\text{Mg}, \text{Si}$  и других подвижных элементов, способствовало преобразованию ферригидрита в гидрогетит и далее в гетит, поэтому в структурных схемах этот минерал не встречен.

Более поздняя генерация ферригидрита связана с процессами преобразования структурных охр. В то же время периодическое возникновение в среде минералообразования восстановительных условий способствовало растворению гетита и переходу в раствор Fe. При последующем быстром бактериальном окислении Fe формируется ферригидрит, который затем самопроизвольно переходит в гематит /2/. Красный цвет структурных охр Кемпирсайского массива обусловлен незначительной примесью гематита (около 5%) указанного выше происхождения. Кроме того, выделяется еще более поздняя по времени образования генерация ферригидрита, связанная с процессом преобразования красных структурных охр под воздействием марганец содержащих растворов. Здесь ферригидрит такого генезиса находится в ассоциации с фероксигитом и слабо упорядоченными гидроксидными минералами марганца (файткнехтита и др.). Процесс сопровождается полным разложением гематита и образованием ярко-желтых реакционных кайм, главным минералом которых является гетит, вокруг марганцевых прожилков.

Фероксигит ( $\delta^1\text{FeOOH}$ ) представляет немагнитный дельта-гидроксид Fe, имеющий слабоупорядоченную структуру. Впервые в природных условиях этот минерал был обнаружен Ф.В.Чухровым с соавт. /8/ в центральных частях железо-марганцевых конкреций в донных осадках Тихого океана, Балтийского, Белого и Карского морей, а также в оглеенных почвах. В лабораторных условиях синтез фероксигита легко осуществляется при весьма быстром окислении  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ , а при  $\text{pH} \geq 8$  минерал образуется при простом контакте с кислородом воздуха. В присутствии кремнезема, который играет роль катализатора, pH среды может быть понижен до 6-6,5 /2/.

Как и для ферригидрита, надежная диагностика фероксигита возможна только методами аналитической электронной микроскопии. На электронно-микроскопических снимках он образует чешуйчатые агрегаты частиц размером менее 1 мкм. Фероксигит обнаружен нами толь-

ко в реакционных каймах вокруг марганцевых прожилков, в пределах которых наблюдается изменение красных структурных охр в ярко-желтые (см. ферригидрит) на Кемпирсайском массиве. Его образование здесь обусловливается, вероятно, окислительно-восстановительными реакциями взаимодействия Mn-содержащих растворов и гематита, а также гетита охр.

Гетит ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) – один из наиболее распространенных минералов свободного Fe в коре выветривания серпентинитов. Его образование обычно связывают с перекристаллизацией ферригидрита. Процесс связан с растворением исходной фазы и последующей кристаллизацией минерала из раствора /2, 12/. Благоприятными условиями для формирования гетита являются высокая щелочность среды, умеренная температура и невысокая ионная сила раствора. Присутствие ионов  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  также способствует кристаллизации гетита /2, 9/; глинистые минералы, гели алюминия и кремния чрезвычайно сильно ингибируют ее /2, 9/. Их присутствие обуславливает очень низкую степень кристалличности новообразованного гетита.

Первые появления гетита в разрезе коры выветривания серпентинитов наблюдаются уже в зоне выщелачивания. На Кемпирсайском массиве его образование в этой зоне связано с разложением хризотила, который находится в "ячейках" серпентинитов. При этом происходит инконгруэнтное растворение хризотила с почти полным выносом магния из минерала, который становится непрозрачным и постепенно аморфизуется. В результате он замещается кремнисто-железистым веществом желтого цвета.

На Бурыйтальском массиве образование гетита в зоне выщелачивания связано с разложением зерен бастита. Процесс также сопровождается почти полным выносом из серпентина Mg и некоторой части Si. Гетит, сформировавшийся здесь, чрезвычайно плохо окристаллизован, в связи с чем на дифрактограммах фиксируются только самые сильные рефлексы его ( $d_{110} = 4,13 \text{ \AA}$  и др.), причем они характеризуются значительной полушириной. Главными минералами в зернах являются слоистые силикаты – феррисапонит и нонтронит.

Наиболее ранняя генерация гетита из зоны выщелоченных серпентинитов под электронным микроскопом представлена чаще всего плохо образованными с нечеткими очертаниями индивидами и агрегатами. Очень редко встречаются кристаллы с характерным игольчатым габитусом, но их длина обычно не превышает десятых и сотых долей микрометра.

По направлению к верхним частям зоны нонтронитизированных серпентинитов Кемпирсайского массива процесс обогоривания проявляется все интенсивнее. Он сопровождается продолжением выноса Mg и Si, в результате чего происходит накопление Fe, Al и других инертных в этих условиях элементов. Здесь выделяется горизонт обогоренных нонтронитов, в пределах которого доля свободных гидроксидов Fe прогрессивно увеличивается снизу вверх, достигая 50% и более от общей массы породы. При этом их развитие за счет нонтронита происходит как вдоль многочисленных трещин отдельности, так и во всей массе породы. Окраска горизонта имеет различные оттенки желтого и коричневого цветов. Породы горизонта обогоренных нонтронитов постепенно сменяются структурными охрами, в которых минералы свободного Fe становятся доминирующими. На основании этого можно выделить единый последовательный ряд от охристо-глинистых и глинисто-охристых пород к охрам, характеризующий процесс замещения нонтронита минералами свободного Fe /1/.

Рентгеновский анализ элювия из горизонта структурных охр показал, что гетит здесь является основным породообразующим минералом. Он, судя по наличию значительного количества сильных рефлексов, имеет высокую степень кристалличности и хорошо упорядоченную структуру (рис. I).

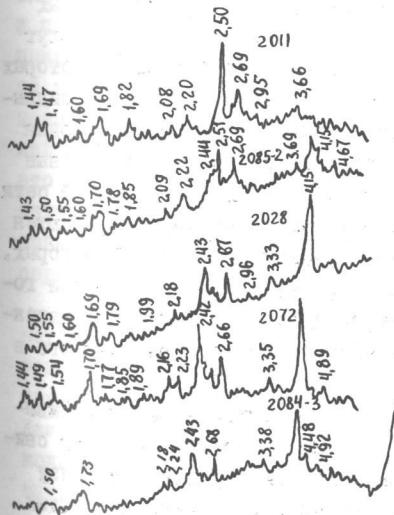


Рис. I. Дифрактограммы образцов охристых образований из коры выветривания серпентинитов Кемпирсайского массива. 2084-3 – обогоренный нонтронитизированный серпентинит; 2028, 2028 – желтые структурные охры; 2085-2 – красная структурная охра; 2011 – вишнево-красная бесструктурная охра.

Электронно-микроскопическое изучение подтвердило установленное ранее /I/ увеличение степени кристалличности гетита в ряду от охристо-глинистых к охристым породам. В частности, на микрофотографиях гетит из горизонта обожженных нонtronитов представлен главным образом очень мелкими, плохо образованными индивидами и их незакономерными сростками. В отличие от этого гетит из горизонта структурных охр характеризуется тонкоигольчатым габитусом с довольно крупными кристаллами, длина которых может достигать 1 мкм и более. Отмечается, кроме того, агрегаты сносаобразной и звездчатой форм.

На Бурыктальском массиве гетит из горизонта желтых структурных охр имеет ряд существенных особенностей. Это прежде всего более низкая степень его кристалличности по сравнению с разновидностями из зоны охр Кемпирсайского массива. Электронная микроскопия выявила псевдоморфозы гетита по чешуйкам антигорита и других Fe-содержащих минералов. Кристаллы гетита имеют чрезвычайно тонкоигольчатый габитус, а их длина не превышает нескольких десятых долей микрометра.

Гетит остается главным породообразующим минералом и при переходе к горизонту красных структурных охр, окраска которых обусловлена присутствием незначительной примеси гематита. При дальнейшем развитии процесса выветривания преобразование красных структурных охр может идти двумя путями. Во-первых, они могут снова переходить в желтые охры, что имеет место вдоль некоторых систем трещин, выполненных слабоупорядоченными оксигидроксидами минералами Ми. Особенно интенсивно процессы преобразования проявились на Кемпирсайском массиве, где иногда многометровые тела красных структурных охр замещены желтыми вдоль густой сети прожилков марганцевых минералов. Эти изменения характеризуются перекристаллизацией гетита и исчезновением гематита. Во-вторых, красные структурные охры выше по разрезу сменяются породами горизонта вишнево-красных бесструктурных охр. Этот переход характеризуется почти полным исчезновением гетита с переходом его в гематит и, отчасти, в магнетит.

Исследования гетита из охристых продуктов коры выветривания серпентинитов Бурыктальского и Кемпирсайского массивов свидетельствуют о возрастании степени его кристалличности снизу вверх по разрезу. Вместе с тем гетит из кор выветривания этих массивов имеет существенные различия. На Бурыктальском массиве

этот минерал обычно более мелкокристалличен и развивается главным образом в виде псевдоморфоз по зернам антигорита, бастита и железосодержащих силикатных минералов.

Следует отметить, что гетит из обожженных серпентинитов и нонtronитов и в меньшей степени из охр содержит заметное количество молекулярной воды. Поэтому можно полагать, что в охристых продуктах выветривания чаще всего присутствует тонкая смесь гетита и гидрогетита, выделение и определение которых в чистом виде представляет собой трудную задачу. Однако можно констатировать, что при переходе от охристо-глинистых к глинисто-охристым породам и от них к структурным охрам количество первых возрастает, отражая общую тенденцию развития альфа-гидроксидов Fe в процессе выветривания.

Гематит ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) имеет гораздо меньшее распространение в корах выветривания серпентинитов, чем гетит. Образование гематита в зоне гипергенеза Ф.В.Чухров связывает с процессами преобразования гетита /2/. Согласно этим представлениям, Fe при обильном увлажнении и под действием органического вещества восстанавливается и в виде  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$  переходит в раствор. При его последующем окислении формируется ферригидрит, который со временем трансформируется в гематит. Такой генезис гематита осуществляется как в абиотических системах при pH, близких к нейтральным, так и при участии железобактерий. Последнее особенно характерно для природных условий. Благоприятными факторами формирования гематита являются слабокислая или близкая к нейтральной среда и повышенная температура. Присутствие глинистых минералов, а также гелей Al и Si тормозят его кристаллизацию в меньшей степени, чем это было отмечено для гетита /12/. По данным У.Швертмана /II/, изучившего минералы Fe в почвах, гематит в месте контакта с гумусовым горизонтом при определенных условиях может растворяться и переходить в гетит.

Незначительное содержание гематита придает породам коры выветривания характерные красные оттенки. Вместе с тем небольшое содержание этого минерала рентгеновским методом определить довольно трудно. Дифрактограммы желтых и красных структурных охр Кемпирсайского массива оказались совершенно идентичными как по количеству рефлексов, так и по их интенсивности. Под электронным микроскопом гематит представлен дискообразными или округлыми агрегатами. Их размеры чаще всего близки к 0,5 или 1,0 мкм. Вокруг

плотных, непросвечивающих дисков наблюдается ажурное, прозрачное для электронов обрамление из мельчайших (сотые и тысячные доли микрометра) кристаллов гематита с неясной огранкой. Такие выделения гематита характерны для образования этого минерала по ферригидриту железобактерий *Gallionella* /2/.

При переходе к вишнево-красным бесструктурным охрам количество гематита резко возрастает, причем здесь он становится породообразующим минералом. На дифрактограммах образцов таких охр отмечаются сильные рефлексы гематита с  $d_{102} = 3,67$ ;  $d_{104} = 2,69$ ;  $d_{110} = 2,50 \text{ \AA}$  (рис. I).

Согласно электронно-микроскопическим исследованиям, гематит вишнево-красных охр, как и в рассмотренном выше случае, представлен агрегатами округлой формы, причем часто наблюдается их срастание. Размер отдельных агрегатов непостоянен, но близок к 1,0; 1,5 и реже 2,0 мкм. Характер индивидов гематита, слагающих реликтовые частицы *Gallionella*, здесь несколько иной: по периферии глобул четко видны грани отдельных кристаллов, образующие зубчатое обрамление. Кристаллы гематита в этом случае имеют более крупные размеры и хорошо окристаллизованы. Дисковидные выделения минерала часто деформированы и расщеплены в результате раскристаллизации. Правильные дисковидные формы встречаются очень редко.

В вишнево-красных охрах Бурыктальского массива кроме того отмечено развитие гематита по маггемиту. Под электронным микроскопом агрегаты гематита такого генезиса имеют незакономерные очертания с неясно выраженным индивидами и располагаются по периферии зерен маггемита. Полученные данные свидетельствуют о возрастании степени кристалличности гематита, увеличении его концентрации при переходе от красных структурных охр к вишнево-красным бесструктурным. Форма агрегатов гематита указывает на его происхождение за счет маггемита, а также ферригидрита, образовавшегося в результате деятельности железобактерий.

Маггемит ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) также широко распространен в коре выветривания серпентинитов. Его образование связывают как с перекристаллизацией железистых гелей /1, 6/, так и с окислением гипергенного и гипогенного магнетитов /5/.

Несмотря на то, что в ранних экспериментах маггемит получали в результате дегидратации лепидокрокита и гетита в присутствии органического вещества (гумус, органические кислоты и др.)

60

при высоких температурах, И.Одес и У.Тоусенд /10/ предположили, что процесс может протекать и в обычных для почв условиях. Исследования Р.Тейлора и У.Швертмана /13/ показали, что маггемит образуется при нормальной температуре в результате окисления раствора хлоридов  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ . Было установлено, что для его возникновения необходима небольшая скорость окисления и повышенная общая концентрация железа, а также нейтральная или слабощелочная среда. Указанные авторы сделали вывод, что зеленая ржавчина является, вероятно, необходимым исходным веществом для образования маггемита и что она перед окислением должна подвергнуться дегидратации.

В охристых продуктах из кор выветривания серпентинитов Бурыктальского и Кемпирсайского массивов маггемит встречается практически постоянно. По рентгеновским данным маггемит в зоне выщелачивания отчетливо фиксируется по наличию на дифрактограммах рефлексов с  $d_{220} = 2,98$ ;  $d_{313} = 2,51 \text{ \AA}$ . Однако содержание этого минерала здесь невелико. Это относится также к желтым и красным структурным охрам. В вишневых бесструктурных охрах наблюдается противоположная картина: маггемит наряду с гематитом часто становится породообразующим минералом (рис. I).

Особенно велико содержание маггемита в небольших карманообразных телах вишнево-красных охр на Бурыктальском массиве. В пределах таких тел отмечается реликты желтых структурных охр, преобразование которых вдоль субпараллельных прожилков привело к формированию маггемита. На электронно-микроскопических снимках маггемит представлен мелкими (до первых микрометров) округлыми и неправильной формы образованиями. Интересно отметить, что на поверхности зерен маггемита развиты перистые или чешуйчатые агрегаты гематита с небольшой примесью гетита, которые придают ему темно-вишневый цвет. Без корочек гематита маггемит имеет практически коричневато-черный цвет.

В соответствии с приведенными выше данными можно выделить два способа образования маггемита в корах выветривания серпентинитов. С одной стороны, этот минерал образуется за счет гипогенного и, возможно, гипергенного магнетита и присутствует в охристых породах коры выветривания в виде акцессорной примеси. С другой стороны, маггемит может формироваться в процессе преобразования желтых структурных охр в восстановительных условиях. В этом случае он локализуется в пределах тел вишнево-красных бес-

61

структурных охр и может являться здесь породообразующим минералом.

Изучение окристых продуктов выветривания Бурыктальского и Кемпирсайского массивов и обобщение литературного материала позволяют представить последовательность развития и преобразования минералов свободного Fe (т.е. его оксидов и гидроксидов) в процессе латеритного выветривания гипербазитов в виде обобщенной схемы (рис. 2). Необходимо отметить, что в своем полном варианте она в большей степени справедлива для коры выветривания с максимальным числом минеральных зон. В коре выветривания с сокращенным профилем отдельные минеральные фазы могут отсутствовать.

В нижних зонах коры выветривания серпентинитов Кемпирсайского массива самые первые обособления гидроксидов Fe представляют тонкие смеси ферригидрита с плохо окристаллизованными, сильно гидратированными разновидностями гетита, которые находятся в тесной ассоциации с глинистыми минералами. По мере развития процесса выветривания формировался горизонт желтых структурных охр, сложенный главным образом хорошо окристаллизованным гетитом.

На Бурыктальском массиве при сохранении общей картины увеличения степени кристалличности гетита снизу вверх по разрезу он обычно характеризуется более мелкокристаллической разновидностью и встречается главным образом в виде псевдоморфоз по зернам серпентина и других силикатных минералов Fe.

Образование гематита в верхних частях зоны охр связано с влиянием мощного почвенного покрова и растительности. Гетит желтых структурных охр под воздействием разлагающегося органического вещества растворяется, и Fe переходит в раствор в виде  $Fe(HCO_3)_2$ . Быстрое окисление  $Fe^{2+}$  приводит к образованию ферригидрита, который затем переходит в гематит. На участках коры выветривания, где этот процесс был особенно интенсивным, формировались клиновидные или карманообразные тела бесструктурных вишнево-красных охр, сложенных главным образом хорошо окристаллизованным гематитом. При затухании процесса в нижних частях зоны охр образование гематита было выражено слабее. "Структурность" охр не нарушалась, но имело место окрашивание их в красные цвета.

На тех участках коры выветривания, где господствовала достаточно устойчивая восстановительная обстановка, большая часть Fe могла выпадать в осадок в виде  $Fe(OH)_2$ , процессы окисления которого протекали в этих условиях достаточно медленно, что должно

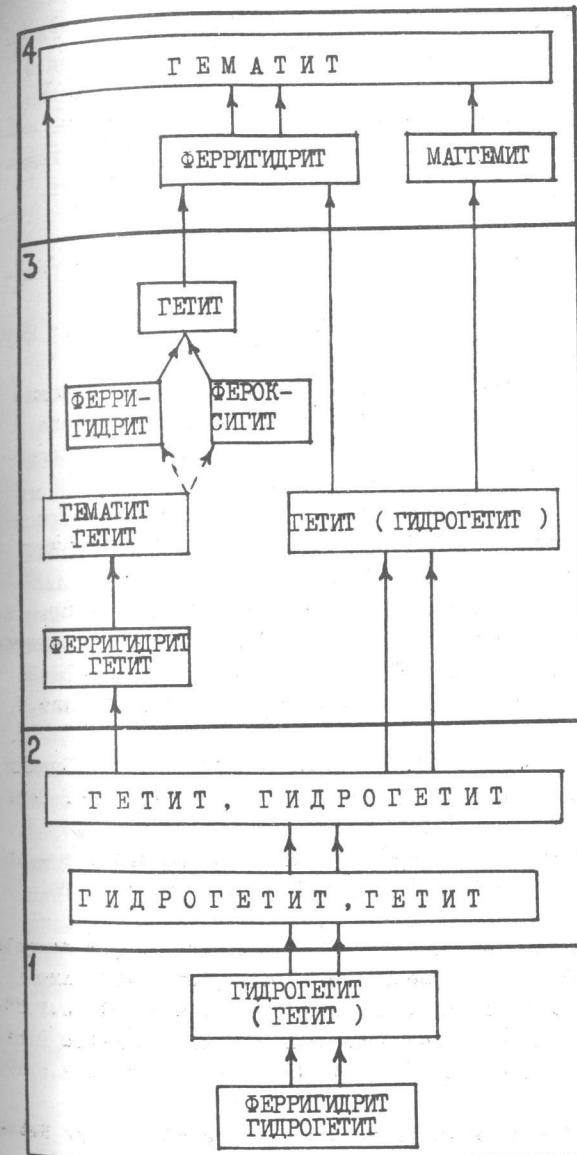


Рис. 2. Схема развития и преобразования минералов свободного Fe в процессе латеритного выветривания гипербазитов по зонам: серпентиниты выщелоченные (1) и обожженные нонtronитизированные (2); охры желтые и красные структурные (3) и вишнево-красные бесструктурные (4). Преобразования минералов: ↑ - полные, ↑ - частичные, ↑ - возможные. После запятой указаны минералы, находящиеся в подчиненных количествах, в скобках - минералы-примеси

было способствовать образованию основной массы магнетита. Растворы, содержащие  $Mn^{2+}$  и, отчасти,  $Fe^{2+}$  или  $FeOH^{1+}$ , проникая в нижние горизонты зоны охр коры выветривания, оказывали сильное влияние на красные, коричневато-желтые и прочие структурные окры. Это влияние выражалось в растворении и преобразовании гематита в гетит и в меньшей степени в фероксигит и ферригидрит.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Никеленосные коры выветривания. М.: Наука, 1982. 191 с.
2. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. 206 с.
3. Капусткин Г.Р., Горшкова И.Е., Сивцов А.В. Минералогические особенности и формирование оксидов и гидроксидов железа в процессе выветривания серпентинитов Южного Урала // Кора выветривания. М.: Наука, 1986. Вып. 19. С. 66-77.
4. Новиков В.М., Сивцов А.В. Ферригидрит, фероксигит и гетит в продуктах выветривания базальтов Дальнего Востока // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1984. Вып. 2. С. 205-209.
5. Подгаецкий А.В., Котельников Д.Д., Войтковский Ю.Б. и др. Генезис и особенности преобразования магнетита из кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР, 1985. Т. 282, № 5. С. 1238-1242.
6. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: Иностр. лит., 1962. 1132 с.
7. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. Фаза Тау-Брэдли - продукт гипергенного изменения руд // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 1. С. 3-13.
8. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. Фероксигит - новая модификация  $FeOOH$  // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 5-24.
9. Collepardi M., Massarida L., Rossi G. Aging of iron oxide gels. 2. Effect of pH and salt addition on aging of ferric iron oxide gels // Trans. Inst. Mining and Met. C. 1973. Vol. 82. P. 88-9.
10. Oades Y.J., Townsend W.N. The detection of ferromagnetic minerals in soils and clays // J. Soil Sci. 1963. Vol. 14, № 2. P. 179-187.
11. Schwertmann U. Transformation of hematite to goethite // Nature. 1971. Vol. 232, N 5313. P. 624-625.

12. Schwertmann U. The influence of aluminium on iron oxides. 5. Clay minerals as sources of aluminum // Soil Sci. 1979. Vol. 128, N 4. P. 195-200.
13. Taylor R.M., Schwertmann U. Maghemite in soils and its origin. 2. Maghemite syntheses at ambient temperature and pH 7 // Clay Miner. 1974. Vol. 10, N 4. P. 299-310.

УДК 553.612+551.231

#### ОБРАЗОВАНИЕ КАОЛИНОВ КЕРАЛЫ, ИНДИЯ

А.Д.Слукин, К.Соман

Месторождения каолинов Кералы связаны с третичными-четвертичными осадочными отложениями, которые распространены в виде каймы шириной до 16 км вдоль всего морского побережья южной части Индии. Эти отложения представлены внизу морскими, а вверху речными и лагунными фациями (свиты Квилона и Варкалла), перекрываемыми латеритами. В пределах изученной территории обнажаются только осадочные породы свиты Варкалла, которые были выведены на поверхность в результате сложных неотектонических движений как всей прибрежной части Индостанского п-ова, так и отдельных его блоков /13/.

Свита Варкалла общей мощностью до 65 м сложена кварц-полевошпатовыми песчаниками, косослоистыми песчанистыми глинами, пестрими глинами, лигнитсодержащими глинами и лигнитами. Мощность слоев глин достигает 4,5 м в районах Тоннаккала, Чиламбила и Шаставаттама. В местах с наибольшей мощностью глин, между Паллипурамом и Кажакуттамом, в полосе длиной около 15 км при средней ширине 2,5-3,0 км, расположены месторождения каолинов. В геоморфологическом отношении район распространения каолинов находится в пределах поверхности выравнивания 25-120 м высотой; залежи каолинов находятся на отметках до 60-70 м.

Абсолютный возраст пород свиты Варкалла, определенный по изотопу  $C^{14}$ , в самом нижнем лигнитовом слое, превышает 40 000-45 000 лет /16/.

Разрезы каолинов, вскрываемые эксплуатационными карьерами, включают (снизу вверх): продуктивный горизонт каолинов, каолин, местами обогащенный железом, и латерит. Границы между ними неровные, волнистые. В нижней части продуктивного горизонта встре-  
5 337

чаются прослои темно-серых глин, обогащенных органикой, и красно-цветных каолинов мощностью до 1 м. На поверхности продуктивного горизонта развиты маломощные, 1–10 см, зоны ожелезнения. Местами каолины перекрываются белыми и серовато-белыми песчанистыми глинами, например на месторождении Индастриал Энтерпрайз. Здесь процессы латеритизации проявлены слабо, что, по-видимому, связано с положением месторождения на склоне холма в менее благоприятных для выветривания условиях.

Каолины представляют собой белые массивные тонкозернистые глины. Гранулометрический состав глин, по данным седиментационного анализа, свидетельствует о менявшихся условиях седиментации как на различных месторождениях, так и в пределах одного месторождения. Например, в карьере Индастриал Энтерпрайз на долю модального класса – фракции 12–1,7 мкм – приходится 45% каолина (средний размер частиц составляет 13 мкм), а в юго-западной части карьера модальный класс составляют более крупные фракции – 63–27 мкм. В карьере Стандарт Клейс большие колебания размерности модального класса отмечаются по вертикали: в нижней и в верхней частях разреза каолинов 79% общей массы составляет фракция 63–13 мкм (средний размер частиц 27 мкм), а в средней части разреза такой же процент массы составляет фракция 8–2 мкм (средний размер 6 мкм). В карьере Инглиш-Индия Клейс в нижней части разреза 70% массы сложено фракцией 8–2 мкм, а в верхней части 84% массы представлено более грубозернистой фракцией 63–16 мкм.

Под микроскопом в шлифах наблюдается пелитовая (иловая) структура глины, реже алевропелитовая и псаммолитовая. Последние две можно наблюдать при одном николе; в поляризованном свете они видны значительно слабее из-за чешуйчатого погасания, вызванного частичной или полной перекристаллизацией. Наблюдения под сканирующим электронным микроскопом показали, что глина имеет матричную и скелетно-матричную микроструктуры /2/. Она сложена псевдоизометричными микроагрегатами каолинита, а также пылеватыми и песчаными зернами. Микроагрегаты контактируют по типу базис-скол и базис-базис.

Глины кроме каолинита содержат аллофан, гиббсит, гетит, гематит, кварц, силиманит, полевые шпаты, мусковит, графит, лигнит, пирит и аксессорные минералы – рутил, сфен, циркон и ильменит.

Каолинит слагает до 95 мас.% глины. Он находится в виде тонкодисперсных (пелитовых) или перекристаллизованных чешуйчатых

масс, в которых рассеяны обрывки червеобразных сростков каолинита до 0,2 мм длиной и 0,03 мм шириной. Местами ассоциации полных червеобразных сростков локализуются по периферии пор; здесь они имеют все признаки перекристаллизации *in situ* тонкодисперсной массы. В глине сохранились псевдоморфозы каолинита по чешуйкам мусковита и по остроугольным и округлым зернам полевых шпатов. Эти псевдоморфозы отличаются высокой чистотой: они не содержат никаких примесей других минералов; в то же время окружающая пелитовая масса состоит из разнородного материала: каолинита, аксессорных минералов, органического вещества, часто она окрашена в той или иной степени соединениями железа или органикой. Преобладание в глинах каолинита определяет характер кривых ДТА; все они показали два свойственных этому минералу пика: эндотермический – при 570–590°C и экзотермический – при 990°C. Дебаеграммы образцов включают до 30 рефлексов, из которых наиболее интенсивные (7.II; 3.577; 2.341; I.490) и большинство слабых принадлежат каолиниту.

Аллофан обнаружен с помощью сканирующего электронного микроскопа. Он представляет собой тонкий слой вещества с многочисленными трещинами, характерными для стареющих гелей. Гиббсит находится в виде редких мелкокристаллических агрегатов, замещающих сростки каолинита или пелитовую массу каолинита вокруг пор. Гематит и гематит встречаются в виде редких терригенных зерен размером до 0,1 мм или красящего пигмента. Последний, как видно при большом увеличении, состоит из мельчайших шариков гематита диаметром до 0,01 мм.

Кварц, силиманит, полевые шпаты находятся в виде очень редких обломочных зерен. Их содержание увеличивается к поверхности глин, покрытых латеритами, или на границах между различными толщами глин. Зерна кварца размером до 0,1 мм растресканы и слабо корродированы по краям. Мусковит встречается в виде тонких чешуек, некоторые из них частично каолинизированы.

Графит находится в виде расслоенных чешуек, между которыми располагаются микроблоки хорошо окристаллизованного каолинита, в то время как вмещающая масса глины сложена тонкодисперсным или криптокристаллическим каолинитом. Лигинт рассеян в глине в виде обломочных зерен и пятен неопределенной формы.

Аксессорные минералы составляют в сумме менее одного процента глин. Рутил образует короткостолбчатые коленчатые двойни-

ки и тончайшие иглы; сфеен - обломочные трещиноватые зерна; циркон - мелкие, до 0,02 мм, овальные зерна; ильменит - остроугольные и скелетные кристаллы с фигурами распада твердого раствора. Химический состав изученных каолинов показан в таблице; кроме указанных в ней главных компонентов глины содержат (в мас. %): FeO - 0,03-0,14; MgO - 0,2-0,6; CaO до 0,2;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0,1-0,33;  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,03-0,09;  $\text{H}_2\text{O}^-$  - 0,55-1,53;  $\text{H}_2\text{O}^+$  - 12,96-14,90. Спектральным анализом в каолинах обнаружены следующие химические элементы (в мас. %): Р - 0,005-0,05; Zn, V, Zr, U, Pb, Cr, Ni - от 0,005 до 0,2; Ba, La, Ga, Si, Y - от 0,001 до 0,007; В - от 0,0007 до 0,001; Be - до 0,0003-0,0005.

Латериты - красноцветные землистые пористые породы, достигающие мощности 10 м. Гранулометрический состав их отличается высоким содержанием крупных зерен кварца размером до 5 мм. Минеральный состав латеритов: каолинит, гиббсит, аморфные вещества Al, Fe, Si, аллофан, гематит, кварц, силлimanит, полевые шпаты, графит. Аксессории: сфеен, лейкоксенитизированный ильменит, циркон, рутил, монацит. Формы нахождения минералов те же, что и в глинах, но количество аморфных веществ в латеритах больше; кроме того, наряду с аморфными соединениями алюминия и кремния здесь появляются аморфные Fe-вещества. В латеритах присутствуют также обломочные зерна гематита и множество мельчайших, до 0,01 мм в диаметре, шариков гематита. Эти шарики развиваются в каолинитовом матриксе, в трещинах минеральных зерен и в порах. Наблюдается четкая концентрация шариков в трещинах и вблизи трещин, где они образуют сплошные массы. В матриксе они рассеяны в виде отдельных шариков. В шлифах наблюдаются только круглые выделения гематита, но под сканирующим электронным микроскопом среди сферических видны и более редкие оvoidные тела.

Кварц - характерный компонент латеритов. Его содержание достигает 50 объемн. %. Зерна его остроугольны, сильно трещиноваты и корродированы. Многие зерна частично или полностью растворились, обусловив, таким образом, появление в латерите дополнительной пористости. Кварц содержит многочисленные игольчатые кристаллы рутила.

Содержание силлimanита в латерите несколько больше, чем в глинах, а графита - меньше. Размер аксессорных минералов заметно крупнее, чем в глинах, но степень гипергенных изменений их выше, чем, в частности, выражается в более интенсивной лейкоксенитизации титановых минералов.

Пределы содержаний (мас. %) основных химических компонентов в каолинах различных месторождений

Месторождение	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Si}_2\text{O}_5$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2$			
	от	до	от	до	от	до	
Индустриаль Энтер-прайз	35,6-38,75	42,55-44,66	0,62-0,95	0,75-0,92			
Стандарт Клэйс	35,75-39,77	42,68-43,48	0,62-0,85	0,33-0,50			
Инглиш-Индия							
1-й продуктив- ный горизонт	36,77-38,27	43,58-44,05	0,61-0,95	0,58-0,66			
2-й продуктив- ный горизонт	36,25	44,63	0,86	0,50			

Поры латеритов имеют различную форму, размеры и происхождение. Часть их представляет собой длинные каналы, оконтуренные гематитом и/или аморфным железистым веществом, другая часть - свободные изометричные пространства, образовавшиеся на месте полностью или частично растворенных зерен кварца и других минералов.

Химический состав латеритов характеризуется высоким, до 72%, содержанием кремнезема, входящего в состав кварца, каолинита, аморфных Al-Si веществ и в небольшом количестве в первичные алюмосиликаты, а также повышенным, до 17%, содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , концентрирующимся в гематите; другие компоненты (в мас. %):  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 13,3-27,03;  $\text{TiO}_2$  - 0,66-0,99; FeO - 0,03-0,21; MgO - 0,2-0,6; CaO - до 0,2;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0,08-0,28;  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,06-0,18;  $\text{H}_2\text{O}^-$  - 0,41-1,31;  $\text{H}_2\text{O}^+$  - 8,29-9,91. По данным спектрального анализа в латеритах повышаются содержания Zr и Р до 0,2%, В до 0,005. Только в латеритах обнаружены Sc - 0,001, Sn - до 0,002 и Mo - до 0,005.

Кластогенные каолины, образовавшиеся из продуктов размыва и переотложения каолиновых кор выветривания и подвергшиеся дополнительной латеритизации в результате воздымания и расчленения областей их седиментации, широко распространены в Индии и других странах. Сходную геоморфологическую и геологическую эволюцию имеют среднемиоценовые дельтовые осадки штата Мадрас, а также кластогенные отложения Суринама, Адена, Уэйпа в Австралии и Нижне-

Амазонского бассейна в Бразилии /15, 18, 19, 20/. На некоторых из них процессы латеритизации протекали настолько интенсивно, что привели к формированию гигантских месторождений бокситов /8/. Проявления бокситов этого типа обнаружены недалеко от описанных месторождений в штате Керала и на третичных аллювиальных осадках на п-ове Кач в штате Гуджарат /7/.

Каолины Керала представляют собой превосходное маложелезистое огнеупорное (огнеупорность 1780°С) сырье, которое с соответствующими добавками находит широкое применение в народном хозяйстве.

Изучение геоморфологии, геологии и минералогии каолиновых месторождений Керала выявило ряд их особенностей, которые позволили сделать следующие генетические выводы.

Каолины, как часть разреза третичных отложений, являются осадочными породами, образовавшимися в условиях мелководных лагун, озер и речных дельт.

Они отлагались в бассейнах с неустойчивым режимом седиментации, обусловленным слабыми тектоническими движениями Индостанского п-ова вообще и прибрежно-морской полосы в частности. Неустойчивость режима седиментации выразилась в чередовании в разрезе грубообломочных, псамmitовых и пелитовых отложений.

На заключительной стадии седиментации отложений свиты Варкала началось поднятие региона, сопровождавшееся обмелением бассейна и отложением более грубозернистых осадков.

Источником каолинов служили коры выветривания кондилитов, о чем свидетельствует их пространственная близость и сходство минерального состава, а именно наличие силлиманита, кварца, сфена, ильменита, циркона, рутила, графита, полевых шпатов и слюд.

Материнские коры выветривания были сложены преимущественно глинистыми минералами, развитыми по алюмоцилликатам, с примесью их реликтов и кварца. Доказательством этого служит преимущественно тонкодисперсный состав каолинов и окатанность их частиц.

Обычно в коре выветривания вообще, а в коре выветривания кварцсодержащих пород, в том числе кондилитов, в особенности железо в том или ином количестве сохраняется и даже накапливается /4/. Следовательно, при размыве и переотложении пород коры выветривания могли формироваться железосодержащие осадочные породы. В разрезе свиты Варкала реликты таких пород сохранились.

В области аккумуляции кластогенный материал подвергся некоторым изменениям, свойственным гидроэлювию, по Ф.В.Чухрову /12/. В частности, продолжалась каолинизация редких зерен свежих и слабовыветрелых силикатов, происходили перекристаллизация глинистого осадка и образование новых структур. Обилие в бассейне седиментации органического вещества в составе всех глин, лигнитсодержащих глин и лигнитов и низкое содержание железа позволяют сделать вывод о восстановительном характере среды, в которой большая часть железа восстанавливалась, растворялась и перераспределялась.

После поднятия региона и расчленения площади распространения третичных осадков древовидной сетью речных долин породы свиты Варкала подверглись латеритному выветриванию. Латеритизация проявилась в дальнейшей дезинтеграции силикатов, частичном или полном растворении зерен кварца, появлении различного рода пор, перекристаллизации тонкодисперсного каолинита в околоворовых пространствах, появлении *in situ* аморфных Al-, Si- и Fe-веществ и их смесей, аллофана и гиббсита, мобилизации и перераспределении железа с концентрацией его в поверхностном латеритном горизонте в виде сферических выделений гематита. Формы нахождения этого минерала весьма напоминают формы, описанные Ф.В.Чухровым для гематита, образовавшегося при участии бактерий *Gallionella* из ферригидрита /11/.

Выветривание обусловило формирование мощной толщи первичных каолинов. Заключение о составе коры выветривания и ее мощности основано как на личном опыте изучения кор выветривания и ассоциирующих с ними осадков Индии и Сибири, так и на выводах Ж.Милло /3/, отмечавшего, что глинистые минералы, унаследованные осадками, поступают из кор выветривания и почв, достигающих мощности в десятки метров и сложенных рыхлыми продуктами, в частности глинами. Тонкодисперсный состав каолинов Керала позволяет уверенно предполагать, что они являются продуктами переотложения глинистой коры выветривания. В противном случае осадки получились бы грубозернистыми полимиктовыми. В более глубоких частях осадочных толщ региона известны конгломераты, сложенные валунами кондилитов – свидетелями существования предшествующего, преимущественно физического выветривания. И все же наиболее обоснованные выводы о характере коры выветривания и ее эволюции в области питания можно получить только после систематического изучения всей толщи третич-

ных-четвертичных осадков Кералы.

Размыв коры выветривания, транспортировка продуктов ее разрушения, седиментация и эволюция осадка в бассейнах накопления в данном случае представляют наиболее сложные аспекты геологической истории каолинов Кералы. С одной стороны, каолинит, будучи стабильным в гидросфере, наиболее типичным и наиболее устойчивым унаследованным глинистым минералом /3/, поступал в осадок в готовом виде. С другой стороны, в осадке имелась небольшая примесь менее выветрелых и даже неизмененных алюмосиликатов, часть которых сохранилась до сих пор (чешуйки слюд и гидрослюд, зерна силлиманита и др.). Псевдоморфозы каолинита по остроугольным зернам алюмосиликатов, а также по чешуйкам слюд позволяют предполагать продолжение в течение относительно ограниченного времени каолинизации в области аккумуляции. Этот вывод соглашается как с законом физико-химической наследственности Л.В.Пустовалова /6/, так и с представлениями о синтезе каолинита в субаквальном хемогенном элювии или гидроэлювии /12/. Ж.Милло /3/ считает, что каолинит не может формироваться в седиментационных бассейнах, однако его выводы о наследовании средой не только минеральных частиц, но и растворов, его указания на активную роль органических кислот не противоречат нашим выводам о каолинизации в небольшом масштабе алюмосиликатов в области седиментации. Более уверенно можно говорить о новообразованиях в бассейне накопления рентгеноаморфных веществ, восстановлении железа, его значительном перераспределении и существенном выносе из каолинов, а также об определенной организации довольно однородного вещества осадков, приводящей к образованию чешуйчатых текстур.

Воздымание региона привело к перекрытию каолинов грубозернистыми, существенно кварцевыми осадками. После расчленения рельефа и начавшегося повторного, латеритного выветривания гипергенным изменениям в наибольшей степени подверглись именно перекрывающие осадки. Поэтому не следует искать в рассматриваемых профилях закономерных количественных изменений их минерального и химического состава.

С процессами латеритизации несомненно связаны следующие явления: возрастание пористости песчанистых глин и каолинов, расщепление и растворение кварца, окисление органического вещества, перекристаллизация каолинита в околоворовых пространствах, образование рентгеноаморфных веществ, аллофана, гиббсита и глав-

ной массы гематита. К таким же выводам пришел С.К.Гхош /14/, изучая продукты латеритизации третичных отложений Кералы. Заключение о перекристаллизации каолинита основано на микроскопических наблюдениях, согласно которым совокупность червеобразных сростков минерала приурочена к порам, в то время как изредка встречающиеся в плотных дисперсных каолинах отдельные территенные червеобразные сростки имеют вид обрывков. Ж.Милло /3/ также отмечает, что развитие червеобразных сростков каолинита является следствием фильтрации кислых вод через пористые осадки. К пористым участкам приурочено и более широкое развитие рентгеноаморфных веществ, аллофана, гиббсита и гематита, определяемое для каждого соединения локальными, в микромасштабе, условиями среды. Доминирующим здесь является процесс широкой мобилизации железа в толще подвергшихся латеритизации осадков и преимущественной концентрации его в поверхностном горизонте и на границе глинистых и песчанистых слоев. Это позволяет нам считать, что процессы латеритизации привели к улучшению качества каолинов за счет почти полного выноса из них железа.

С практической точки зрения интерес к осадочным каолинам как оgneупорному сырью растет в Индии и, по-видимому, он будет возрастать и в СССР, где лучшие месторождения остаточных каолинов постепенно вырабатываются /5/. Вместе с тем только на Украине наряду с остаточными известны 35 месторождений осадочных каолинов /17/; осадочные каолины преобладают в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке /1/ и других регионах СССР.

Изучение состава и генезиса этих каолинов, тщательный анализ роли каждого геологического процесса в формировании минерального состава глин, как это показано для ряда месторождений /9, 10/, представляет собой важную задачу и требует дальнейшей разработки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горбачев Б.Ф., Сивоконь В.Н. Состояние сырьевой базы каолиновой промышленности СССР и основные направления геологоразведочных работ // Каолины. М.: Наука, 1974. С. 179-184.
2. Грабовска-Ольшевская Б., Осипов В., Соколов В. Атлас микроструктур глинистых пород. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 1984. 414с.
3. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 360 с.

4. Нанди А.К., Слукин А.Д. Кварцодержащие алюмосиликатные породы как источник крупных месторождений латеритных бокситов Индии // Геология руд. месторождений. 1983. № 3. С. 77-90.
5. Петров В.П. Каолиновые месторождения СССР // Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 7-12.
6. Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Пробл. сов. геологии. 1933. Т. I, № I. С. 57-80.
7. Слукин А.Д. Латеритные бокситы Индии и их генезис // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. 18. С. 69-80.
8. Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983. 207 с.
9. Финько В.Н. Минералогия и генезис оgneупорных глин Зейско-Буринской депрессии // Исследование и использование глин. Львов, 1958. С. 697-710.
10. Чекин С.С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1973. 155 с.
11. Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Балашова В.В. и др. Окислы железа - продукты молодых геологических процессов // Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. С. 9I-III, 167-177.
12. Šuchrov F.V. Zur Bildung von Lagerstätten chemogener eluvialer Tone// Schriftern.geol.Wiss. Berlin, 1978. Heft II. S.9-28.
13. Dey A.K. The shore lines of India// Quaternaria.1956.Vol.3. P.95-100.
14. Ghosh S.K. Amorphous Al, Si and extractable Fe phases in laterites of Kerala, India// II Intern.seminar on lateritisation processes. Abstracts of papers. São Paulo, Brasil, 1982. P.42-44.
15. Grubb P.L.C. Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin and Guianas Coastal Plain// Econ.Geol.1979.Vol.74, No 4.P.735-750.
16. Murthy Y.G.K. Tertiary and Quaternary sedimentary rocks of Kerala// Records of the geol.survey of India.1979.Vol.II2. Pt.5. P.1-14.
17. Rus'ko Ju.A. Über Alter und Genese der Kaoline der Ukrainischen SSR// Schriftern.geol.Wiss.Berlin,1978.Heft II. S.243-253.
8. Smart J. Weipa, Queensland.Sheet SD/54-3.1:250 000 geol.series. Canberra: Austral.gov.publ.serv.,1977.
19. Valeton I. Ein Lateritprofil auf klastischem Sedimenten des Mittelmiozäns von Neyveli (Madrasstate-Indien)// Contrib. to Mineralogy and Petrology.1967.Vol.14,N 3. P.163-175.
20. Valeton I.,Jürgens U.Khoo F. Pre-bauxite red sediments and sedimentary relicts in Surinam bauxites// Geol.en Mijnbouw. 1973. Vol.52, N 6. P.317-334.

П. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ  
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ  
ВЫВЕТРИВАНИЯ

УДК 551.311.231

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ БОКСИТОНОСНЫХ  
КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ  $P_{H_2O}$ -Т ПАРАМЕТРАХ

Н.В.Котов, А.П.Никитина, В.П.Иванов

Гидротермальной обработкой коры выветривания КМА при  $P_{H_2O} = 1$  кбар,  $T = 150-600^{\circ}\text{C}$  выявлена направленность преобразования слагающих их глинистых и сопутствующих минералов: каолинита, бертьерина, монтмориллонита, смешанослойных образований, гиббсита, бемита, гетита, гематита. Обсуждаются метастабильные и стабильные фазовые взаимоотношения. Особое внимание уделяется распространенным в природе стабильным фазам - каолиниту, серициту, магнетиту и другим - и реакциям, происходящим при их преобразовании. Построена петрогенетическая  $P_{\text{общ.}}-T$  сетка равновесных моновариантных кривых, практическое использование которой позволяет определять термодинамические параметры метаморфизма железисто-глиноzemистых пород кор выветривания, например в Малыгурских горах Средней Азии ( $P_{\text{общ.}} \sim 0,5-2$  кбар,  $T \sim 150-500^{\circ}$ ) и Патомского нагорья ( $P_{\text{общ.}} \sim 4-5$  кбар,  $T \sim 150-500^{\circ}$ ).

Методы исследования

Целью работы было проследить направление преобразования слоистых силикатов и других минералов кор выветривания в процессах метаморфизма при различных Р-Т параметрах. Были проведены модельные эксперименты с типичными разновидностями пород латеритных кор выветривания КМА, образовавшихся по филлитовидным кварц-хлорит-серицитовым сланцам в нижнекаменноугольное время /6/. В состав продуктов выветривания входят: гиббсит, бемит, гетит, гематит, каолинит, бертьерин, монтмориллонит и смешанослойные образования. Бертьерин рассматривается в коре выветривания как эпигенетический минерал, возникший при ее последующем заболачивании. Серицит, хлорит и кварц - реликтовые минералы сланцев. Использовались предварительно минералогически и химически изученные породы (таблица). Навеску в 100 мг исходного материала выдерживали в реакторе /4/ в платиновой ампуле, плотно запечатанной

Состав исходных пород бокситоносной коры выветривания  
(мас. %)

Оксиды	№ обр.:						
		1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	5,90	17,62	38,01	65,43	44,64	18,86	
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,00	0,89	0,43	1,00	1,47	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55,09	35,88	29,21	18,29	27,84	40,68	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,61	3,92	17,58	3,06	8,98	19,48	
FeO	9,46	28,31	1,28	2,23	0,28	7,07	
MnO	сл.	сл.	сл.	не опр.	не опр.	сл.	
MgO	0,69	1,30	1,30	0,87	1,40	0,65	
CaO	не обн.	не обн.	не обн.	1,20	0,78	сл.	
K <sub>2</sub> O	0,06	0,27	4,63	4,76	4,04	0,09	
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,07	0,09			0,09	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	сл.	сл.	сл.	не опр.	не опр.	не обн.	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,48	0,49	0,30	"	"	0,62	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	22,93	10,82	6,28	"	"	II,32	
CO <sub>2</sub>	не обн.	не обн.	не обн.	"	"	не обн.	
П.п.п.	не опр.	не опр.	не опр.	3,88	7,30	не опр.	
Сумма	99,58	99,64	99,57	100,15	96,26	100,33	

Породы: 1 - бертьерин-бемит-гиббситовая; 2 - бемит-бертьериная; 3 - гематит-каолинит-серицитовая; 4 - кварц-серицитовая с небольшой примесью каолинита; 5 - гематит-серицит-каолинитовая; 6 - гетит-бемит-каолинитовая. (Аналитик Л.С.Цимлянская).

платиновыми крышками, при  $P_{H_2O} = 1$  кбар,  $T = 100-600^{\circ}\text{C}$  в течение 3 сут. После завершения опытов производили закалку реактора, снижали давление и извлеченный материал изучали методом рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-1, Рекд). На этом начальном этапе исследования представлялось целесообразным использовать гидротермальную среду без дополнительных минералообразующих добавок. Реально в ней присутствовали только те водорастворимые примеси, которые изначально содержались в исходных породах. Конвекционный перенос твердых частиц практически отсутствовал. Роль  $\text{M}-\text{M}-\text{O}$ -кислородного буфера выполнялась стенками реактора.

## Результаты

Результаты экспериментов представлены на рис. I в форме полей синтеза фаз. Длинная сторона прямоугольника отвечает температуре опытов, короткая – 100% содержания фаз по данным оценки интенсивности их характерных рефлексов на дифрактограммах.

Бертьерин-бемит-глиноситовые породы. Как видно из рис. I, а, с повышением температуры отмечается переход: глиносит – bemit – глиносит рентгеноаморфный. Бертьерин начинает заметно разрушаться лишь при  $T \sim 500^{\circ}\text{C}$ . Высокотемпературная ассоциация фаз: корунд + глиносит рентгеноаморфный + магнетит + шпинель. Сходная картина изменения минералов выявляется и для образца "б", где присутствие калия даже в незначительном количестве в составе исходной породы сказалось в появлении при  $T = 550^{\circ}\text{C}$  серицита.

Каолинитсодержащие породы. Из рис. I, в видно, что при  $T = 100-300^{\circ}\text{C}$  гетит переходит в гематит и магнетит, а хлорит-монтмориллонит – в хлорит. При  $T = 400-500^{\circ}\text{C}$  разрушение каолинита не сопровождается каким-либо увеличением интенсивности рефлексов бертьерина, имеют место лишь переходы: каолинит – гидральсит и гематит – магнетит. Высокотемпературными новообразованиями здесь являются: кристобалит + муллит + хлорит + магнетит, а серицит и бертьерин остаются без изменений.

Кварц и серицит в каолинитсодержащей породе (рис. I, г) с повышением температуры мало изменяют свои количественные соотношения. При небольшом содержании каолинита в составе породы отчетливо проявляется переход каолинита в серпентиноподобную фазу, а не в гидральсит. Формирующийся в других образцах (рис. I, в, д, е) монтмориллонит характеризуется небольшими размерами полей синтеза и разрушается при  $T \sim 400^{\circ}\text{C}$ . При наличии в составе исходного материала щелочей (рис. I, д) монтмориллонит переходит в слюду-монтмориллонит. При изменении породы (рис. I, д) в интервале температур  $400-600^{\circ}$  выявляются переходы: бертьерин-хлорит и монтмориллонит-хлорит с выделением кварца. Конечные новообразованные фазовые ассоциации в рассмотренных случаях: кварц + муллит + хлорит + магнетит и исходный серицит (мусковит) (рис. I, д), а также глиносит рентгеноаморфный + муллит + магнетит и неполностью разложившийся гематит (рис. I, е).

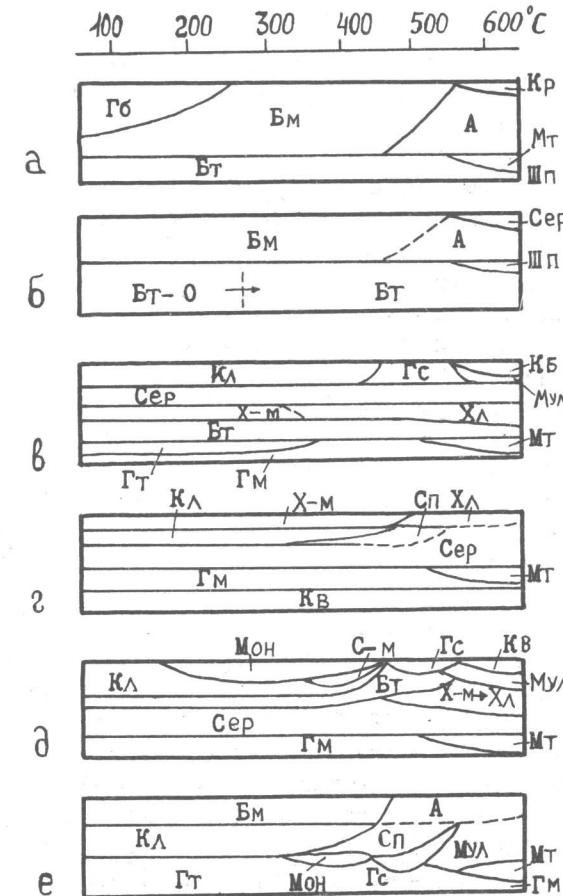


Рис. I. Фазовые взаимоотношения при гидротермальных преобразованиях пород бокситоносных кор выветривания при повышенных Р-Т параметрах ( $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  кбар,  $T = 100-600^{\circ}\text{C}$ , 3 сут.). Фазы: Бм – bemit, Кла – каолинит, Гт – гетит, Мон – монтмориллонит, Сер – серицит, Гс – гидральсит, Мул – муллит, Гм – гематит, Мт – магнетит, Бт – бертьерин, Бт-0 – окисленная форма бертьерина, С-м – неупорядоченный смешанослойный слюда-монтмориллонит, Хл – хлорит, Х-м – неупорядоченный смешанослойный хлорит-монтмориллонит, Кв – кварц, Кб – кристобалит, Шп – шпинель, Гб – глиносит, Кр – корунд, а-е – поля синтеза и разрушения фаз для конкретных разновидностей пород (объяснения в тексте)

## Обсуждение результатов

Выявление конкретных реакций в форме полей синтеза фаз (см. рис. I) весьма важно, так как при данном поликомпонентном составе систем теоретически можно предполагать большое разнообразие процессов и переходов. Поэтому проведенные эксперименты позволяют ориентироваться в направленности реально осуществляющихся фазовых изменений. Образование таких промежуточных соединений, как смешанослойные фазы для сходных Р-Т-Х-условий рассматривалось ранее. При обсуждении соотношения между результатами опытов и данными изучения природных процессов важно разобраться в стабильности-метастабильности экспериментально полученных фаз.

Гидроксиды и оксиды Al и Fe. В работах установлено, что гибсит и бемит – метастабильные образования. Стабильной фазой является диаспор. При наличии в породах кварца, когда активность кремнезема в межпоровом пространстве задается буферными реакциями его растворения и кристаллизации, устойчив каолинит. В бескварцевых породах при тех же Р<sub>H2O</sub>-T параметрах устойчивы диаспор + каолинит или один только диаспор. Дегидратация последнего под давлением H<sub>2</sub>O приводит к реакции: 2Al(OH) = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>O с образованием корунда в интервале Р<sub>H2O</sub> = 1–2 кбар при T = 350°C.

Гетит в опытах (см. рис. I) переходит в гематит при T = 300°C: 2FeO(OH) = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>O. Однако равновесный переход по этой реакции реализуется при T ~ 170°C. С повышением температуры гематит сменяется магнетитом: 3Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> + 0,5 O<sub>2</sub>. Температура этого перехода в основном зависит от парциального давления кислорода (f<sub>O<sub>2</sub></sub>). Например, при P<sub>общ.</sub> = 5 кбар рассчитаны lg f<sub>O<sub>2</sub></sub> - T: -26,6 – 600°C; -16,1 – 800°C (Перчук, 1973). Изучение пары магнетит–гематит в процессах метаморфизма железистых пород кор выветривания имеет важное значение, поскольку позволяет прослеживать природные изменения парциального давления кислорода. Вариации f<sub>O<sub>2</sub></sub> определяют появление и исчезновение железосодержащих минералов.

Каолинит, бертьерин. Возникающие в опытах с каолинитом неслоистые образования – гидральцит, по данным А.Н. Томашенко (1978), а затем муллит + кристобалит – являются метастабильными фазами. Синтез стабильного пирофиллита в реакции: Al<sub>2</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)(OH)<sub>4</sub> + 2SiO<sub>2</sub> = Al<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O, а также: Al<sub>2</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)(OH)<sub>4</sub> =

80

0,5Al<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub> + AlO(OH) + H<sub>2</sub>O заторможен вследствие обогащенности пород железом.

Метастабильный синтез бертьерина, по данным А.А. Рюмина (1977), легко достигается в гидротермальных условиях. Обнаруживаемое в опытах (рис. I) разрушение бертьерина при высоких температурах и синтез по каолиниту серпентиноподобных фаз – выражение метастабильной формы (по мере изменения температуры) процессов хлоритообразования.

Набухающие фазы. В продуктах, образовавшихся при проведении экспериментов, установлено несколько набухающих фаз (см. рис. I). Как отмечалось Н.В. Котовым и В.А. Шитовым (1971), в течение длительно протекающих природных процессов, особенно проходящих на фоне синкристаллизационных деформаций и образования сланцеватости, когда подвижками, в частности, будут затрагиваться межслоевые промежутки монтмориллонитового типа, область метастабильного существования смешанослойных фаз должна сокращаться. Поэтому можно предполагать, что смешанослойные фазы, полученные в опытах, должны в природе уже при низких Т-Х параметрах иметь тенденцию к переходу в слюды и хлориты.

Серицит (мусковит). В проведенных опытах не отмечалось изменения серицита до T ~ 600°C. Разными исследователями установлено, что наиболее важная для природных условий реакция разрушения серицита в присутствии кварца: KAl<sub>2</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub> + SiO<sub>2</sub> = KAl<sub>5</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + H<sub>2</sub>O при Р<sub>H2O</sub> = 3–5 кбар протекает при температуре от 550 до 670°C. Если основываться на данных Каплунова и др. (1980) по гидротермальному ионному обмену меченого K<sup>39</sup>/K<sup>41</sup>-изотопа, структура мусковита мобильна при T = 500–550°C и способна обмениваться калием с окружающей средой – паровой фазой. Для целей настоящего исследования важно иметь в виду, что мусковит в глиноzemных породах встречается и устойчив при более высокой температуре, чем температура тройной точки для полиморфов Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>. Выявление стабильных минералов и их ассоциаций в изучаемых системах даст возможность отобрать те экспериментальные и расчетные данные о фазовых взаимоотношениях, совокупность которых позволила бы оценить Р-Т параметры метаморфизма железисто-глиноzemных пород кор выветривания (рис. 2). Моновариантные кривые разложения каолинита /2/ с образованием пирофиллита в присутствии кварца (а) и в системе с недостатком SiO<sub>2</sub> (б), устойчивости пирофиллита с диаспором (в) и при недостатке Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

(г), а также перехода диаспора в корунд (д) имеют отрицательный наклон вследствие убывания доли  $P_{H_2O}$  с возрастанием  $P_{общ.}$ . Для положения кривых при умеренных давлениях 1–10 кбар пересчетные модели А.А.Маракушева (1965) и Дж.Б.Томпсона (1963) дают расхождение до первых десятков градусов, что, вероятно, не имеет принципиального характера, если учесть точность термодинамических констант минералов и вариации их состава. Моновариантные кривые "б" и "в" важны при определении Р-Т параметров генезиса типоморфных минералов метаморфизованных кор выветривания – корунда, по данным Р.П.Озерова, Н.А.Быховера (1936), Р.А.Мусина /5/, и кианита, по И.В.Белькову (1963). Стороны треугольника "еж" характеризуют равновесия: "зе" –  $2Al(OH) = Al_2O_3 + H_2O$ , "зж" –  $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 + 3Al_2O_3 = 4Al_2Si_5O_5 + H_2O$ , "еж" – то же с участием кианита. Некоторые уточнения в этой части диаграммы можно ожидать при более строгом определении положения моновариантной кривой кианит–андалузит.

Равновесия железистых минералов могут быть представлены на рис. 2 следующими кривыми: "и" – разложения гетита с образованием магнетита, "к" – образования Fe-хлоритоид за счет Fe-хлорита–пирофиллита, "л" – наиболее раннего появления альмандина в реакции Fe-хлорита с кварцем и "м" – образования Fe-ставролита и кварца в реакции разложения: Fe-хлорит + Fe-хлоритоид + кианит. Детальное обоснование положения этих кривых дается в работе С.П.Кориковского /3/. Что касается бертьерина, то распространение его, вероятно, не выходит за пределы устойчивости ассоциации каолинит + кварц. Перекрытие полей кианита, андалузита и полей, например, Fe-хлоритоида или Fe-ставролита позволяет для существующих глиноземистых и железистых пород ориентироваться в величинах давления при их метаморфизме. Индикаторами давления могут служить полиморфы – рутил и анатаз, а в толщах с участием карбонатов – кальцит и арагонит.

Приведенная на рис. 2 петрогенетическая сетка может быть использована для характеристики режима температуры и давления при метаморфизме распространенных в природе железисто–глиноземистых продуктов кор выветривания. Так, для докембрийских пород, распространенных в пределах Патомского и северной части Северо-Байкальского нагорий, приведены обоснования их коровой природы /1/. Породы подразделяются на: I) слабометаморфизованные с ассоциациями: каолинит + мусковит (серicit), Fe-хлорит + муско-

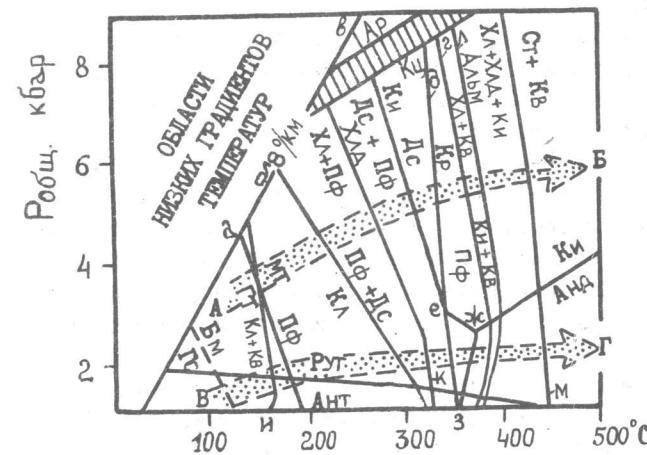


Рис. 2. Петрогенетическая сетка для определения Р-Т параметров регионального метаморфизма железисто–глиноземистых пород кор выветривания. Фазы: Гб – гиббсит, Дс – диаспор, Бт – бертьерин, Гт – гетит, Мт – магнетит, Кв – кварц, Рут – рутил, Ант – анатаз, Алм – альмандин, Кр – корунд, Ар – арагонит, Кц – кальцит, Хл – хлорит, Хлд – хлоритоид, Ст – ставролит, Ки – кианит, Анд – андалузит, Пф – пирофиллит, Гр – гранат. АБ и ВГ – направления изменения Р-Т параметров метаморфизма для конкретных регионов; а-о – моновариантные кривые

вит + пирофиллит, диаспор + Fe-хлорит + мусковит + пирофиллит. На рис. 2 им отвечают поля, ограниченные кривыми "а", "б", "к", что укладывается в интервал  $T = 150\text{--}250^{\circ}\text{C}$ ; 2) более высокометаморфизованные – Fe-хлорит + пирофиллит + мусковит + Fe-хлоритоид, диаспор + мусковит + Fe-хлоритоид, диаспор + Fe-хлоритоид, Fe-хлорит + мусковит + Fe-хлоритоид, кианит + Fe-хлоритоид, мусковит + магнетит + кианит + кварц – см. поля между кривыми "б", "к", "в", "д", "г",  $T \sim 250\text{--}350^{\circ}\text{C}$ ; 3) высокометаморфизованные кристаллические сланцы – кианит + Fe-гранат + мусковит + Fe-ставролит, Fe-гранат + кианит + мусковит + кварц, Fe-гранат + Fe-ставролит + кварц, кианит + Fe-ставролит – см. поля между кривыми "в", "г", "л", "м",  $T \sim 350\text{--}500^{\circ}\text{C}$ .

Другой пример относится к проявлению метаморфизованных глиноземистых пород с минеральными ассоциациями, включающими корунд

и диаспор. Согласно Р.А.Мусину /5/, месторождения наждаков в Мальгузарских горах представляют собой метаморфизованные бокситы. Их пластовые залежи приурочены к границе нижнего и среднего карбона, где устанавливается стратиграфический перерыв. Месторождения наждаков образовались вследствие метаморфизма перемытых кор выветривания. Из расчета мощности кровли перекрывающих пород по стратиграфическим данным величина давления при метаморфизме оценивается автором ~0,5 кбар. Судя по приводимым высокотемпературным минеральным ассоциациям (корунд, диаспор, андалузит, пирофиллит, рутил, магнетит), давление могло быть и несколько выше. Однако важно то, что среди полиморфов  $Al_2SiO_5$  присутствует андалузит, а не кианит. Среди низкотемпературных минералов указываются бертьерин и гидроокись Fe. Сходная обстановка метаморфогенного минералообразования отмечается и на Тамдинском месторождении наждаков. Согласно рис. 2, приведенные данные являются хорошей иллюстрацией проявления в указанных выше областях Узбекистана комплекса метаморфизованных пород низкого давления.

Таким образом, эволюционный путь изменения Р-Т параметров в первом примере схематично может быть показан на рис. 2 кривой "АБ", а во втором - "ВГ".

#### Выводы

Проведенные исследования позволяют впервые наметить возможность оценки факторов метаморфизма, таких как Т и Р, на количественном уровне с целью определения параметров формирования метаморфических пород, образовавшихся по алюмосиликатным и железоглиноземным корам выветривания. Полученные параметры дают возможность восстановить минеральный состав и фациальную обстановку первичных кор выветривания или продуктов их переотложения по метаморфизованным аналогам.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Головенок В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования Тепторгинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 144 с.
2. Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И. Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . М.: Наука, 1972. 160 с.
3. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1970. 264 с.

4. Котов Н.В., Колейкин Н.Н. Аппаратура и некоторые приемы исследований при высоких температурах и давлениях. 2. Установка для гидротермальных исследований при  $P_{H_2O}=2000$  кг/см<sup>2</sup> и Т до 850°C // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1972. № 12. С. 139-143.
5. Мусин Р.А. Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноzemистых формаций. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1957. 154 с.
6. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антиклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1967. 160 с.

УДК 551.3II.23I

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ КАОЛИНИТА И МИНЕРАЛОВ СВОБОДНОГО ГЛИНОЗЕМА В НОРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Л.А.Матвеева, Е.А.Неклюдова, З.С.Рождественская

Как известно, при выветривании алюмосиликатных пород в условиях влажного тропического и субтропического климата происходит разрушение (растворение) первичных минералов субстрата и синтез вторичных, к числу которых относятся прежде всего такие пордообразующие минералы, как гиббсит и каолинит. Наряду с этими наиболее устойчивыми в гипергенных условиях минералами в корах выветривания присутствуют метастабильные фазы и минералы, такие как коагели  $Al(OH)_3$ , алюмокремниевые гели и аллофаны. Определение физико-химических условий, обусловливающих образование устойчивых минералов и метастабильных аморфных соединений разного состава, а также параметров среды, при которых осуществляется полное отделение алюминия от кремнезема с накоплением его в виде минералов свободного глиноzemса, имеет особенно важное значение для понимания процессов латеритного бокситообразования.

В лаборатории ИГЭМ АН СССР нами под руководством Д.Г.Сажникова проводились многолетние экспериментальные исследования по выяснению особенностей минералообразования при нормальных условиях в разбавленных неорганических растворах, которые содержали  $Al$  и кремнекислоту в количествах, близких к содержа-

нию их в почвенных и природных водах тропических областей. Большая часть результатов была опубликована в печати /3, 4, 5, 6/; в этих же работах приводился обзор экспериментальных данных, полученных другими исследователями, по синтезу каолинита, глибсита и взаимодействию гидроксидных соединений  $\text{Al}$  с коллоидными и истинными растворами кремнекислоты. Поэтому мы не станем касаться здесь деталей методики исследований, а также не будем приводить многочисленные табличные данные с тем, чтобы остановить внимание на главных итогах работы.

В качестве исходных были взяты растворы  $\text{Al}(\text{ClO}_4)_3$  и кремнекислоты с концентрацией  $\text{Al}$  от 2,7 до 27 мг/л и  $\text{SiO}_2$  от 0 до 120 мг/л, т.е. практически во всем интервале растворимости аморфной кремнекислоты и кварца. Перхлоратный ион не образует никаких комплексов с  $\text{Al}$  и кремнием, что позволяет использовать перхлоратную соль для изучения реакций гидролиза  $\text{Al}^{3+}$  и взаимодействия его акватогидроксоединений с кремнекислотой. Учитывая указания экспериментаторов о невысоких скоростях кристаллизации каолинита, время старения осадков в наших опытах было увеличено в основном до 1 года, а в некоторых случаях до нескольких лет.

Отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}$  в опытах колебались от 10/1 до 1/10, исследовали также гидролитическое осаждение  $\text{Al}$  из растворов, которые не содержали кремнекислоты. В растворы добавляли 0,01-0,1 н.  $\text{NaOH}$  до разных значений pH (в интервале от 2-3 до 10-II). Контроль за составом раствора осуществляли через 2 ч, 2 сут, 10 сут, 3, 6 и 12 мес после фильтрации его через мембранные фильтры с размером пор около 0,5 мкм, а изучение твердой фазы проводили через 2 ч, 2 сут, 3 и 12 мес. Алюминий определяли колориметрически с алюминием после предварительного освобождения раствора от кремнекислоты путем отгона ее с плавиковой кислотой, а кремнезем — также колориметрически по синей окраске кремнемолибденового комплекса.

Полученные осадки изучали с помощью рентгенографии, ИК-спектроскопии, просвечивающей электронной микроскопии, электронной микродифракции с изучением состава отдельных частиц микрорентгено-спектральным методом на приборе KEVEX-ray.

#### Основные результаты эксперимента

Данные по кинетике осаждения  $\text{Al}$  и кремнекислоты и по изменению состава раствора во времени свидетельствуют о том, что в ряде случаев истинное равновесие не достигается между ними даже

в течение года. Как правило, происходит постепенное подкисление растворов, особенно сильное в щелочных средах (на 1,5-2,5 единицы pH), и изменение концентрации  $\text{Al}$  и  $\text{SiO}_2$  в растворах. Однако в экспериментах с первоначальным содержанием  $\text{SiO}_2$  более 12 мг/л совместное осаждение  $\text{Al}$  с кремнекислотой в узком интервале pH от 5,3 до 6,8 сопровождалось, наоборот, подщелачиванием на 0,5-1,5 единицы pH в течение года /5, 6/. Отсюда следует, что процессы гидролиза  $\text{Al}^{3+}$  и взаимодействия его гидроксоединений с кремнекислотой происходят не мгновенно, а с конечными скоростями.

Соосаждение  $\text{Al}$  с кремнекислотой наблюдалось в основном в области pH от 5 до 9, что совпадает с данными других исследователей /7/. Небольшое расширение диапазона значений pH соосаждения до 4,6-10 отмечалось только в случае высоких исходных концентраций  $\text{Al}$  (27 мг/л) и  $\text{SiO}_2$  (120 мг/л) /6/. Наибольшая скорость и полнота осаждения  $\text{Al}$  из растворов в присутствии  $\text{SiO}_2$  в концентрации менее 120 мг/л наблюдалась в интервале pH 6-7. В этих случаях концентрации  $\text{Al}$  падали до 0,01-0,03 мг/л уже через 2-48 ч после установления указанных значений pH. Эти величины на порядок ниже, чем растворимость аморфной  $\text{Al}(\text{OH})_3$  в пересчете на  $\text{Al}$  в миллиграммах на литр. Все это указывает на то, что кремнекислота в состоянии истинного раствора способствует более полному осаждению  $\text{Al}$  из растворов в интервале pH от 5 до 7. Далее было показано, что в средах с pH выше 7-7,5 большое значение для осаждения  $\text{Al}$  имеют величины абсолютной концентрации кремнекислоты в растворе. Установлено, что высокие содержания  $\text{SiO}_2$  (40-120 мг/л) замедляли скорость осаждения в средах с pH 7,5-9, удерживающая в растворах до 1-8 мг/л  $\text{Al}$  в течение 3 мес и дольше вследствие образования растворимых алюмосиликатных комплексов.

Нами установлено также, что по мере старения осадков из растворов с высокой концентрацией  $\text{Al}$  (27 мг/л) и  $\text{SiO}_2$  (120 мг/л) происходило дополнительное поглощение ими кремнекислоты в количествах до 20-30 мг  $\text{SiO}_2$  /6/. Связывание  $\text{SiO}_2$  осадком в течение года свидетельствует о том, что скорость взаимодействия гидроксоединений  $\text{Al}$  с кремнекислотой отстает от скорости их гидролиза с OH-ионами, приводящего к осаждению оксигидратов  $\text{Al}$ .

Осаждение  $\text{Al}$  в присутствии низких концентраций  $\text{SiO}_2$  (6-12 мг/л), наоборот, сопровождалось незначительным поглощением кремнекислоты осадком (менее 0,5-1 мг  $\text{SiO}_2$  на 1 мг  $\text{Al}$ ). 6-4 337

При десятикратном мольном избытке  $\text{Al}$  (27 мг/л) над  $\text{SiO}_2$  (6 мг/л) в начальный момент оксигидраты  $\text{Al}$  увлекали в осадок до 90–95% присутствовавшей в растворе кремнекислоты, но по мере старения и кристаллизации осадка происходило полное (при pH менее 5,5) или частичное освобождение ее из осадка. Через год остаточные концентрации  $\text{SiO}_2$  в растворах составляли не менее 1,7–2,5 мг/л /4, 6/.

Полное отделение  $\text{Al}$  от кремнекислоты осуществлялось при осаждении его из растворов с исходным содержанием  $\text{SiO}_2$ , равным 1 мг/л. По рентгеновским данным кристаллизация осадков в этих случаях приводила к образованию минералов свободного глинозема состава  $\text{Al}(\text{OH})_3$ .

Из приведенных данных следует, что при содержаниях  $\text{SiO}_2$  ниже значений растворимости кварца (менее 6 мг/л) гидроокись  $\text{Al}$  не может прочно связывать большое количество кремнекислоты.

Образование минералов  $\text{Al}(\text{OH})_3$ . Изучение методами рентгеновского анализа и ИК-спектроскопии осадков, выпавших из растворов с концентрацией 27 и 90 мг/л  $\text{Al}$  в отсутствие кремнезема, показало, что в составе первоначально аморфного геля быстрее всех кристаллизовался байерит, появляясь в осадках при pH 7,5–8,5 уже через 2–24 ч. Со временем область его кристаллизации расширялась и он присутствовал в осадках, выпадавших из растворов с pH от 6,5–7 до 10. Позднее в осадках из растворов с pH от 7 до 8,5–9 появлялся также нордстрандит. Байерит дает интенсивные рефлексы с межплоскостными расстояниями (в нм): 0,472–0,475 (001); 0,436–0,437 (100); 0,319–0,320 (101); 0,221–0,222 (III); 0,1712–0,1723 (II2); 0,1598–0,1602 (202); 0,145–0,146 (300); 0,1322–0,1334 (II3); 0,1216–0,1217 (221) и др.

Присутствие в составе твердой фазы нордстрандита устанавливается по характерным для него рефлексам с межплоскостными расстояниями (в нм): 0,478–0,479 (002); 0,432–0,433 (110); 0,4195–0,4209 (II0); 0,415–0,416 (200); 0,388–0,389 (202); 0,284–0,286 (II2); 0,2003–0,201 (314); 0,1888–0,19 (312) и др.

Медленнее всех кристаллизовался гиббсит, образование которого происходило преимущественно при осаждении  $\text{Al}(\text{OH})_3$  из растворов с pH ниже 6,5–7. Собрать осадок нам удавалось не ранее, чем через 2–3 мес, так как в кислых средах он долго сохраняет высокую дисперсность и положительный заряд поверхности, препятствующий росту кристаллов. Образующиеся в этих условиях крис-

таллы чрезвычайно мелки, размеры их менее 0,1–0,3 мкм.

При осаждении  $\text{Al}$  из более разбавленных растворов с концентрацией  $\text{Al}$  2,7 мг/л и  $\text{SiO}_2$  1–2 мг/л или в отсутствие кремнекислоты, как и выше в случае концентрированных растворов, в первую очередь в осадках формировался байерит. Гиббсит также кристаллизовался преимущественно в кислых условиях среды с pH ниже 6,8, но нередко в смеси с небольшим количеством байерита. Характерно, что в этих осадках практически отсутствовал нордстрандит, а если он обнаруживался, то только в виде следов совместно с байеритом при pH 7–9. Присутствие гиббсита устанавливается по наличию характерных для него рефлексов с межплоскостными расстояниями (в нм): 0,483–0,485 (002); 0,436–0,437 (110); 0,431–0,432 (200); 0,332–0,333 (II2); 0,310 (202); 0,245 (021); 0,237–0,238 (311); 0,198–0,199 (023); 0,175 (024); 0,168 (314, 404); 0,145–0,146 (330) и т.д.

Других минералов свободного глинозема в изученных осадках обнаружено не было, кроме временного псевдобемита, на что указывает присутствие рефлекса 0,62–0,65 нм в свежесажденных гелях. Псевдобемит быстро исчезал при старении осадка в течение первых часов. Однако его следы были обнаружены в составе годовых осадков в серии экспериментов с 27 мг/л  $\text{Al}$  и 6 мг/л  $\text{SiO}_2$ , где кристаллизация минералов  $\text{Al}(\text{OH})_3$  (в том числе и байерита) замедлялась из-за присутствия в твердой фазе небольшого количества поглощенной кремнекислоты.

Образование алюмокремниевых гелей и аллофанов. Подробное изучение продуктов соосаждения  $\text{Al}$  с кремнекислотой из растворов с исходным содержанием  $\text{Al}$  от 2,7 до 27 мг/л и  $\text{SiO}_2$  от 6 до 120 мг/л показало, что в составе первоначально аморфных и содержащих много свободной воды осадков даже после года их старения преобладали алюмокремниевые гели аллофаноидного типа. Аллофаноидный характер этих соединений устанавливается как по характерным для них ИК-спектрам и термограммам, так и по формам выделения новообразованных частиц. Осадки имеют большей частью комковатую или ячеистую структуру и состоят обычно из глобулеобразных частиц. В некоторых случаях в осадках из кислых растворов с pH 5–6 или сильно щелочных с pH 9–12, где осаждение геля протекало с малыми скоростями, встречены частицы пластинчатой формы, нередко с псевдогексагональными очертаниями. Микродифракция этих частиц сви-

действует об их аморфном характере.

Алюмокремниевые соединения по данным химического и микрозондового рентгено-спектрального анализа имеют переменный состав, который зависит от абсолютной концентрации  $\text{SiO}_2$  в растворе и от времени старения геля. Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в гелях аллофаноидного типа после года старения колебалось от 0,5–0,8 (в осадках с исходным содержанием  $\text{Al}$  2,7 мг/л и  $\text{SiO}_2$  6–30 мг/л) до 1–2,5 (в осадках с  $\text{SiO}_2$  24–120 мг/л). Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , близкое по значению к каолинитовому (2/1), отмечалось только в гелях, осажденных из растворов с наиболее высокой концентрацией  $\text{SiO}_2$ , равной 60–120 мг/л. Во всех остальных гелях содержание  $\text{Al}$  в молях в 2–4 раза превышало содержание  $\text{SiO}_2$  по сравнению с составом каолинита. Эти факты также свидетельствуют о том, что скорость взаимодействия ионов  $\text{Al}$  с кремнекислотой меньше, чем с гидроксил-ионами.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами предыдущих исследователей [7]. Главной причиной образования алюмокремниевых соединений является высокая концентрация  $\text{Al}$  в экспериментах. Обычно она на 3–5 порядков превышает концентрации  $\text{Al}$ , равновесные с гиббситом и каолинитом, и на 1–2 порядка – равновесные с аморфной  $\text{Al}(\text{OH})_3$ . Однако использование таких высоких концентраций  $\text{Al}$  (не менее  $10^{-4}$  моль/л) обусловливается необходимостью получения осадка в количестве, достаточном для изучения характера и состава твердой фазы.

Кристаллизация каолинита. Детальное изучение осадков после года их старения, проведенное А.В.Сивцовым с помощью электронного микроскопа "JEM-100", позволило обнаружить в аморфной массе геля отдельные кристаллы каолинита практически во всех осадках, за исключением 3–4 образцов, где материал был осажден из растворов с pH около 6,3–7,3, т.е. в области минимальной растворимости гиббсита и каолинита. В этих условиях происходило также наиболее быстрое и полное осаждение  $\text{Al}$  с кремнекислотой – в первые 1–2 ч после создания указанной кислотности. Каолинит был надежно диагностирован по морфологии частиц, данным электронной микродифракции и по химическому составу частиц с отношением  $\text{SiO}_2/\text{Al} = 1/1$ , полученному с помощью рентгеноспектрального микрозондового анализа на приборе КЕХЕХ-1ау. Частицы исследуемого каолинита дают на микрорентгеновских спектрах такое же распределение элементов, как и контрольные образцы

стандартного каолинита, исследованные в одинаковых условиях.

Идентифицированные кристаллы каолинита имеют часто псевдогексагональную форму, размер их колеблется от 0,1–0,2 до 1,5–2,5 мкм. В большинстве осадков найдены монокристаллы, которые давали на микродифракционных снимках гексагональную сетку точечных рефлексов, характерных для "йк" – отражений слоистых силикатов. В отдельных образцах были обнаружены поликристаллы с характерными для них кольцевыми картинами распределения рефлексов. В нескольких случаях для кристаллов с загнутыми краями удалось по методу А.И.Горшкова [2] установить базальный рефлекс каолинита, равный  $\sim 0,72 \text{ \AA}$ . Согласно расчету микродифракционных картин А.В.Сивцовым [4] были определены также параметры элементарной ячейки каолинита:  $a \approx 0,514$  и  $b \approx 0,890 \text{ nm}$ , которые близки к значениям природных каолинитов, цитируемых в литературе.

Наибольшее количество кристаллов каолинита формировалось в осадках, выпавших из растворов с pH 4,6–5,5, но степень кристалличности и размер этих кристаллов обычно меньше (0,2–0,5 мкм), чем у кристаллов, образованных в нейтральных и слабощелочных условиях. Наименьшее количество кристаллов каолинита (или их отсутствие) отмечено в осадках, которые выпадали из растворов и старели при pH 6,3–7,3 при наиболее низкой и высокой исходных концентрациях  $\text{SiO}_2$ , равных 6 и 120 мг/л. Следует отметить, что в нейтральных условиях быстро выпадало сразу большое количество аморфного вещества и это затрудняло не только образование зародышей каолинита, но и обнаружение отдельных кристаллов на фоне большой массы геля (эффект разбавления аморфным веществом). В осадках из слабощелочных растворов с pH 7,5–9 образуется больше кристаллов каолинита, чем из нейтральных, но меньше, чем из кислых растворов. Размер кристаллов здесь часто достигает 1–2,5 мкм, причем степень кристалличности каолинита намного выше, чем в кислой среде.

Изучение твердой фазы осадков в зависимости от времени ее старения показало, что появление первых кристаллов каолинита отмечено при исходных концентрациях  $\text{Al}$  2,7 мг/л и  $\text{SiO}_2$  60 мг/л через 2 сут в среде с pH 5,5. В осадках, выпавших из сред с pH 5,5–8,3, кристаллы каолинита были найдены через 1–3 мес, но во всех случаях только после осаждения основной массы  $\text{Al}$  в виде аморфных алюмокремниевых соединений. Отсюда следует, что возникновение кристаллов каолинита и последующий рост их осуществля-

лись в основном тогда, когда абсолютные концентрации становились ниже 0,5–0,1 мг/л, кроме двух крайних случаев с наиболее кислой (рН 4,6) и наиболее щелочной (рН 8,5–10,4) средами, где его концентрация оставалась выше 1–5 мг/л в течение всего года.

Все это свидетельствует о том, что оптимальными условиями образования каолинита следует считать низкие (менее 0,5–0,1 мг/л) концентрации  $\text{Al}$  в растворах, средние (60–12 мг/л) содержания  $\text{SiO}_2$  и рН в интервале от 5,5 до 8. Они же являются благоприятными и для накопления каолинита вследствие низкой растворимости  $\text{Al}$  при указанных значениях рН.

### Заключение

Полученные нами данные по минералообразованию в разбавленных неорганических растворах, содержащих алюминий и кремнекислоту, совпадают с результатами других исследователей /7, 10 и др./. Они согласуются также с расчетными данными Р.Гаррелса и Ч.Крайсса /1/ и особенно испанских исследователей /10/, которые модифицировали и уточнили кривые устойчивости гиббсита и каолинита с учетом образования аморфных алюмокремниевых соединений.

Наши эксперименты показали, что по скорости процесса в изученных условиях (при концентрациях  $\text{Al}$   $10^{-4}$ – $10^{-3}$  моль/л и  $\text{SiO}_2$  более 6 мг/л) быстрее и легче всего в интервале рН от 5 до 9 образуются алюмокремниевые гели и аморфные оксигидраты  $\text{Al}$  (при концентрации  $\text{SiO}_2$  менее 6–2 мг/л). Последние через несколько часов переходят либо в кристаллический байерит (рН выше 6,5–7), либо через коллоидные растворы  $\text{Al(OH)}_3$  в мелкокристаллический гиббсит, который кристаллизуется преимущественно в слабокислых условиях (рН 5–7) в течение  $> 3$  мес. Труднее всего протекает кристаллизация и рост кристаллов каолинита. В неорганических растворах оптимальными условиями образования и накопления каолинита являются низкие концентрации  $\text{Al}$  (0,1–0,5 мг/л), средние содержания  $\text{SiO}_2$  (60–6 мг/л) и область рН от 5 до 8,5.

Важное значение для понимания процессов минералообразования имеют отмеченные выше особенности реакций взаимодействия иона  $\text{Al}^{3+}$  с гидроксилами (гидролиз) и молекулами кремнекислоты, которая при рН менее 8–9 присутствует в основном в виде незаряженных молекул. Понятно, что гидролиз  $\text{Al}^{3+}$  с  $\text{OH}^-$  ионами осуществляется с более высокой скоростью, поскольку он представляет собой ионное взаимодействие противоположно заряженных частиц. Учитывая

92

данные о том, что часть или вся первоначально сорбированная кремнекислота (при  $[\text{SiO}_2]$  ниже 2–6 мг/л) освобождается из осадка при старении, можно предположить, что кремнекислота при концентрациях ниже значений, отвечающих растворимости кварца, менее реакционноспособна, чем при концентрациях выше этих значений. В соответствии с современными квантовохимическими представлениями об электронном строении вещества кремнекислота в растворах с концентрацией ниже растворимости кварца находится, вероятнее всего, в виде координационно насыщенного аквагидроксосоединения  $\text{Si(OH)}_4(\text{H}_2\text{O})_2$ . В растворах с большей, но не достигающей предела растворимости аморфного кремнезема концентрацией она присутствует либо в виде димеров (или других низкомолекулярных истиннорасторимых полимеров), либо частично в виде молекул  $\text{Si(OH)}_4$  с тетраэдрической координацией, которые способны к образованию полимеров вследствие своей координационной ненасыщенности. Последнее условие необходимо для успешного протекания реакций поликонденсации с гидроксокомплексами  $\text{Al}$ , присутствие которых обязательно для образования аллофанов и каолинита. Полученные нами аллофанидные соединения содержат такие же  $\text{HO-Al-O-Si}$ -связи, какие имеются в гидроксилсодержащих островных силикатах, что ранее было установлено для аллофанов Ф.В.Чухровым с соавт. /8/. При кристаллизации каолинита помимо образования этих связей должна осуществляться поликонденсация молекул кремнекислоты друг с другом для возникновения  $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ -связи (в тетраэдрическом слое). Это также требует повышенной реакционной способности молекул кремнекислоты.

В заключение напомним, что в бокситоносных районах Западной Гвинеи, по данным С.Л.Шварцева /9/, в природных водах с рН от 4,8 до 6–7, дренирующих нефелиновые сиениты, бокситы и кварцевые песчаники, содержания  $\text{SiO}_2$  колеблются от 0,2 до 0,6 мг/л, а  $\text{Al}$ -от 0,05 до 0,77 мг/л. Отсюда видно, что природные условия бокситообразования соответствуют тем, которые получены нами в экспериментах по образованию гиббсита. Соответствие экспериментальным данным отмечается и для условий образования каолинита, который формируется обычно в пониженных участках рельефа и в долинах рек, где грунтовые воды содержат кремнезем в количествах выше  $10^{-4}$ ,<sup>7</sup> моль/л.

93

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия // М.: Мир, 1968. 368 с.
2. Горшков А.И. Применение микродифракции электронов для получения базальных рефлексов от пластинчатых слоистых силикатов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 3. С. 133-138.
3. Матвеева Л.А., Васильева Л.А., Рождественская З.С. Особенности поведения алюминия в разбавленных растворах, условия и формы его осаждения // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 201-226.
4. Матвеева Л.А., Сицков А.В. Синтез каолинита при нормальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 81-87.
5. Матвеева Л.А., Рождественская З.С., Васильева Л.А. Экспериментальные данные об условиях образования каолинита в разбавленных растворах // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980. С. 128-155.
6. Матвеева Л.А., Неклюдова Е.А., Сицков А.В., Рождественская З.С. Совместное осаждение алюминия и кремния из разбавленных растворов и формирование каолинита в гипергенных условиях // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. 18. С. 192-208.
7. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Синтез аллофансидов в лабораторных условиях при нормальных температуре и давлении // Почвоведение. 1957. № 4. С. 80-85.
8. Чухров Ф.В., Берхин С.И., Ермилова Л.П. и др. К вопросу об аллофанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 4. С. 3-19.
9. Шварцев С.Л. Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гвинеи) // Геохимия. 1972. № 1. С. 100-109.
10. La Iglesia M.C., Van Oosterwyck-Gastuch. Kaolinit synthesis. 1. Crystallisation conditions of low temperatures and calculations of thermodynamic equilibria // Clays and Clay Miner. 1978. Vol. 26, N 6. P. 397-408.

## Ш. ТИПЫ РУДОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 550.461:551.3II

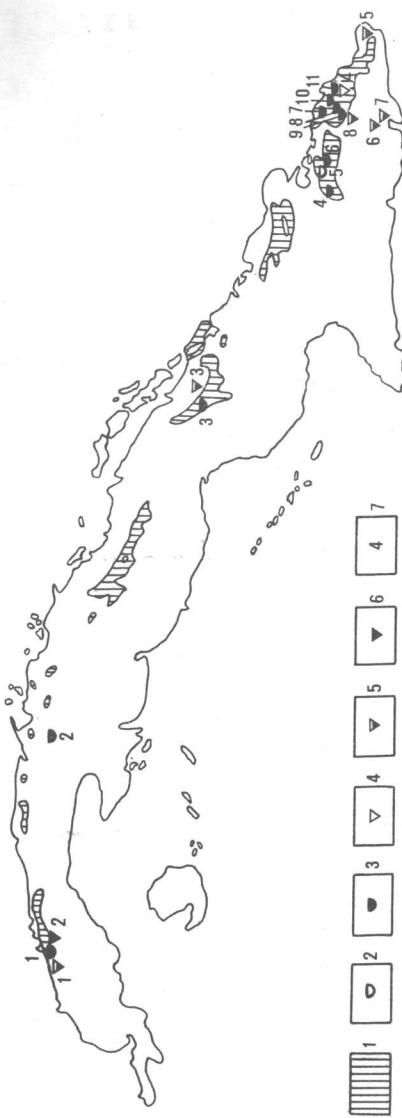
### ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ РУДОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ О. КУБА

Ю.Ю.Бугельский

На протяжении всей геологической истории о. Куба начиная с юрского возраста на его территории существовали условия влажного тропического климата, оптимальные для процессов латеритного выветривания. В настоящее время на дневной поверхности острова практически отсутствуют породы, в той или иной степени не затронутые процессами выветривания. В то же время столь широкое распространение кор выветривания не предопределяет их повсеместную рудоносность. Рудоносными являются только коры, развитые на горных породах, изначально обогащенных рудным компонентом.

На территории Кубы выделяются два главных типа рудоносных кор выветривания – никеленсные и бокситоносные. Оба типа развиты на интрузивных породах офиолитовой ассоциации. Комплексы пород этой ассоциации обнажаются в срединной, местами северной частях острова в виде субширотного пояса шириной 3-70 км, который протягивается от Пинар-дель-Рио до Баракоа на расстояние выше 1000 км (рисунок). Из четырех комплексов, слагающих офиолитовую ассоциацию, только два – ультрабазитовый и базитовый – являются источниками рудного вещества для продуктивных кор выветривания. Породы этих комплексов распространены главным образом в восточной части пояса, где они почти сплошь перекрыты покровом рудоносных кор выветривания. К ним приурочены все главные никелевые месторождения Кубы и ряд проявлений высококачественных латеритных бокситов. В центральной части рудоносные коры выветривания распространены в меньшей степени и включают лишь небольшие никелевые месторождения Сан-Мигель-де-лос-Баньос и Сан-Фелипе. В западной части пояса расположены сравнительно небольшое никелевое месторождение Кахальбана и бокситовые месторождения Сан-Франциско и Сьерра-Асуль.

Образование кор выветривания, развитых в настоящее время на дневной поверхности острова, началось в плиоцене, когда отдель-



Размещение никелевых и бокситовых месторождений на территории Кубы. 1 - породы офиолитовой ассоциации; 2-3 - никелевые месторождения; 2 - нонtronитовой никелевой формации, 3 - гетитовой железо-кобальт-никелевой формации. 1 - Каахальбана, 2 - Сан-Мигель-де-Лос-Баньос, 3 - Сан-Фелипе, 4 - Пинарес-де-Маяри, 5 - Никаро (Окухаль-Соль-Либано), 6 - Марти-Левиса, 7 - Моя-Агвантик, 8 - Камариокас, 9 - Пилото, 10 - Пунта-Горда, 11 - Ла-Дельта. 4-6 - бокситовые рудо-произведения: 4▼ - каолинит-гибситовой формации, 5▼ - гетит-гибситовой формации, 6▼ - гетит-гематит-диаспоровой формации. 1 - Сан-Франциско, 2 - Сьерра-Асуль, 3 - Сьерра-Кубитас, 4 - Канта-рана-Кесигуа, 5 - Майси, 6 - Сьерра-де-Гуаса, 7 - Сьерра-де-Каухери, 8 - Альта-Кнарита

ные острова Кубинского палеоархипелага слились воедино и Куба приобрела современные очертания. Этот процесс продолжается под воздействием современного тропического климата и в настоящее время. Важное значение для формирования кор выветривания на острове кроме климатических имели также структурно-геологические, геоморфологические, гидрогеологические и гидрогеохимические факторы.

Согласно данным Ц.Эмилиани /3, 4/, колебания среднегодовых температур в Карибском регионе начиная с олигоцена были небольшими и не превышали  $+3^{\circ}\text{C}$ . Минимальные температуры, установленные им даже для плейстоценовых эпох оледенений, не были ниже среднегодовых температур, наблюдавшихся в настоящее время в низкогорных районах Кубы. Незначительные колебания температур, а также близость общего плана циркуляции атмосферы позволяют предположить лишь небольшие колебания в количестве выпадающих атмосферных осадков на протяжении геологической истории Кубы, в особенности в плиоцен-четвертичное время. Исходя из этого можно считать, что климатические условия эпохи корообразования были близкими к современным и характеризовались среднегодовыми температурами  $20-25^{\circ}$  и количеством атмосферных осадков  $2000-2500 \text{ mm/cm}^2$  в год. Хотя в настоящее время остров расположен в субтропической климатической зоне, существует четкая приуроченность наиболее мощных рудоносных кор выветривания и связанных с ними никелевых месторождений к районам с наибольшей влажностью.

Структурно-геологические закономерности размещения рудоносных кор выветривания проявляются, как указывалось выше, в приуроченности их к породам офиолитового пояса. Среди пород офиолитовой ассоциации наиболее благоприятным источником рудного вещества для железо-кобальт-никелевых месторождений являются породы дунит-перидотитовой формации. Самые крупные месторождения высококачественных руд связаны с корами выветривания на породах гарцбургитового состава. Среди них имеются отдельные тела и дайки дунитов, лерцолитов и плагиoperидотитов, элювий которых может быть также никеленосным, хотя содержание никеля в нем всегда ниже, чем в элювии перидотитов. Столь четкий петрологический фактор формирования никеленосных кор может быть использован для локального прогноза. Для бокситовых месторождений иrudопроявлений петрологический контроль не имеет столь решающего значения, так как бокситоносные коры расположены как в пределах базитового

комплекса оффолитовой ассоциации, так и в районах распространения терригенно-осадочных пород.

Геоморфологические условия формирования рудоносных кор на территории Кубы характеризуются весьма значительным разнообразием. Рудные месторождения располагаются на платообразных возвышенностях, на обрамляющих их пологих, слегка всхолмленных склонах и на абразионных террасах с различными абсолютными отметками. При всем разнообразии морфологии этих поверхностей общими для них являются относительная приподнятость над местными базисами эрозии и выподженность. Первая обуславливает интенсивный дренаж выпадающих атмосферных осадков. Вторая определяет сохранность формирующихся продуктов выветривания и накопление в них рудных компонентов. Отсутствие хотя бы одного из этих признаков исключает процесс формирования рудных месторождений. Так, на обширных плоских равнинах с абсолютными отметками 20–25 м, занимающих на территории Кубы значительную площадь, неизвестно ни однотипного никелевого месторождения. С другой стороны, приподнятые гористые участки, поверхность которых имеет угол наклона больше 25–30°, также неблагоприятны для формирования гипергенных рудных месторождений. На таких поверхностях, несмотря на интенсивный дренаж, обеспечивающий химическое выветривание, сами продукты выветривания не накапливаются и рудные месторождения не образуются.

Воздействие перечисленных факторов на процесс перераспределения рудных элементов и концентрацию их в виде месторождений проявляется не непосредственно, а через систему природная вода – горная порода, взаимодействие которых зависит от гидрогеологического фактора. Последний определяет гидродинамические условия гипергенного рудообразования и его гидрохимические особенности. Сопоставление зональности рудоносных кор выветривания, расположенных в районах с различным гидродинамическим режимом, позволяет выявить гидрохимические закономерности их формирования и размещения на территории острова /1/.

В районах со средней интенсивностью водообмена формируются коры выветривания полного профиля. Примером могут служить месторождения группы Никаро и некоторые из группы Моя. Все они расположены в пределах холмистых предгорий или низких абразионных террас. Средняя интенсивность водообмена там обусловлена поступлением в ландшафт большого ( $1600$ – $1800 \text{ mm/cm}^2$ ) годового количества атмосферных осадков и сильной расчлененностью рельефа с относитель-

ными превышениями 250–500 м. Гидродинамические условия этих районов определяют их гидрохимические особенности, характеризующиеся высоким содержанием в водах основных пордообразующих элементов. Различия в миграционной способности создают предпосылки для выноса пордообразующих и накопления в продуктах выветривания рудных элементов. При этом в зависимости от состава исходных пород в корах выветривания накапливаются либо никель и кобальт, либо алюминий.

Выложеные увалистые водоразделы и пологие склоны, осложненные контруклонами, способствуют сохранению образующихся продуктов выветривания и связанного с ним оруденения. Предварительная структурно-тектоническая подготовка горных пород обуславливает неровность нижней границы рудных тел и возрастание их мощности до 20–30 м вдоль ослабленных зон.

Благоприятное сочетание всех факторов формирования рудоносных кор приводит к тому, что в районах со средней интенсивностью водообмена они почти повсеместно покрывают поверхность исходных пород и в зависимости от состава последних имеют либо керолит-нонтронит-окристый, либо монтмориллонит-каолинит-тибситовый полные профили. В приуроченных к ним месторождениях выделяется максимальное число рудных формационных типов.

В районах с более высокими абсолютными и относительными отметками рельефа (до 500–1000 м), как, например, на платообразных поднятиях Пинарес-де-Маяри, Атлантик, Пилото и др., интенсивность водообмена возрастает. Усиление интенсивности гидродинамического режима связано с увеличением, согласно существующей на Кубе вертикальной физико-географической зональности, количества выпадающих осадков до 2500–3000  $\text{mm/cm}^2$  в год и с большой расчлененностью рельефа, которая способствует более активному дренированию горных пород. Гидрохимические условия районов интенсивного водообмена активизируют вынос пордообразующих элементов и ускоряют процесс формирования рудоносных кор выветривания. В результате скорость формирования зоны охр опережает скорость формирования зоны нонтронитов и на ультрабазитах формируется сокращенный керолит-окристый профиль выветривания. В месторождениях, примурченных к этим корам, преобладают руды гетитовой железо-кобальт-никелевой формации.

Гидродинамический режим интенсивного водообмена может приводить при выветривании основных пород к образование гиббситовых

корок непосредственно на свежих породах, что также сопоставимо с образованием сокращенного профиля.

Дальнейшее возрастание интенсивности водообмена, наблюдаемое в районах наиболее высоких горных вершин северо-восточной Кубы, в сочетании с неблагоприятными геоморфологическими условиями сохранности способствует формированию кор выветривания с неполным профилем, представленным зоной слабощелочных дезинтегрированных ультрабазитов, и практически полному отсутствию в их пределах рудных месторождений. Гидрогеохимические условия районов с замедленным водообменом также неблагоприятны для формирования рудоносных кор выветривания, так как затрудняют активный вынос породообразующих и накопление рудных элементов.

Используя метод актуализма, можно экстраполировать данные по современной динамике перераспределения вещества в процессах выветривания на всю эпоху корообразования на Кубе, наиболее интенсивно протекавшего в плиоцен-четвертичное время.

Изучение взаимодействия природных вод с водовмещающими горными породами позволило установить, что коры выветривания независимо от их возраста приурочены к зонам активного водообмена. Наиболее благоприятными для их формирования являются условия средненеинтенсивного водообмена, характеризующегося модулем подземного стока 10-15 л/сек на  $\text{км}^2$ , и интенсивного водообмена с модулем 15-20 л/сек на  $\text{км}^2$ . В связи с этим интенсивность водообмена может быть рекомендована в качестве поискового критерия рудоносных кор выветривания и связанных с ними латеритных месторождений никеля и бокситов. Использование этого критерия привело уже к открытию первых проявлений высококачественных латеритных бокситов на Кубе в районе Кесигуа-Кантарана и новых перспективных участков никелевого оруденения в северо-восточной части острова. Помимо остаточных рудоносных кор выветривания к формации коры выветривания относятся также продукты их ближнего переотложения. Возможность объединения остаточных кор выветривания и продуктов их ближнего переотложения в единую формацию коры выветривания была убедительно обоснована И.И.Гинзбургом /2/. В последние годы интерес к продуктам переотложения кор выветривания на Кубе особенно возрос, так как они покрывают нередко значительные площади и представляют собой латеритно-осадочные никелевые руды. Характерным примером таких руд является месторождение Пунта-Горда. Северные фланги его, занимающие в рельефе наиболее пониженные участки,

100

полностью перекрыты переслаивающейся песчанисто-глинистой толщей осадочных отложений, включающих тонкие горизонты железистых конкреций. Кластический материал этих отложений слагается продуктами выветривания ультраосновных пород, что подтверждает их связь с остаточными корами. Особо важную роль процессы переотложения играли в формировании бокситопроявлений и месторождений бокситов на закарстованной поверхности известняков. Примерами этого могут служить месторождение Сан-Франциско в провинции Пинар-дель-Рио и рудопроявления в районе Сьерра-Кубитас, Сьерра-де-Каухери и мыса Майси.

Установленные для территории Кубы закономерности формирования и распространения молодых рудоносных кор выветривания могут рассматриваться в качестве природной модели экзогенного рудообразования. Гидродинамические и гидрогеохимические параметры этой модели имеют общий характер и могут быть использованы при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых в других регионах современного тропического пояса. Закономерности, установленные для молодых тропических кор, справедливы и для древних продуктивных кор выветривания, развитых на территории СССР, где в период их образования также существовали условия влажного тропического климата. Однако изменение климатической, геолого-структурной и геоморфологической обстановки в последующей геологической истории усложняет задачу выявления закономерностей размещения древних кор, так как помимо условий их формирования необходимо также учитывать условия их сохранности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бугельский Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.
2. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 71-101.
3. Emiliani C. Oligocene and miocene temperatures of the equatorial and subtropical Atlantic Ocean// J.Geol.1956.Vol.64, N 3. P.281-288.
4. Emiliani C. Pleistocene paleotemperatures// Science.1970. Vol.168, N 3933. P.825-828.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БОКСИТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ  
НА АЛЮМОСИЛИКАТНО-КАРБОНАТНОМ СУБСТРАТЕ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

В.Н. Демина

Латеритное выветривание алюмосиликатно-карбонатного субстрата и накопление бокситов на его поверхности характеризуются рядом особенностей, которые были замечены еще в начале нашего века и позволили отличать эти образования от бокситов, формирующихся на алюмосиликатных породах. Так, в 1926 г. Г.Гаррасовиц /15/, а позднее К.Фокс /14/ четко различали бокситы, образовавшиеся путем латеритного выветривания силикатов, и бокситы терра-rossa из продуктов выветривания известняков и доломитов. Подчеркивая особую роль карбонатных пород в бокситообразовании, Е.Вадас /16/ ввел термины: латеритные и карстовые бокситы, которыми широко пользуются и теперь. Многие авторы (Е.Хардер, Г.Р.Хозе, И.Валетон, Г.И.Бушинский, Д.Г.Сапожников, Г.Р.Кирпаль, Б.М.Михайлов, Д.Бардоши и др.) объединяют бокситовые месторождения, залегающие на карбонатных породах, в особый класс или тип /1/. Несмотря на то, что такие бокситы составляют всего 14% мировых запасов, они являются главной сырьевой базой многих стран Европы, в том числе СССР, Центральной Америки, в частности Ямайки и некоторых других регионов.

Средний Тиман представляет особый интерес для изучения бокситоносных кор выветривания и латеритных бокситов как благодаря их древнему (девонскому) возрасту, не имеющему пока аналогов в мире среди бокситов платформенных областей, так и в связи с литологическими особенностями субстрата и морфогенетическим типом бокситовых залежей.

Наиболее разнообразные месторождения района сосредоточены в пределах юго-восточного крыла и периклинального замыкания крупной структуры – Четласской горст-антиклинали, представляющей собой поднятый блок смятого в складки рифейского фундамента. Среди рудоконтролирующих структур Б.А.Яцкевичем /3/ выявлены Ворыквинская и Шугорская антиклинали, разбитые на разновысотные блоки и эродированные к моменту бокситообразования. Ядро Шугорской антиклинали сложено кварцитами, кварцito-песчаниками и сланцами четласской свиты рифея, а крылья – существенно карбонатной нижнебыстриинской и преимущественно сланцевой верхнебыст-

ринской подсвитами рифея. Ворыквинская синклиналь образована породами быстриинской свиты. Бокситовые месторождения распространены только в пределах нижнебыстриинской, преимущественно карбонатной подсвиты рифея и не встречены на алюмосиликатных породах. Отложения платформенного чехла повсеместно перекрывают породы рифейского фундамента со стратиграфическим и угловым несогласием. Бокситы залегают на породах фундамента и перекрываются частично четвертичными и на большей части площади нижнефранскими породами. В восточной части рудного поля на бокситах с угловым и стратиграфическим несогласием залегают терригенно-карбонатные отложения карбона, перекрытые четвертичными образованиями.

В нижнефранской толще различаются две пачки: нижняя – терригенная и верхняя – вулканогенно-осадочная. Нижняя пачка датируется пашийским и раннекыновским временами /8, 9, 13/. Она состоит из ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, иногда гравелитов и конгломератов. В основании пачки, перекрывающей закарстованные склоны древних водоразделов, выделяются делювиальные шлейфы, сложенные обломками продуктов выветривания – бокситов и каолинов, переходящие ниже по склону и вверх по разрезу в лагунные осадочные небокситовые породы. Верхняя пачка сложена туфами и туффитами с примесью терригенного материала. Для нее характерны субинтрузивные тела основного состава: сиаллы и дайки. Породы этой пачки Б.А.Яцкевичем отнесены к позднекыновскому времени. Большинство исследователей ограничивают пределы эпохи латеритного бокситообразования средним девоном, а накопление продуктов их переотложения – нижним франом /3, 4, 9, 13/. Согласно палеогеографическим реконструкциям Л.И.Филипповой, В.Г.Колокольцева, А.Е.Цаплина, Б.А.Яцкевича /13/, В.П.Абрамова с соавт. /8/, А.М.Сколовского /9/ и др., бокситоносные территории Среднего Тимана представляли собой в среднем девоне разделенные речными долинами приподнятые останцы и блоки относительно стабильной суши, на которых могли развиваться процессы карстования и выветривания. По палеоклиматическим реконструкциям Н.М.Страхова и новым глобальным построениям Д.Бардоши /1/, учитывающего дрейф континентов, Тиман в среднем девоне располагался вблизи экватора в жаркой гумидной зоне.

К общим благоприятным факторам выветривания алюмосиликатных пород, содержащих карбонаты, относятся: 1 – высокая скорость растворения карбонатов по сравнению с алюмосиликатами; 2 – воз-

можность улучшения фильтрационных свойств исходных пород в результате возникновения каверн и пустот, которые способствуют оттоку растворенных легкоподвижных элементов и кремния, освобожденного из алюмосиликатов и силикатов; 3 - способность карбонатов при растворении нейтрализовать кислые воды, не поставляя в раствор кремнезема, и создавать благоприятные условия для синтеза минералов свободного глиноzemа. Эмпирические, расчетные и экспериментальные данные свидетельствуют о достаточно высокой растворимости кремнезема в нейтральных, слабокислых и особенно щелочных водах и более полном осаждении минералов свободного глинозема из растворов с нейтральными значениями pH.

Важное значение мы придаем фильтрационным свойствам пород фундамента. Особенности выветривания пород, содержащих карбонаты, качество и количество образованных на них бокситов зависят от петрофизических свойств субстрата и условий их залегания. В зависимости от этого на Среднем Тимане можно выделить три морфогенетических типа бокситовых залежей: I - неглубокого карста, представленный линзовидными залежами на существенно карбонатном фундаменте; 2 - линейно-карстовый, развивающийся вдоль контактов алюмосиликатных и карбонатных пород, часто переслаивающихся; 3 - контактово-карстовый, расположенный над контактом алюмосиликатных пород с карбонатными. Упомянутые типы с преобладанием одного из них присутствуют почти на всех месторождениях.

I. Бокситовые залежи неглубокого карста, по Д.Г.Сапожникову и В.Н.Деминой /6/ (вежаю-ворыкинский тип разреза, по Б.А.Яцкевичу /12/), являются доминирующими на всех месторождениях бокситов /4/. Залежи в виде цепочки, наследующей общее северо-западное простирание древних структур, расположены в изоклинальном замыкании и крыльях Ворыкинской синклиналии и, частично, в южной части крыльев Шугорской антиклиналии, сложенных карбонатными породами быстринской свиты рифея, полого падающими под углом в 10-35°. Широкое распространение ранее мнение о переслаивании подстилающих бокситы карбонатных пород с мергелями и сланцами не подтвердилось материалами бурения. Поэтому вопрос об источнике глиноzemа для этих бокситов, считавшихся многими геологами типично латеритными, возник вновь. На карстующиеся породы крыла Ворыкинской синклиналии могли переотлагаться продукты выветривания останцов сланцевых пород верхнебыстринской подсвиты рифея, слагающих ядро этой складки, и выветрелые продукты возвышавшихся

104

останцов мергелей нижнебыстринской подсвиты рифея, обрамляющих кварцито-сланцевое ядро Шугорской антиклиналии. Бокситы образуют пласто- и линзообразные тела с неровной нижней границей, мощностью до 30 м, выдержаные по качеству. Они залегают на карбонатных породах, содержащих 5, редко 25% терригенной примеси (рис. 1, 2). Породы, подстилающие бокситовую толщу, представлены в основном доломитами, известняками, иногда строматолитовыми или мраморизованными. Характерна их закарстованность на глубину до 100 м, выраженная кавернами, пустотами и полостями, которые в верхней части разреза заполнены доломитовой мукой и нерастворимым остатком карбонатов. В нижних частях разреза полости выполнены крупно-кристаллическим кальцитом. Коэффициент фильтрации этих пород  $K_F = 10^{-2}$  см/с /10/. На неровной поверхности карбонатных пород почти всегда встречается слой (0-50 см) порошковатого хрупкого вещества светло-зеленоватого цвета, представляющего собой нерастворимый остаток выщелоченных карбонатов. Эти продукты выполняют также пустоты и трещины. В них определены: серицит (подавляющее количество), примеси - доломит, хлорит, биотит, кварц, пирит, ильменит, циркон, турмалин и другие минералы. В нерастворимом остатке, выделенном из известняков, содержатся те же минералы, с таким же размером частиц и ассоциацией аксессорных минералов.

Почти повсеместно на карбонатном фундаменте и нерастворимом остатке залегает пачка красных подрудных глин, аргиллитоподобных плотных, иногда хрупких, землистых или расслоенных на плитки и слойки либо брекчированных, общей мощностью 5-25 м. В основании красных глин наблюдается маломощная карстовая брекчия (или карстовый делювий), заполняющая крупные трещины и полости фундамента. Она состоит из остроугольных выщелоченных обломков пород фундамента размером 0,2-0,5, редко до 15 см доломитового и хлорит-кварц-сериицитового состава и обломков выщелажающих глин слюдисто-каолинит-железистого состава, а у фундамента - из железо-марганцевых порошковатых образований. Вся пачка подрудных глин характеризуется резким, в 5-10 раз, увеличением содержания оксидов железа по сравнению с породами фундамента. В ней преобладают серицитовые мелкочешуйчатые породы, в которых можно наблюдать незакономерно расположенные линзочки, пятна и микрокристаллы каолинита. Редко встречаются послойные тела диабазов и сills долеритов. Выше, иногда с заметным перемывом, залегают аллиты и бокситы.

Среди бокситов выделены две литологические разновидности:

105

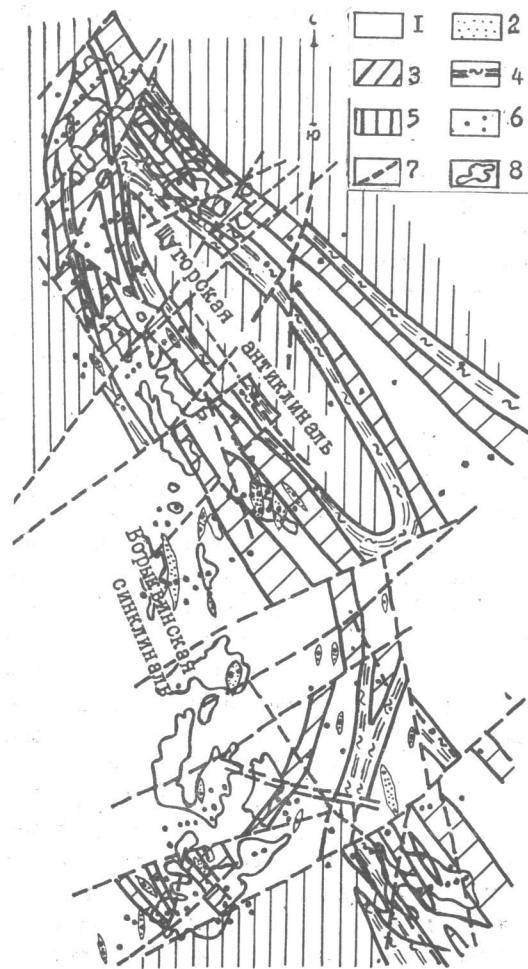
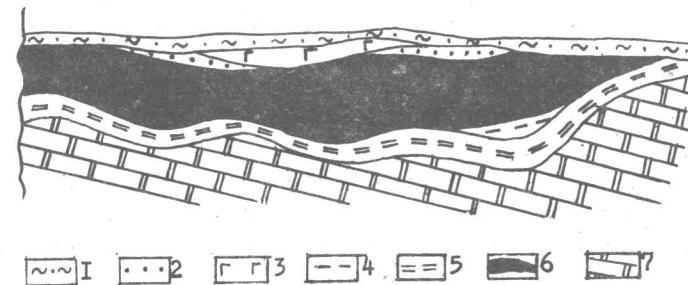


Рис. 1. Карта-схема распределения терригенной составляющей в карбонатно-сланцевых породах рифейского фундамента (О.В.Шумов, В.В.Кравченко, дополнение В.Н.Деминой). Содержание терригенной составляющей (в %): 1 - 0-5, 2 - 5-25, 3 - 25-50, 4 - 50-75, 5 - 75-100; 6 - точки опробования; 7 - разрывные нарушения; 8 - схематические контуры залежей

106



первичные - красные, марки и вторичные измененные - пестрые каменистые, залегающие преимущественно в верхах разреза, среди которых в ограниченном количестве встречаются и белые высокосортные бокситы. Структура бокситов преимущественно пелитовая и брекчевая с редкими оолитами и густыми, иногда землистая, а в светлых пятнах - афанитовая. Преобладающий размер обломков 2-5 мм, но встречаются и более крупные. Обломки - угловатые, сложены микрокристаллическими агрегатами частиц, в которых, как правило, не выявляется структура исходных пород. Редко встречаются обломки с полосчатой структурой. Текстура бокситов массивная, пятнистая и пятнисто-полосчатая. По минеральному составу в них выделяются следующие типы: гематит-бемитовый, бертьерин-бемитовый с гематитом, bemитовый и каолинит-бемитовый. Колебания химического состава пордообразующих элементов по одной из залежей (в весовых %):  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 30-60,  $\text{SiO}_2$  - 2-20,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 11-13. Эти бокситы железистые, среднего качества. Подрудные и надрудные глины, аллиты и бокситы изменены вторичными процессами с образованием бертьерина (шамозита) и каолинита. Вся бокситоносная толща трещиновата, содержит зеркала и плоскости скольжения и следы оползания.

Формирование этого своеобразного элювиально-делювиально-карстового образования на алюмосиликатно-карбонатном субстрате происходило за счет взаимодействия пород фундамента и карстово-

107

го делювия с фильтрующимися через них почвенно-атмосферными водами во всей зоне развития карста. Процессы выветривания протекали с разной скоростью: у поверхности интенсивно из-за большей пористости и трещиноватости, с глубиной они ослабевали и постепенно прекращались, создавая карстовый рельеф. В результате взаимодействия кислых почвенных растворов с карбонатными минералами субстрата рН с глубиной увеличивался. Крупнозернистый кальцит, выполняющий пустоты в самых низах разреза карбонатного субстрата, образовывался в условиях пересыщения раствора по отношению к этому минералу при рН более 8,5, что, вероятно, соответствовало застойному режиму фильтрации. Каверны, пустоты и трещины, заполненные мелкими алюмосиликатными частицами с мучистым карбонатом, и слой порошковатого светло-зеленого нерастворимого остатка сформировались на месте выщелоченных карбонатных пород, вероятнее всего в слаботщелочной среде с более интенсивным режимом фильтрации. Резкая смена светло-зеленої окраски залегающих на них подрудных глин на красную свидетельствует о повсеместном окислении двухвалентного железа и его перераспределении, а обломки и брекчии – о просадках и седиментации глинистых пород. Полное исчезновение кварца и хлорита и фрагментарное незакономерное появление каолинита в массе серицита и мусковита подрудных глин объясняется растворением и выносом кремнезема и замещением алюмосиликатов каолинитом, а иногда бемитом, т.е. процессом выветривания на месте. Эти процессы могли протекать при более высоких скоростях фильтрации в слаботщелочной среде. В верхах разреза подрудные каолинит-гематит-серicitовые глины на небольшом расстоянии (1 м) сменяются гематит-бемитовыми бокситами с более грубообломочной структурой, чем глины. В этой части разреза максимально проявились процессы разложения разнородных по составу пород и синтез минералов свободного глинозема, сформировавшихся в условиях наибольших скоростей фильтрации раствора и удаления  $\text{SiO}_2$  в нейтральных либо слаботщелочных условиях.

Карбонатные минералы отсутствуют в разрезе бокситоносной пачки, за исключением самых его низов. Растворение и вынос карбонатов из мощной в первые сотни метров толщи фундамента приводит к образованию карстовых и эрозионно-карстовых депрессий только на участках пород с высокими  $K_f$ . Скорость химической денудации карстовых областей Ямайки (по сводке Н.А.Гвоздецкого /2/) составляет около 100 мм в 1000 лет. В карстовых депрессиях накапливается

и выветривался не только нерастворимый алюмосиликатный остаток, но и разнородный материал, приносимый с окружающих приподнятых останцов древнего рельефа, сложенных выветрелыми мергелями и сланцами с  $K_f = 10^{-5}-10^{-6}$  см/с для невыветрелых разностей /12/. Бокситизация происходила только на участках карстования с высокими фильтрационными свойствами пород, с  $K_f \leq 10^{-4}$  см/с /5/. Процесс же накопления красноцветного (*Terra rossa*) алюмосиликатного материала (нерасторимого остатка) на поверхности слабо зарстованных карбонатных пород и каолинизация в нем алюмосиликатов развивались на Среднем Тимане гораздо шире. Гипотеза формирования бокситов из нерастворимых остатков известняков, высказанная еще в начале нашего столетия, продолжала развиваться в работах Г.И.Бушинского, П.Комба, М.В.Пастуховой /8/ и др. В последние годы она существенно обогатилась новыми данными, приведенными Ф.В. Чухровым в работе по бокситам Югославии. Этот автор указывает: "Выветривание известняков и доломитов при наибольшем дренаже носило характер быстрого химического растворения карбонатов с интенсивным разложением в них детритных частиц силикатных минералов; это приводило к накоплению в элювии гидратов глинозема и выносу кремнезема. Периодически элювиальный протобокситовый материал смывался в карстовые понижения и полости... В условиях менее интенсивного дренажа химическая эрозия карбонатных пород имела следствием образование *Terra rossa*" /10. С. 16/. Согласно физико-химической модели латеритного процесса, разработанной в ИГЕМе /5/, бокситизация реализуется в жарком и влажном климате на трещиноватом субстрате с  $K_f \leq 10^{-4}$  см/с. Такие же цифры ( $10^{-2}$  –  $10^{-3}$  см/с) приводят Б.А.Яцкевич по данным откачек гидрокустов, заложенных в алюмосиликатно-карбонатном фундаменте, подстилающем боксит, в то время как в плотных мергелях  $K_f$  равен  $10^{-5}$ , а в сланцах –  $10^{-6}$  см/с, т.е. на два-три порядка меньше. Более низкие  $K_f$  пород фундамента и сравнительно короткие временные интервалы выветривания, по нашему мнению, обусловили отсутствие бокситовых залежей на алюмосиликатных породах. Вероятно, по тем же причинам отсутствуют залежи бокситов на мергелях и алюмосиликатных породах Средиземноморья и Ямайки и ухудшается качество карстовых бокситов с приближением к красноцветному алюмосиликатному остатку.

Приведенные данные показывают, что перспективы бокситоносности территорий можно оценивать по фильтрационным свойствам субстрата. Своевобразие формирования бокситоносного элювия по алюмо-

силикатно-карбонатным породам заключается в одновременном проекции нескольких процессов: карстования, транспортировки и седиментации вещества, а также его латеритизации. Это своеобразие обусловлено интенсивным проявлением карстового, постоянно действующего процесса и процесса седиментации, отраженных в просадках и обломочной структуре пород, которые усложняют процессы латеритного выветривания и выражаются в отсутствии четкой минеральной зональности по вертикали, что отличает подобные образования от типично латеритных.

2. Линейно-карстовый тип бокситовых залежей (щугорский тип разреза по Б.А.Яцкевичу /12/, латеритный – по О.В.Шумову и Н.П.Воропаевой /II/, В.В.Лихачеву с соавторами /7/). распространен локально в северной части крыльев и в периклинальном замыкании Щугорской антиклинали (рис. I, 3), где породы нижнебыстриńskiej подсвиты рифея дислоцированы в складки с углами падения от  $35^{\circ}$  до почти вертикальных и изменены метасоматическими процессами. Наклонное залегание слоев фундамента, неоднородных по составу, с частым чередованием алюмосиликатных и карбонатных пород, обуславливает развитие выветривания и карстования по слоям на значительную глубину и ограничивает его по площади. Форма рудных тел определяется условиями залегания слоев в разрезе, напоминает гребень или систему узких карманов, разделенных останцами слабоизмененных пород, и только вверху бокситы сливаются в сплошной пласт. Мощность бокситов меняется от 1,5 до 98 м, чаще составляет 15–60 м. Субстрат бокситов неоднороден, в нем чередуются прослои метасоматически переработанных полевошпатсодержащих пород мощностью от 0,1 до 30 м, известняков и доломитов с кварц-хлорит-серicitовой составляющей, переходящие вниз по разрезу в карбонатные породы с наибольшим содержанием терригенной примеси (рис. I). Характерны полосчатая, слоистая, реже плойчатая текстуры пород с  $K_f = 10^{-3}$  см/с /12/.

Бокситы, образованные по таким породам, имеют высокое качество, но в вертикальном разрезе чередуются с каолиновыми породами и условно, совместно с последними, отнесены к верхней зоне коры выветривания (рис. 3). В бокситах выделяются красные и обезвоженные разности, пористые и плотные. Структуры их – песчаниковая и пелитовая. Текстуры – массивная, полосчатая, слоистая, брекчийная. Главные минералы бокситов: гематит, бемит, каолинит. Химический состав типичного образца красного боксита (в вес. %):

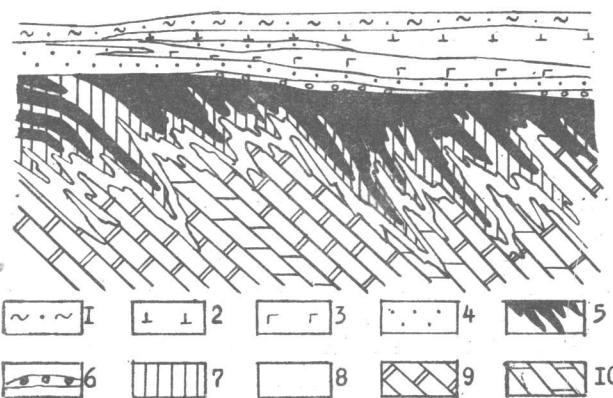


Рис. 3. Схематический геологический разрез залежи линейно-карстового типа. 1 – четвертичные отложения; 2–8 – средний и верхний девон: 2 – туфы, 3 – субинтрузии основного состава, 4 – глины, алевролиты и песчаники нижней терригенной толщи, 5–6 – бокситы: 5 – линейно-карстового типа, 6 – осадочные, 7 – существенно каолиновые породы, 8 – каолинит-слюдистые породы; 9, 10 – рифей: 9 – полевошпатсодержащие известняки и доломиты, 10 – известковистые сланцы и мергели

$\text{SiO}_2$  – 0,33;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 56,74;  $\text{TiO}_2$  – 2,35;  $\text{MgO}$  – 0,49;  $\text{CaO}$  – 0,41;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,037;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,011;  $\text{H}_2\text{O}^-$  – 0,44;  $\text{H}_2\text{O}^+$  – 10,32;  $\text{CO}_2$  – не обнаружен;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,51;  $\Sigma$  – 99,04. Под бокситами залегают условно отнесенные к нижней зоне коры выветривания мощностью 2–15 м пористые выщелоченные и сильно ожелезненные породы серицит-каолинитового или калиево-полевошпатового состава. Для них характерна полосчатая текстура, а на контакте с закарстованным карбонатным фундаментом – брекчиявая. Текстурный и структурный рисунок исходных пород сохраняется не по всей толще, а в отдельных ее слоях. Преобладание наклонной фильтрации по слоям обусловило соответствующую ориентацию минеральной зональности не в вертикальном направлении, а перпендикулярно слоистости. Резко различные фильтрационные свойства исходных пород обусловили различный состав сформированных по ним продуктов выветривания и текстурные особенности пород с чередованием слоистых и брекчированных

ных разностей. Этот тип сходен с латеритной остаточной корой выветривания линейного распространения.

3. Контактово-карстовый тип залежей (восточный тип разреза по Б.А. Яцкевичу /12/) (рис. 4) встречен в северо-западной и юго-восточной частях Шугорской антиклинали, близ ее ядра, где в период бокситообразований обнажались мергели и известково-кварц-хлорит-серицитовые сланцы с содержанием терригенной примеси 50-70% (рис. I). Они чередуются с известняками и доломитами, вместе с которыми составляют основание нижнебыстринской подсвиты рифея. Залежи бокситов этого типа всегда переходят с алюмосиликатных на существенно карбонатные породы фундамента.

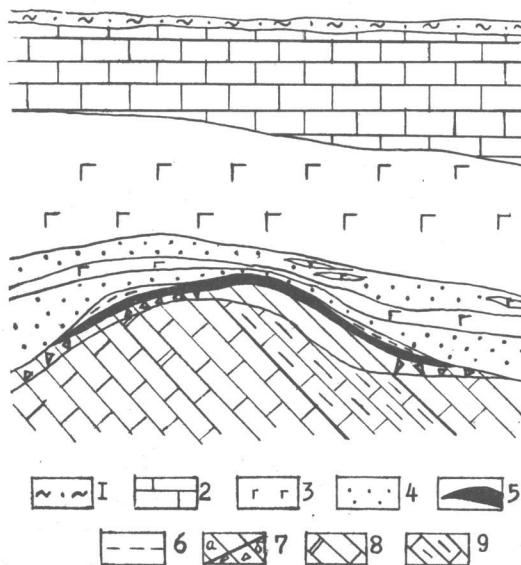


Рис. 4. Схематический геологический разрез залежи контактово-карстового типа. 1 - четвертичные отложения; 2 - отложения карбона; 3-7 - средний и верхний девон: 3 - субинтрузии основного состава, 4 - глины, алевролиты, песчаники нижней терригенной толщи, 5 - бокситы, 6 - надрудные аллиты, 7 - подрудные глины: а - элювиальные, б - переотложенные; 8, 9 - рифей: 8 - доломиты, 9 - известково-хлорит-серицитовые сланцы и мергели

Бокситы образуют пласто- и линзообразные тела, иногда с выпуклой поверхностью, средней мощностью 5,4 м, порой до 15-20 м. Породы, подстилающие бокситовую толщу, представлены известково-хлорит-серицитовыми сланцами с характерными порфиробластами доломита, кальцита, линзочками известняка. Они сланцеваты, участками тонкоплойчаты, с трещинами кливажа, чередуются с мергелями, их  $K_f$  равен  $10^{-5}$  см/с /12/. Закарстованные известняки и доломиты, контактирующие с ними, имеют  $K_f = 10^{-2}$  см/с. На карбонатно-терригенных породах залегают мощные (до 50 м) элювиальные выщелоченные подрудные глины со сланцеватой и плойчатой структурой исходных серицитовых пород с примесью каолинита, а вверху - бемита. Элювий пространственно сближен с обломочными карстовыми отложениями того же состава, развитыми на известняках и доломитах, и представляет с ними единый покров. Выше по разрезу следуют аллиты и бокситы, характеризующиеся обломочной структурой и сильной железистостью, которая часто вуалирует истинную структуру пород. Качество бокситов, приуроченных к карстовым понижениям в карбонатах, высокое, а при переходе залежей на алюмосиликатный фундамент возрастает роль каолинита в бокситах и снижается их качество. Среднее содержание породообразующих окислов в залежи (в весовых %):  $Al_2O_3$  - 48,3;  $SiO_2$  - 10,63. Минеральный состав бокситов: каолинит-гематит-бемитовый. Структура - пелитовая и тонкодисперсная. Источником глинозема для этих бокситов были элювиальные подрудные глинистые продукты, постоянно переотлагающиеся в формирующиеся одновременно с их выветриванием карстовые депрессии. Степень выветривания элювиальных глинистых пород со свободным глиноземом по мергелям отвечала незавершенной первой стадии латеритного процесса, который еще не сформировал промышленные залежи /5/. Механизм образования бокситов на существенно карбонатном субстрате описан выше (первый тип залежей).

Верхние части залежей всех типов несут в себе следы вторичных изменений и часто несогласно перекрыты маломощными типично осадочными бокситами обломочной структуры с ритмичной слоистостью, окатанностью и сортировкой зерен.

Выводы. Бокситовые залежи приурочены только к алюмосиликатно-карбонатным породам. В пределах тектонически ослабленных зон рифейских структур залежи бокситов могут быть встречены в крыльях и периклинальном замыкании антиклиналей высокого порядка, ядрах и изоклинальном замыкании синклиналей. Наиболее выдержаные

по площади, мощности и качеству бокситовые залежи неглубокого карста следует искать в карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях при слабонаклонном залегании существенно карбонатных слоев фундамента. Наклонное залегание неоднородных часто чередующихся слоев фундамента ограничивает процессы карстования и выветривания по площади, но создает благоприятные условия для их развития на глубину по контактам разнородных сред, что создает сложную морфологию залежей линейно-контактового типа. Среди залежей контакто-карстового типа промышленный интерес могут представлять залежи, частично или полностью переходящие с алюмосиликатных пород на карбонатные. При бокситизации остаточных и привнесенных пород первостепенное значение имеют петрофизические свойства этих отложений и пород фундамента, их щелочной резерв и фильтрационные свойства. На основе физико-химической модели латеритного бокситообразования /5/ можно объяснить неудачи поисков на Среднем Тимане элювиальных бокситовых месторождений на алюмосиликатных и карбонатных породах с  $K_f \geq 10^{-4}$  см/с, для бокситизации которых требуется больше времени. Свообразие формирования залежей бокситов на алюмосиликатно-карбонатном фундаменте заключается в протекании нескольких процессов: карстования, седиментации и выветривания (бокситизации), с некоторым опережением первого, определяющего морфологический тип залежи. Указанные процессы отражены в текстурно-структурных особенностях, условиях залегания, качестве и запасах бокситов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бардоши Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 445 с.
2. Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с.
3. Демина В.Н., Лебедев В.А., Яцкевич Б.А. Закономерности формирования и размещения бокситов Щугорского месторождения на Среднем Тимане // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. I. С. 165-177.
4. Демина В.Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана. М.: Наука, 1978. 129 с.
5. Жуков В.В., Богатырев Б.А., Демина В.Н., Матвеева Л.А. Физико-химические условия и динамика формирования месторождений бокситов в латеритном процессе // Геология руд. месторождений, 1983. № 2. С. 67-82.
6. Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М.: III4

Наука, 1978. 245 с.

7. Лихачев В.В., Швецова И.В., Беляев В.В. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане // Тр. Ин-та геологии. Коми фил. АН СССР, Сыктывкар, 1981. Вып. 34. С. 83-93.
8. Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. 315 с.
9. Сколовский А.М., Косоруков В.Л., Мусатов И.Б., Шумов О.В. Фациальные обстановки и палеогеография среднедевонской эпохи бокситонакопления на Среднем Тимане // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 3. С. 42-61.
10. Чухров Ф.В. О генетическом соотношении карстовых бокситов и хемогенного элювия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 5-18.
11. Шумов О.В., Воропаева Н.П. Особенности морфологии рудных тел различных генетических типов бокситов на месторождениях Среднего Тимана // Новые данные по геологии бокситов. М., ВИМС, 1983. С. 59-67.
12. Яцкевич Б.А. К вопросу о литологическом контроле размещения девонских бокситов Среднего Тимана // Кора выветривания и бокситы. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Алма-Ата, КазИМС, 1981. С. II6.
13. Яцкевич Б.А. Палеогеографические особенности формирования бокситов Ворыквинской группы месторождений Среднего Тимана // Новые данные по геологии бокситов. М., ВИМС, 1978. С. 46-61.
14. Fox C.S. Bauxite and aluminous laterite. L.: The Technical Press Ltd., 1954. 312p.
15. Harrassowitz H. Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung// Fortschr.Geol.Paleont.1926.Bd.4, N14. S.256-566.
16. Wadasz E. Bauxitfoldtan. Budapest: Acad.Kiado, 1951. P.1-127.

ТИПЫ ПРОФИЛЕЙ ДЕВОНСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ  
НА ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ  
СЕВЕРНОГО УРАЛА

Б.А.Богатырев, С.К.Гипп

До недавнего времени возможность нахождения древних кор выветривания в геосинклинальных и складчатых областях считалась маловероятной вследствие их более высокой тектонической активности по сравнению с платформенными. Зрелые островные дуги типа Большых Антилл, Филиппин и Индонезии, на которых известны мощные рудоносные коры выветривания, считались структурами особого рода. Согласно новым тектоническим концепциям островные дуги (вместе с прилегающими окраинными морями и глубоководными желобами) являются современными или молодыми геосинклиналями. В истории их развития на поздних стадиях выделяются этапы тектонической стабильности, благоприятные для формирования кор выветривания. На зрелых островных дугах известны коры выветривания, захороненные под чехлом осадков. Сведения о корах выветривания в древних геосинклиналях крайне ограничены и не всегда надежны. Как правило, продукты выветривания в древних складчатых областях претерпели сильную вторичную переработку, вплоть до стадии метаморфизма.

В связи с этим большой интерес представляет девонская кора выветривания, обнаруженная в бокситорудных районах Северного Урала: Карпинском, Северо-Уральском и Ивдельском. Она распространена в Петропавловской и Турынской структурно-фациальных зонах Тагильского синклиниория, принадлежащего к эвгеосинклинальной зоне герцинид Урала /1, 3, 4/. Выходы коры выветривания на дневную поверхность известны в районе Кальинской сопки, в 1 км к северу от одноименного поселка. Однако в основном разрезы ее изучены по керну буровых скважин. Кора выветривания имеет площадное распространение. Она отчетливо приурочена к выступам вулканических и вулканогенно-осадочных пород сосьвинской свиты верхнего силура среди поля известняков петропавловской свиты нижнего девона (рис. 1, 2). Площадь известняков различна – от первых сотен метров до нескольких квадратных километров.

Специальных работ с анализом возраста кор выветривания Северо-Уральского, Ивдельского и Карпинского бокситорудных районов проведено не было. В связи с тем, что для каждого из них суще-

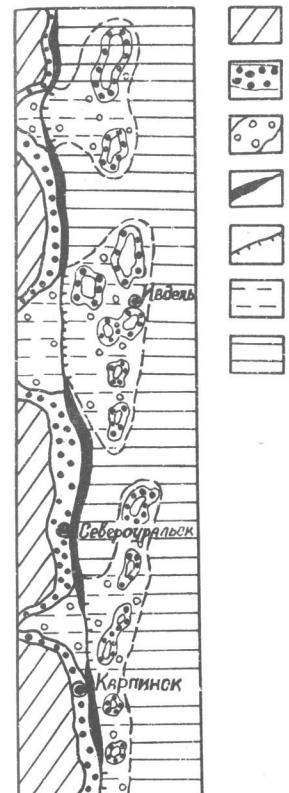


Рис. 1. Палеогеографическая схема территории восточного склона Северного Урала второй половины раннего девона – начала эйфеля. 1 – области распространения коры выветривания; 2 – зона накопления карстовых бокситов; 3 – зона накопления мелководных (лагунных) отложений – песчаников, аллитов, серых и черных питритных бокситов; 4 – приподнятая рифовая платформа с береговым валом; 5 – глубинный разлом, отделяющий континентальную сушу от моря; 6 – лагуна; 7 – области открытого моря

ствуют различные стратиграфические схемы, высказываются и различные мнения относительно возраста коры выветривания и бокситов. В Северо-Уральском и Карпинском районах кора выветривания развита на вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах сосьвинской свиты верхнего силура. Вулканогенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные породы на площади месторождения "Красный Октябрь" в Ивдельском районе, на которых обнаружена кора выветривания, авторы также относят к сосьвинской свите, хотя некоторые геологи считают их более молодыми – эйфельскими. Кора выветривания известна только в тех участках, где сосьвинская свита перекрывается нижне-эйфельскими отложениями. Она отсутствует под нижнедевонскими известняками петропавловской свиты. Самые молодые слои последней содержат фауну кобленецкого яруса. Они известны на юге Карпинско-

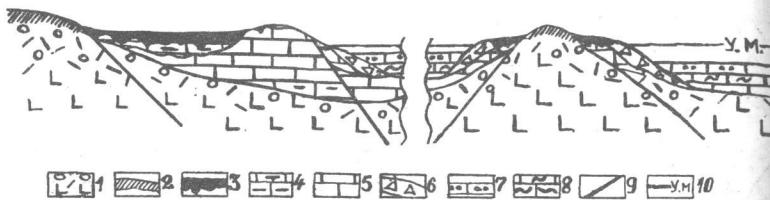


Рис. 2. Схематический поперечный литолого-геоморфологический профиль через бокситорудный район. 1 - вулканогенно-осадочные породы силура; 2 - кора выветривания; 3 - карстовые бокситы; 4 - слоистые лагунные известняки; 5 - органогенные известняки рифовой платформы ( $\Delta_1$ ); 6 - брекчиевидные известняки зариевой фации; 7 - песчаники, алевролиты и аргиллиты; 8 - глинистые известняки; 9 - разломы; 10 - уровень моря (у.м.).

го района, на площади Шайтанского месторождения и в Ивдельском районе. В центральной части бассейна - в Северо-Уральском районе - кобленцкие отложения отсутствуют. Это показывает, что продолжительность континентального перерыва (и выветривания) в разных районах была различной. Наиболее длительной эпохой выветривания была в Северо-Уральском районе - 5-7 млн лет. В Карпинском и Ивдельском районах продолжительность континентального перерыва была значительно меньше.

При изучении продуктов древнего гипергенеза, в том числе и кор выветривания, одни исследователи исходят из того, что условия на земной поверхности в древние эпохи мало отличались от современных, другие предполагают весьма существенные различия, которые должны приводить в каждом случае к формированию различных по составу продуктов. Столь различные точки зрения объясняются несовершенством методов реконструкции палеообстановок. Авторы данной работы, являющиеся сторонниками актуалистической концепции развития Земли, тем не менее считают, что в девоне условия в зоне выветривания несколько отличались от современных. В настоящей статье нет возможности подробно анализировать все факторы, необходимые для формирования кор выветривания, поэтому коснемся лишь главных из них - климатического и ландшафтного.

Высокие среднегодовые температуры девонского периода (27-33°C) на всей евроазиатской территории обосновываются многими исследователями и различными методами - палеонтологическим, геохи-

мическим и прочими. По геомагнитным данным Н.А.Иванова и И.А. Свяжиной /5/, девонские бокситорудные районы Северного Урала располагались в тропической зоне на широте 12°. Сведения о количестве атмосферных осадков в девонском периоде менее надежны. В частности, В.М.Синицын /10/, относя район Урала к аридной климатической зоне, вынужден объяснять образование бокситов их приуроченностью к более влажным морским побережьям.

Подавляющее большинство палеоклиматологов считают, что начиная с силура атмосфера Земли была уже кислородной, при этом содержание углекислоты было на 1-2 порядка выше, чем в современной атмосфере. Так, по мнению Ю.П.Казанского /6/, парциальное давление  $\text{CO}_2$  в силурийской атмосфере составляло 31,8-37,1%, а в среднедевонской - 7,6%. Согласно данным А.Б.Ронова /9/,  $P_{\text{CO}_2}$  в атмосфере раннего палеозоя составляло 0,3-0,5%. Ю.П.Казанский считает, что в девоне атмосфера была углекисло-кислородно-азотной, палеодавления достигали 2,5-3 атм /6/. Однако даже такие различия не могли существенным образом влиять на гипергенное минералообразование. Термодинамические условия в зоне гипергенеза в девонскую эпоху были принципиально такими же, как и в современную, т.е. в девонских корах выветривания должны были формироваться в основном те же гипергенные минералы, что и сейчас: гибсит, каолинит, галлуазит, монтмориллонит, а не корунд или диаспор, диккит или накрит. Различия в условиях формирования древних кор выветривания состояли главным образом в том, что до силура растительность на суше полностью отсутствовала. Следовательно, не было и почв, генерирующих органические кислоты и подкисляющих просачивающиеся через них атмосферные осадки, т.е. на породы воздействовали менее кислые воды. Возможно, просачивающиеся в горные породы воды были нейтральными, так как карстование известняков происходило весьма интенсивно. Об этом свидетельствует отсутствие следов перемещения больших масс алюминия в растворенном состоянии, в частности крупных конкреций минералов глинозема, прожилков и т.п.

Важной особенностью гипергенных процессов в ранне-среднедевонскую эпоху, влияющей на сохранность кор выветривания, являются относительно слабые денудационные процессы и почти полное отсутствие эрозии. Грубообломочные отложения - продукты размыва кор выветривания - встречаются лишь эпизодически и имеют небольшую мощность. Палеоландшафтные обстановки девонской эпохи на восточном склоне Северного Урала реконструированы пока недостаточно на-

денно. Одни исследователи предполагают здесь пенепленизированную сушу /2/, другие /7/ - холмисто-увалистую денудационную поверхность в районе распространения вулканогенных пород и пониженную - аккумулятивную - на известняках. В основном в этом районе, по-видимому, преобладали пологие слаженные формы с абсолютными отметками от первых десятков до 100-200 м и относительными превышениями в первые десятки метров. Например, Ю.С.Каретин /7/, детально изучавший вулканические отложения раннего и среднего палеозоя Урала, пришел к выводу, что территория эта в силуре - раннем девоне представляла собой архипелаг из небольших вулканических островов, не имеющий по своему облику современных аналогов. Мы также считаем, что, вероятнее всего, в раннем девоне на Северном Урале существовала островная суша, может быть, островная дуга, состоящая из цепи невысоких вулканических островов. Среди вулканитов преобладали подводные лавы андезито-базальтового состава с шаровой отдельностью, в меньшей степени - морские вулканогенно-осадочные породы. Крупных вулканов центрального типа на территории изученного района пока не обнаружено.

Выветривание вулканитов связывается с глобальной регрессией конца раннего девона. До недавнего времени на Урале были известны только глинистые (каолинит-монтмориллонитовые) профили выветривания без зоны концентрации минералов глинозема и окислов железа. Субстратом для них служили различные по составу силурийские вулканогенные породы: базальты, андезито-базальты, трахибазальты, туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты. Латеритные (бокситоносные) коры выветривания обнаружены несколько лет назад в Ивдельском районе, на площади Краснооктябрьского месторождения. Материнскими для них являются вулканогенно-карбонатные породы - чрезвычайно благоприятный субстрат для формирования бокситоносной коры выветривания. С латеритным выветриванием связывается также образование залежей красных марких бокситов на поверхностях силур-раннедевонских петропавловских известняков.

На силурийских ультрабазитах под эйфельскими известняками можно ожидать никеленосную кору выветривания.

Глинистый профиль выветривания. Глинистые профили выветривания располагаются на разных современных гипсометрических отметках. В Карпинском районе на Шайтанском и Талицком месторождениях он встречен на глубине 20-40 м, т.е. чуть ниже уровня грунтовых вод. Состав пород коры выветривания (химический и минеральный), физико-механические свойства, со-

нальность и мощность кор выветривания идентичны мезозойско-кайнозойским (триас-юрским и мел-палеогеновым). Здесь весьма возможно наложение молодых кор выветривания на более древние.

В Северо-Уральском районе такая кора выветривания вскрыта вблизи шахты № 12 буровыми скважинами на глубине около 500 м. Материнскими породами являются базальтовые порфиры и их туфы (туфопесчаники, туфоконгломераты). Это крепкие каменистые породы темно- и зеленовато-серого цвета, хлоритизированные и местами кальцитизированные. По химическому составу они близки к щелочным базальтам. Темноцветные минералы представлены оливином и авгитом, плагиоклазом-лабрадором и андезином, калишпат редок; из рудных минералов отмечены титаномагнетит, рутил и апатит.

В профиле выветривания обоих районов по минеральному составу выделены две зоны (снизу вверх): I - монтмориллонит-слюдистая (4 м); 2 - гематит-каолинитовая (3,5 м). Граница между зонами резкая, на протяжении около 1 м она проводится по смене зеленовато-серой окраски на коричневато-бурую.

Монтмориллонит-слюдистая зона сложена зеленовато-серой породой, менее крепкой по сравнению с материнской, тонко кливажированной, рассыпающейся при ударе на остроугольную щебенку. Основная масса породы замещена диоктаэдрическим монтмориллонитом и диоктаэдрической слюдой модификации  $2M_1$ . За счет плагиоклазов развиты тонкочешуйчатая слюда и кальцит. Темноцветные минералы замещены гематитом, местами с монтмориллонитом.

Гематит-каолинитовая зона сложена красновато-бурой аргиллитовидной породой, сохраняющей текстуру и рисунок материнской породы. В отличие от нижней зоны структура материнской породы здесь сохраняется хуже из-за тонко распыленного в ней гематита. По данному рентгеновскому анализа в породе присутствуют слюда, галлуазит и каолинит, а также монтмориллонит-слюдистые смешанослойные минералы. Изменение химического состава пород в разрезе идентично тому, которое наблюдается в более молодых корах выветривания: снизу вверх растет содержание  $Al_2O_3$  (от 14,6 до 20,3%),  $TiO_2$  (от 0,73 до 0,96%),  $Fe_2O_3$  (от 5,18 до 10,67%),  $H_2O^{+}$  (от 2,06 до 6,88%), уменьшается количество  $Na_2O$  (с 2,59 до 0,19%),  $SiO_2$  (с 51,68 до 43,8%) и  $FeO$  (с 3,68 до 1,1%). Объемный вес пород аргиллизированной коры выветривания ( $2,5-3 \text{ г}/\text{см}^3$ ) и неизмененных материнских пород мало различаются между собой. Это связано как с механическим уплотнением пород, так и с появлением в них вторичных

катагенетических минералов, заполняющих трещинки и пустоты: кальцита, хлорита и слюды.

**Латеритный (бокситоносный) профиль выветривания.** Латеритный профиль выветривания обнаружен на территории Краснооктябрьского месторождения Ивдельского района. Кора выветривания вскрыта несколькими буровыми скважинами на глубинах 150–200 м. Она приурочена к выступу вулканогенно-карбонатных пород, условно отнесенных к сосьвинской свите верхнего силура, и перекрыта среднедевонскими известняками (рис. 3).

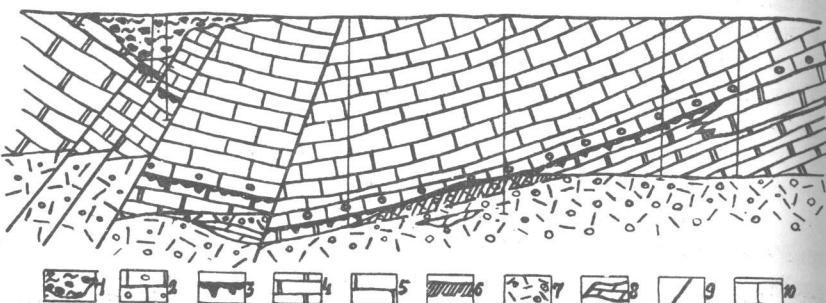


Рис. 3. Геологический разрез через месторождение "Красный Октябрь". 1 – современная карстовая воронка, заполненная бокситовым и глинистым материалом; 2 – эйфельские известняки; 3 – бокситы; 4 – светло-серые известняки петропавловской свиты ( $\Delta_1$ ); 5 – массивный рифогенный известняк; 6 – девонская кора выветривания; 7 – вулканогенно-осадочная толща с прослойями известняков; 8 – туфогенный известняк; 9 – разломы; 10 – буровые скважины

В разрезах коры выветривания по минеральному составу выделены следующие зоны (снизу вверх): 1 – слюдяная (3 м); 2 – гематит-диаспоровая (2,5 м). Как материнская порода, так и продукты коры выветривания претерпели сильную вторичную переработку – хлоритизацию, серицитизацию и карбонатизацию, поэтому выделяемая минеральная зональность не отвечает полностью первичной.

Реликты первичной структуры материнской породы сохраняются в выветрелых породах. Макроскопически они не всегда заметны вследствие вторичного рассланцевания и окрашивания окислами же-

леза. Под микроскопом структура кристаллодиокластического туфа видна очень ясно. Известковый туф базальтового порфирита (или известковый туф) представляет собой крепкую массивную породу темно-зеленого и зеленовато-серого цвета, местами слоистую. В отдельных участках прослои туфов переслаиваются с белыми и светло-розовыми известняками. Мощность прослоев известняков меняется от 2 до 10 см. Вертикальными трещинками кливажа известняк разбит на отдельные блочки типа будин. В известковистых туфах встречаются мшанки, брахиоподы и т.п., что указывает на их накопление в море или лагуне. Свежие вкрапленники темноцветных минералов очень редки. Встречены лишь единичные зерна роговой обманки зеленого цвета с шестиугольными сечениями и характерной спайностью под углом  $56^{\circ}$ . Зерна имеют сильный плеохроизм, высокие цвета интерференции, что более характерно для базальтической роговой обманки. Цементирующая масса породы сильно хлоритизирована.

Химический состав туфов близок к щелочным базальтам, хотя повышенное содержание  $K_2O$  может быть связано с вторичной серицитизацией пород.

**Слюдяная зона.** Породы этой зоны имеют областно-кристаллическую структуру и сложены в основном слюдой, имеющей несколько более низкие по сравнению с серицитом цвета интерференции. Местами в породе заметна и первичная литокристаллокластическая структура туфа. Гематит распределен в породе равномерно, вследствие чего она имеет однородную лилово-бурую окраску. На рентгенограммах образцов из этой зоны кроме гематитовых имеются слабые рефлексы гетита.

По-видимому, первоначально эта зона имела в основном гематит-каолинитовый состав, так как местами можно наблюдать характерные для каолинита вермикулитообразные выделения, замещенные слюдой. Кое-где встречаются также прожилки серицита с хлоритом, секущие как материнскую породу, так и кору выветривания. В цементирующей массе чешуйки слюды ориентированы в одном направлении, что указывает на формирование ее в условиях стресса. Мощность зоны – 1,5–2 м.

**Гематит-диаспоровая зона.** Порода этой зоны крепкая, каменистая, но со следами кливажа и рассланцевания: легко раскалывается на тонкие плиточки со структурой литокристаллокластического туфа. Местами в породе сохраняются реликты губок, мшанок и других органических остатков, из которых

кальцит полностью удален и замещен окислами железа, которые лучше подчеркивают структуру органических остатков.

Окислы алюминия (диаспор) располагаются в связующей массе породы и на месте вкрапленников плагиоклаза. Количество диаспера растет снизу вверх по зоне, достигая в верхней ее части 65%. Гематит располагается в основном равномерно в связующей массе, концентрируясь вдоль трещин и контактов минералов. Количество его в породе достигает 20%. Серицит в этой зоне является самым поздним минералом — он корродирует и замещает диаспор. Среди слюдистой массы наблюдаются "островки" диаспера. В породе имеются прожилки светлой, чуть зеленоватой диоктаэдрической слюды мусковитового типа (политип 2M<sub>T</sub>). В породах верхней зоны коры выветривания рентгеновским анализом обнаружена ранее неизвестная в природных объектах  $\Theta$ -форма глиноzemита, получаемая только искусственным путем при нагревании трехгидрата  $Al_2O_3 \cdot (CaO + K_2O + Na_2O)$  (ее рефлексы 0,546; 0,270 и 0,244 нм).

Изменение химического состава пород в разрезе типично для кор выветривания: снизу вверх по профилю растет содержание (в %)  $Al_2O_3$  (с 15,02 до 58,8),  $TiO_2$  (с 0,52 до 1,55),  $Fe_2O_3$  (с 5,64 до 19,77) и уменьшается количество  $SiO_2$  (с 57,98 до 17,0), FeO (с 3,81 до 1,20),  $MgO$  (с 5,7 до 0,1),  $K_2O$  (с 7,52 до 3,0), CaO (с 15,05 до 0,1),  $MgO$  (с 3,89 до 0,21). Более высокое содержание  $K_2O$  в породах коры выветривания связано с их уплотнением и расланцеванием, появлением прожилков слюды и  $\Theta$ -глиноzemита. Все это свидетельствует о сильном вторичном изменении пород на стадии метаморфизма, соответствующей низкой ступени зеленосланцевой фации. Реконструкция первичного состава пород по методике А.А. Прядовского /8/ подтвердила их принадлежность к корам выветривания (рис. 4).

Таким образом, на территории известных бокситорудных районов восточного склона Северного Урала, принадлежащей к эвгеосинклинальной зоне герцинид, обнаружена девонская кора выветривания. Длительность ее формирования в центральной части района охватывает все кобленецкое время (около 5–7 млн лет) на севере, на юге района гораздо меньше. На вулканических породах сосьвинской свиты верхнего силура сформировался глинистый профиль выветривания с двумя зонами: монтмориллонитовой и гематит-каолинитовой. На вулканогенно-карбонатных породах сформировался латеритный (бокситоносный) профиль, по-видимому, с гиббситовой и монтмориллонито-

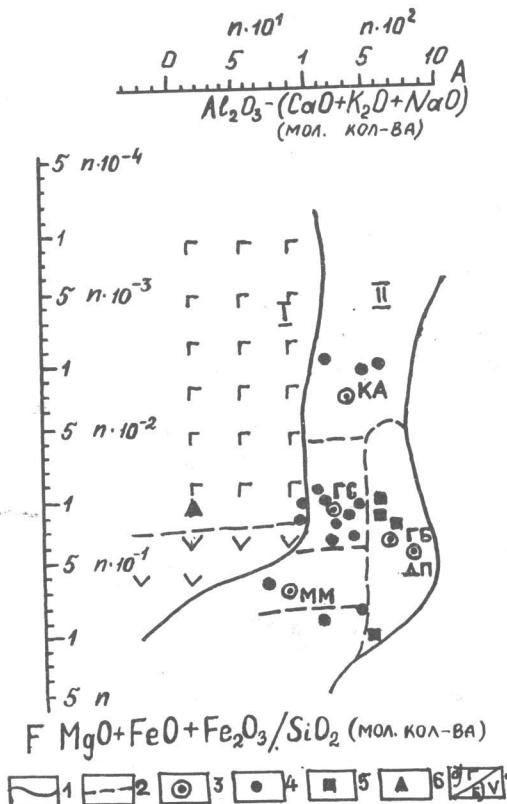


Рис. 4. РА — диаграмма реконструкции первичного состава метаморфизованной девонской коры выветривания Северного Урала. I — границы между зернистыми (I) и пелитовыми (II) породами; 2 — границы между псродами разного состава: 3 — точки средних составов типоморфных минералов: КА — каолинит, ГС — гидрослюдя, ММ — монтмориллонит, ГБ — гиббсит, ДС — диаспор; 4 — точки составов пород из нижних глинистых зон коры выветривания; 5 — точки состава верхних зон коры выветривания (с минералами свободного глиноzemита); 6 — точка среднего состава граувакков и туфов базальтовых порфиритов; 7 — состав зернистых пород; а — граувакки; б — олигомиктовые песчаники и другие породы, образовавшиеся за счет переотложения продуктов глубокого химического выветривания пород основного состава

вой зонами. Продукты глинистого профиля аргиллитизированы, уплотнены на стадии катагенеза. В Ивдельском районе продукты выветривания изменены до фации зеленых сланцев низкой ступени метаморфизма. Тем не менее характер профиля выветривания целиком не затушеван: кроме значительного увеличения содержания  $K_2O$  во всех зонах поведение всех других компонентов идентично наблюдаемому в молодых корах выветривания.

Для девонских профилей выветривания характерны небольшие мощности (первые метры) и отсутствие кирасы. Возможно, это связано с тем, что выветривались слабопористые подводные вулканические образования латеритного профиля с полуторными окислами в верхней зоне объясняется исключительно благоприятным субстратом — с легко разлагающейся карбонатной составляющей. Несмотря на некоторые отличия девонской атмосферы от современной, ее термодинамические параметры не были иными настолько, чтобы можно было предположить принципиально иной характер гипергенного минералообразования. Как и в современных, в девонских корах выветривания наиболее устойчивыми среди минералов глинозема также должен был быть гибсит, а из глинистых минералов — каолинит, галлузит, монтмориллонит, гидрослюд и смешанослойные минералы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богатырев Б.А., Гипп С.К., Ефанова Н.В., Шуб В.С. Девонские коры выветривания восточного склона Северного Урала // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. 18. С. 137–148.
2. Большун Т.А., Федоров Н.В. Условия бокситообразования в Уральской геосинклинали // Сов. геология. 1972. № 2. С. 113–119.
3. Винокуров П.К. Связь бокситов Черемуховского месторождения с корой выветривания // Там же. 1970. № 2. С. 33–49.
4. Гуткин Е.С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недра, 1978. 237 с.
5. Иванов Н.А., Свяжина И.А., Бычков Г.И. Магнетизм североуральских бокситов и их палеомагнитное изучение // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963. С. 363–365.
6. Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 223 с.
7. Каретин Ю.С. Эволюция раннегеосинклинального базальтоидного вулканализма Тагильского прогиба // Вулканические образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 69–87.

8. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия // Апатиты, Кomi фил. АН СССР, 1970. II 5 с.
9. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения и эволюция). М.: Наука, 1980. 79 с.
10. Синицын В.М. Климат латерита и боксита. М.: Недра, 1976. 156 с.

УДК 553.492.1

#### ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ДЕВОНСКИХ БОКСИТОВ СЕВЕРНОГО УРАЛА

С.К.Гипп, Е.В.Ершова

В пределах Северо-Уральского бокситорудного района (СУБР) развиты три бокситоносных горизонта: субровский (в основании нижнего эйфеля), богословский (в основании верхнего эйфеля) и живетский. Промышленным является субровский горизонт. К настоящему времени выделены и подробно описаны основные литологические типы связанных с ним бокситов: красный маркий, красный каменистый немаркий, яшмовидный, пестроцветный (серый) /3, 6, 13/. Об условиях их образования высказывались различные мнения. Так, А.В.Пейзе /18/ полагал, что геосинклинальные бокситы Северного Урала образовались в морских условиях в результате подводной гидротермальной деятельности. А.Д.Архангельский /1/ считал их прибрежно-морскими образованиями, возникшими в результате переотложения химически растворенных продуктов выветривания. Г.И.Бушинский /6/ серые бокситы относил к морским, а красные — к пресноводным озерным осадкам. Д.Н.Дементьев и Ю.М.Родченко /14/ все бокситы Северного Урала считали прибрежно-морскими или лагунными образованиями. Е.С.Гуткин /13/ верхнюю часть рудного тела (серые бокситы) относит к прибрежно-морской фации, а нижнюю (красные бокситы) — к континентальным образованиям. При этом красные марки бокситы, по его данным, являются механическими осадками с незначительной (5–10%) примесью хемогенного материала, а красные каменистые — осадками с заметной (15–20%) долей хемогенного материала. Большую роль в образовании яшмовидных бокситов Е.С. Гуткин отводит вторичным процессам.

Б.А.Богатырев /3/ считает, что основные разновидности бокситов субровского горизонта возникли под действием вторичных процессов. По его мнению, красные немаркие и яшмовидные бокситы

образовались в период катагенеза из первичных гибсит-бемитовых бокситов. Пестроцветные бокситы и бокситы-колчеданы он считает вторично обесцвеченными.

Авторы данной публикации на основании подробного изучения основных литологических разновидностей бокситов СУБРА пришли к выводу об их первичной природе и выделили среди них следующие литолого-фациальные типы: 1) элювиально-делювиальный, представленный красными маркими диаспоровыми бокситами, которые по структурно-текстурным особенностям и формационному положению авторы считают первичными; 2) делювиально-пролювиальный, представленный красными каменистыми bemit-диаспоровыми бокситами, которые образовались при переотложении бокситов первого типа; 3) озерный, которому соответствуют яшмовидные разности; он отличается от первых двух тонкой гранулометрией и bemитовым составом; 4) лагунный, к которому отнесены серые пиритизированные обломочные бокситы bemit-диаспорового состава, постепенно сменяющиеся сланцами и известняками кровли; 5) прибрежно-морской, представленный обломочными серыми и красными бокситовыми породами, содержащими значительную примесь органогенного известнякового дегрита.

Долгое время геологи, занимавшиеся изучением бокситов Северного Урала, источником бокситового материала считали латеритную кору выветривания, развитую на алюмосиликатных породах к западу от СУБРА /5, 6, 9, 10, 15/. Однако в последние годы появились данные о том, что эта кора выветривания имеет гематит-каолинитовый состав и что она древнее бокситов. Найденные на территории Ивдельского района коры выветривания латеритного характера /4, II/ имеют ограниченное распространение и не могли служить основным источником бокситового вещества.

В девонский период растительность еще только начинала расселяться на континентах, почвенный покров почти отсутствовал, поэтому грунтовые воды были чрезвычайно слабо развиты /17/. Вследствие этого на алюмосиликатных породах возникали лишь маломощные коры выветривания глинистого типа. Остатки этих кор мы встречаем в западной части Новокалынинского месторождения под амфиболовыми известняками, в Карпинском районе и некоторых других местах.

Из области развития глинистой коры выветривания на поверхность рифогенных известняков мог поставляться только глинистый материал, который откладывался в виде делювиальных шлейфов. Этот материал имел рыхлую консистенцию и поэтому легко промывался ат-

мосферными водами. В результате происходило разложение алюмосиликатов и вынос щелочей и кремния. Возникали остаточные (элювиальные) латеритные продукты, которые частично перемещались по склонам неровностей рельефа. Такие остаточные и в малой степени перемещенные бокситы мы отнесли к элювиально-делювиальной фации. Элювиальное их происхождение объясняет характерную для них высокую пористость, а процесс незначительного перемещения нашел свое отражение в обломочных структурах. Таким образом, элювиально-делювиальные бокситы включают в себя не только собственно элювий, но содержат и частично перемещенный делювиальный бокситовый материал.

В результате последующего переотложения элювиально-делювиальных бокситов временными потоками и накопления их на склонах возвышенностей, а также в депрессионных зонах рельефа, карстовых воронках и во временных озерных водоемах формировались бокситы делювиально-пролювиальной и озерной фаций. Описанные выше фациальные типы бокситов СУБРА являются субаэральными образованиями.

В лагунах и постоянных озерах, где накапливалось много органического материала, при переотложении субаэральных бокситов возникали серые и черные бокситы лагунной и озерной фаций. К ним относятся бокситы некоторых месторождений Ивдельской группы, многие бокситы Карпинского района, верхний "пестроцветный" бокситовый горизонт СУБРА. Частичное переотложение бокситового материала в шельфовой части моря приводило к образованию прибрежно-морского фациального типа бокситовых пород, содержащих многочисленные обломки раковин.

Бокситы названных литолого-фациальных типов различаются по своим текстурно-структурным, гранулометрическим, минералогическим и геохимическим особенностям.

Элювиально-делювиальные бокситы имеют красный цвет. Это землистые, слабо сцементированные, часто рыхлые разности гематит-диаспорового состава, обладающие значительной пористостью — 24,06–36,19% /3, 10/. Для них характерны реликтовые обломочные структуры, обломки и цемент обычно сложены диаспором. Обломки при этом сильнее окрашены гематитом по сравнению с цементирующей массой. Отдельные разности элювиально-делювиальных бокситов содержат бобовины и их обломки, присутствие которых можно объяснить неоднократным переотложением бокситового материала, который

затем вновь подвергался процессам бокситизации.

Делювиально-пролювиальные бокситы красно-бурые, крепко сцепленные, имеют шероховатый излом вследствие выступания бобовин на поверхности раскола. Эти бокситы обладают значительно меньшей, по сравнению с элювиально-делювиальными, пористостью, которая колеблется от 6 до 12%. Им свойственно бобово-обломочное строение и диаспор-гематитовый состав с примесью шамозита и бемита. Бобовины сложены диаспором, реже бемитом. Встречаются бобовины смешанного состава: в бемитовой массе видны отдельные кристаллы диаспера. Наблюдаются сложные бобовины, состоящие из нескольких бобовин, окруженных одной оболочкой. Цементирующая масса обычно гематит-диаспоровая, местами с новообразованиями шамозита. Во многих местах наблюдается растрескивание основной массы боксита. Трешины обычно заполнены диаспором, иногда в ассоциации с кальцитом или шамозитом. Бокситы содержат незначительную примесь пирита. Делювиально-пролювиальные бокситы обладают ритмичной слоистостью за счет гранулометрической дифференциации обломочного материала. Среди них выделяются гравелитовые, псамmitовые и пелитовые разности, встречаются конгломераты.

К озерной фации нами отнесены яшмовидные бокситы, обладающие тонкой зернистостью и бемитовым и каолинит-бемитовым составом. В результате присущей им тонкой слоистости эти бокситы распадаются на плитки, за что их часто называют "плитняковым бокситом". Тонкая слоистость проявляется в этих бокситах при обесцвечивании /5, 6/. По данным Г.И.Бушинского, после обесцвечивания яшмовидных бокситов становится отчетливо видным тонкое слоистое строение. Иногда наблюдается ритмичность и сортировка материала. Основная масса в них интенсивно прокрашена гематитом. Местами наблюдается колломорфное и оолитовое строение бокситов. В последнем случае гематит в бемитовой массе образует концентрические скопления. Встречаются обломки гематитового состава и бемитовые бобовины. Гематит в описываемом литолого-фациальном типе боксита иногда образует прослойки, которые растрескиваются.

Бокситы лагунной фации имеют серые, темно-серые до черных, зеленовато-серые цвета, обусловленные присутствием шамозита и углерода органического вещества. Они имеют бобово-обломочное строение и обладают ясно выраженной слоистостью. Иногда встречаются небобовые яшмовидные разности тонкозернистого бемитового или диаспорового серого боксита, имеющего полосчато-слоистое

строение.

Бобовины в бокситах лагунной фации можно разделить на два типа. Часть бобовин похожа на окатанные зерна, не имеющие зонального строения. Для другой части бобовин характерно зональное строение — они окружены светлыми или темными каймами, в их центре иногда присутствует растрескавшееся ядро. Встречаются обломки бобового боксита. Бобовины в лагунных бокситах сложены как бемитом, так и диаспором. Это свидетельствует о смешении бокситового материала разного состава.

В лагунных бокситах часто присутствуют скелетные остатки организмов: кораллов, брахиопод, пелеципод, остракод, а также остатки псилофитов и известковых водорослей. Иногда лагунные бокситы переслаиваются с органогенными известняками и углистыми сланцами. Содержание углерода органического вещества в лагунных бокситах Северного Урала составляет в среднем 2,86%, в отдельных случаях до 11–16% от массы боксита. На границе красных и серых бокситов наблюдается размыт, в результате чего серый боксит содержит обломки красного, которые постепенно исчезают вверх по разрезу. Иногда на этой границе наблюдается зона вторично измененных разностей.

Бокситовые породы прибрежно-морской фации обычно переполнены ракушками, они имеют обломочное строение и шамозит-бемитовый состав.

Гранулометрический анализ основных фациальных разновидностей бокситов субровского горизонта по методике, разработанной В.П.Батуриным /16/ для песчано-глинистых пород в шлифах, выявил все переходные разности от гравийно-псаммитовых до пелитовых (табл. I). Анализ таблицы позволяет выделить некоторые характерные особенности бокситов основных литолого-фациальных типов.

1. В бокситах отсутствуют чистые монофракционные разности.
2. В их составе незначительна роль алевритовой фракции; содержание крупного и среднего алеврита в сумме достигает 7%.

Для элювиально-делювиальных бокситов характерна слабая сортированность материала, их разрез обычно отличается однородностью. В них преобладает глинистая фракция, содержание которой составляет 50%.

Для делювиально-пролювиальных и лагунных бокситов, в отличие от элювиально-делювиальных, свойственна дифференциация материала по слоям (рис. I). Наблюдается обособление слоев песчано-

Таблица I

Гранулометрический состав бокситов (%)

Тип боксита	Фракции, мм					
	2,5-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,025	0,025
псе-	псаммит		алеврит		мелкий	
фит	круп-	средний	мелкий	крупный и	алеврит	
(Г)	ный			средний	и пеллит	
	(Д)	(Е)	(И)	(З)	(И)	

Элювиально-де-	17	18	II	3,2	0,8	50
Делювиально-про-	24	22	I5,8	6,2	3,0	30
Озерный	-	-	-	3	7,0	90

гравийной и глинистой размерности, причем в ряду от делювиально-проливиальных к лагунным бокситам степень дифференциации обломочного материала увеличивается. Наиболее типичным для осадочных бокситов является ритмичное чередование в разрезе прослоев различного гранулометрического состава. Каждый ритм начинается относительно грубообломочной пачкой, представленной гравийно-псаммитовыми и псаммитовыми бокситами. В основании этой пачки во многих случаях устанавливаются следы размыва в виде мелкой гальки и обломков подстилающих пород. Ритм венчается более тонкозернистыми (псаммо-пелитовыми и алевро-пелитовыми) разностями. В восточных разрезах, в пределах депрессионных зон палеорельефа, выделяется до 5-7 ритмов мощностью до 5-9 м каждый. В западных районах месторождений, в пределах положительных структур, количество и мощность ритмов резко падает. Здесь наблюдается всего 2-3 ритма мощностью от 0,2-0,3 м до 2-3 м.

Для серых лагунных бокситов характерна более четкая и тонкая слоистость. Мощность слоев у них колеблется от первых миллиметров до 1 см.

Бокситы озерного происхождения отличаются тонким гранулометрическим составом. Они на 90% сложены мелкоалевритовыми и пелитовыми частицами. Им присуща тонкая слоистость, иногда видна тонкая ритмичность и сортировка материала.

Для основных литолого-фациальных разновидностей бокситов

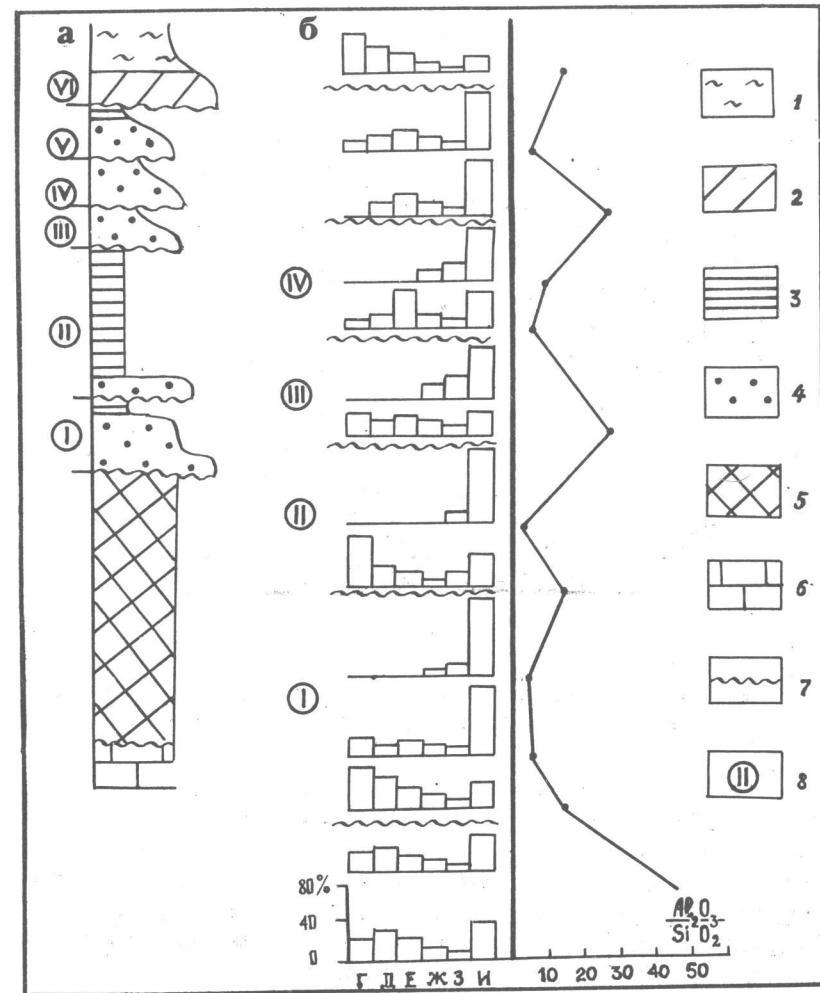


Рис. I. Ритмограмма (а) и гистограммы (б) гранулометрического состава и изменение качества бокситов по разрезу рудного пласта Черемуховского месторождения (скв. 5860). 1 - карбонатно-глинистые сланцы кровли рудного тела; 2-5 - литолого-фациальные типы бокситов: 2 - лагунный, 3 - озерный, 4 - делювиально-проливиальный, 5 - элювиально-делювиальный; 6 - известняки почвы рудного тела; 7 - границы ритмов; 8 - номера ритмов; Г-И - группы фракций (см. табл. I)

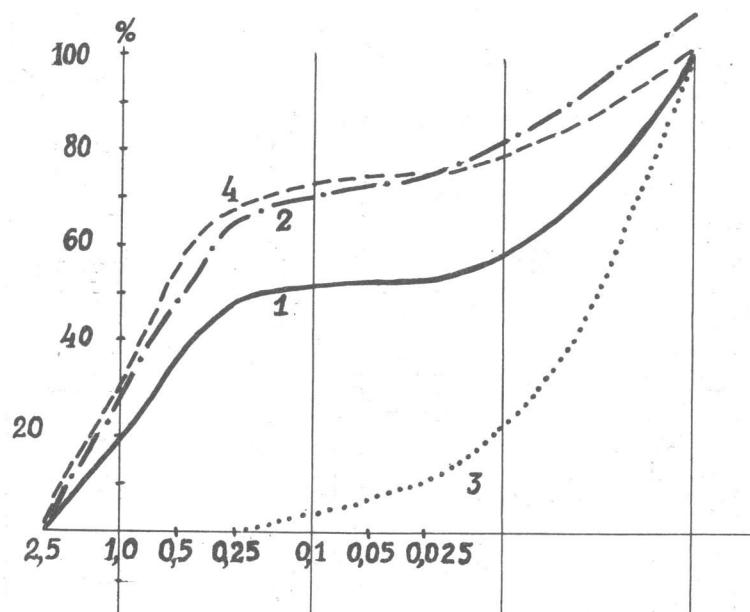


Рис. 2. Кумулятивные кривые основных литолого-фациальных типов бокситов. I - элювиально-делювиальный, 2 - делювиально-пролювиальный, 3 - озерный, 4 - лагунный

были построены кумулятивные кривые (рис. 2), на которых четко видно, что бокситы делювиально-пролювиальные и лагунные сходны по своему гранулометрическому составу, в них преобладают зерна псефитовой и псаммитовой размерности. Озерные бокситы обогащены пелитовым материалом. Кривая элювиально-делювиальных бокситов занимает промежуточное положение. Минеральный состав и качество элювиально-делювиальных бокситов не зависят от их гранулометрического состава. Они состоят на 60–80% из диаспора и на 15–20% из гематита. В качестве примеси в них может содержаться до 10% шамозита в верхних частях разреза и 5–10% кальцита. Колебание содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в различных гранулометрических типах бокситов очень незначительно (табл. 2). Их кремневый модуль равен в среднем 30. Иногда для элювиально-делювиальных бокситов удается установить вертикальную геохимическую зональность, выраженную в увеличении вверх по разрезу количества окиси алюми-

ния и железа и уменьшении содержания окиси кремния.

Делювиально-пролювиальные бокситы более разнообразны по минеральному составу и качеству, которое, несомненно, связано с гранулометрическими особенностями пород. Гравийно-псаммитовые разности являются гематит-диаспоровыми рудами. Они содержат от 35 до 70% диаспора, 15–30% гематита, значительную роль в них играет шамозит – 15–30%. Из второстепенных минералов встречаются кальцит, сидерит, пирит.

Существенно пелитовые разности (озерные бокситы) имеют шамозит-бемитовый или каолинит-бемитовый состав. Они содержат до 10–15% гематита и до 10% диаспора. По мере увеличения в осадочных бокситах глинистой составляющей возрастает содержание окиси кремния, а содержание окиси алюминия уменьшается, что приводит к ухудшению качества бокситов (табл. 2).

Таблица 2  
Содержание глинозема и кремнезема в бокситах различных типов, %

Тип боксита	Гранулометрические разности	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	среднестатистические значения
Элювиально-делювиальный	Гравийно-псаммитовые, псаммитовые	I,87	56,43	30,0	
	Псаммито-пелитовые, алевро-пелитовые	2,28	60,3	30,2	
Делювиально-пролювиальный	Гравийно-псаммитовые	3,82	53,22	18,3	
	Пелито-псаммитовые, псаммито-пелитовые	5,43	52,82	II,6	
Озерный	Алевро-пелитовые, пелитовые	12,99	46,92	4,1	
Лагунный	Гравийно-псаммитовые	7,54	51,08	8,5	

Распределение фациальных типов бокситов контролируется палеорельефом субровского рифа, в котором формировались бокситы /2/, проявлением внутриформационных перерывов, а также удаленностю

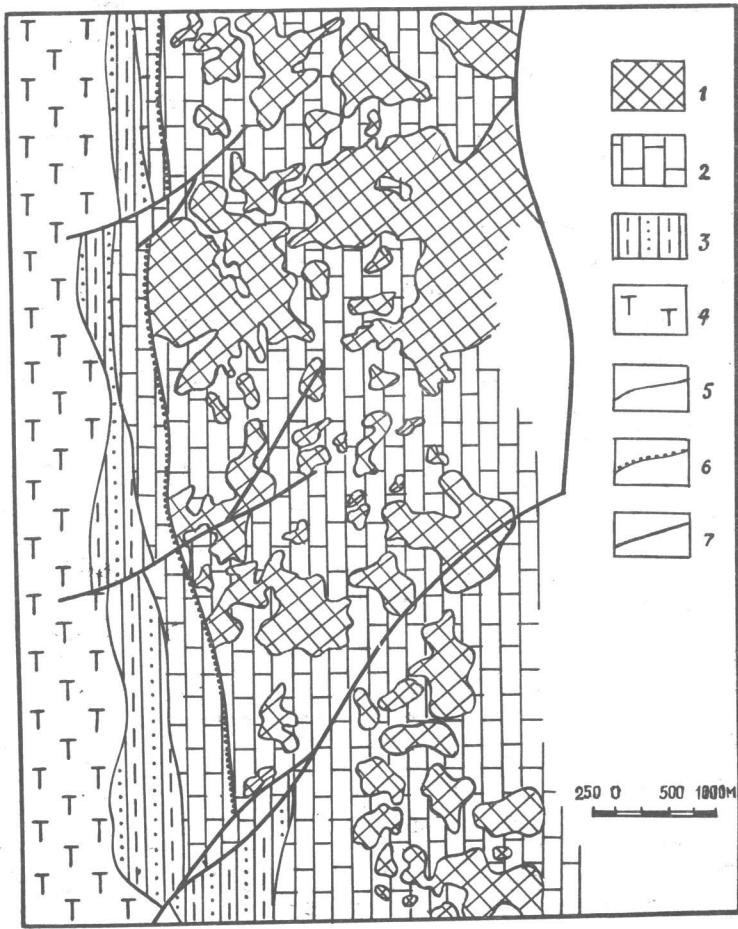


Рис. 3. Карта распространения элювиально-делювиальных бокситов на Черемуховском месторождении. 1 - боксит элювиально-делювиальный; 2 - светло-серые рифогенные известняки  $S_2^2$ -Д<sub>1</sub>; 3 - конгломераты, песчаники  $S_2^2$ ; 4 - порфиры андезит-базальтового состава  $S_2^2$ ; 5 - геологические и фациальные границы; 6 - выход бокситового пласта на поверхность; 7 - разломы

тью области накопления бокситов от терригенно-вулканогенных пород сосьвинской свиты, являвшихся источником аллюсиликатного материала.

Элювиально-делювиальные бокситы образуют крупные и мелкие изолированные плащеобразные залежи с округлыми или, чаще, сильноизвилистными очертаниями (рис. 3). Размер залежей колеблется от 25x50 до 150x200 м. Залежи приурочены чаще к верхнему ярусу рельефа и к депрессионным зонам. Минимальное развитие элювиально-делювиальных бокситов отмечается в пределах средних уровней древнего рельефа. Здесь горизонт представлен мелкими изометрическими в плане телами небольшой мощности. Минимальное распространение этого типа бокситов на расчлененной поверхности среднего яруса определяется процессами более интенсивного размыва и переотложения бокситового материала в депрессионные зоны. Здесь боксит сохраняется в неглубоких замкнутых котловинах и карстовых воронках. Рудные тела элювиально-делювиальных бокситов тяготеют к осевым и склоновым частям карстово-эрзационных депрессионных участков палеорельефа (рис. 4).

Процессы переотложения материала привели к тому, что бокситы делювиально-пролювиального типа тяготеют к средним и низким уровням палеорельефа, в меньшей степени они распространены в верхнем ярусе. В западных частях бокситоносной полосы делювиально-пролювиальные бокситы залегают в виде изолированных пятен неправильной формы и в виде узких извилистых "заливов", которые на востоке сливаются в один непрерывный пласт значительной мощности (рис. 5).

Бокситы озерного типа, к которому относятся тонкозернистые яшмовидные разности, встречаются спорадически на всех поверхностях палеорельефа в виде линз сравнительно небольших размеров. В общем плане они приурочены к понижениям палеорельефа или его пологим склонам, располагаясь над незначительными местными выступами микрорельефа этого пониженного участка. А.К.Гладковский и Е.С.Гуткин /12/ выделили среди яшмовидных бокситов два типа. Первый образует горизонтальные линзы в рудном теле. Он связывался этими авторами с фациальными изменениями бокситов. Яшмовидные бокситы второго типа образуют вертикальные и крутонаклонные контакты с бокситами, относящимися к другим разностям. Такие взаимоотношения наблюдаются при изучении закономерностей распространения яшмовидных бокситов в забоях шахт. На этом основании Е.С.Гуткин /13/ позднее пришел к выводу

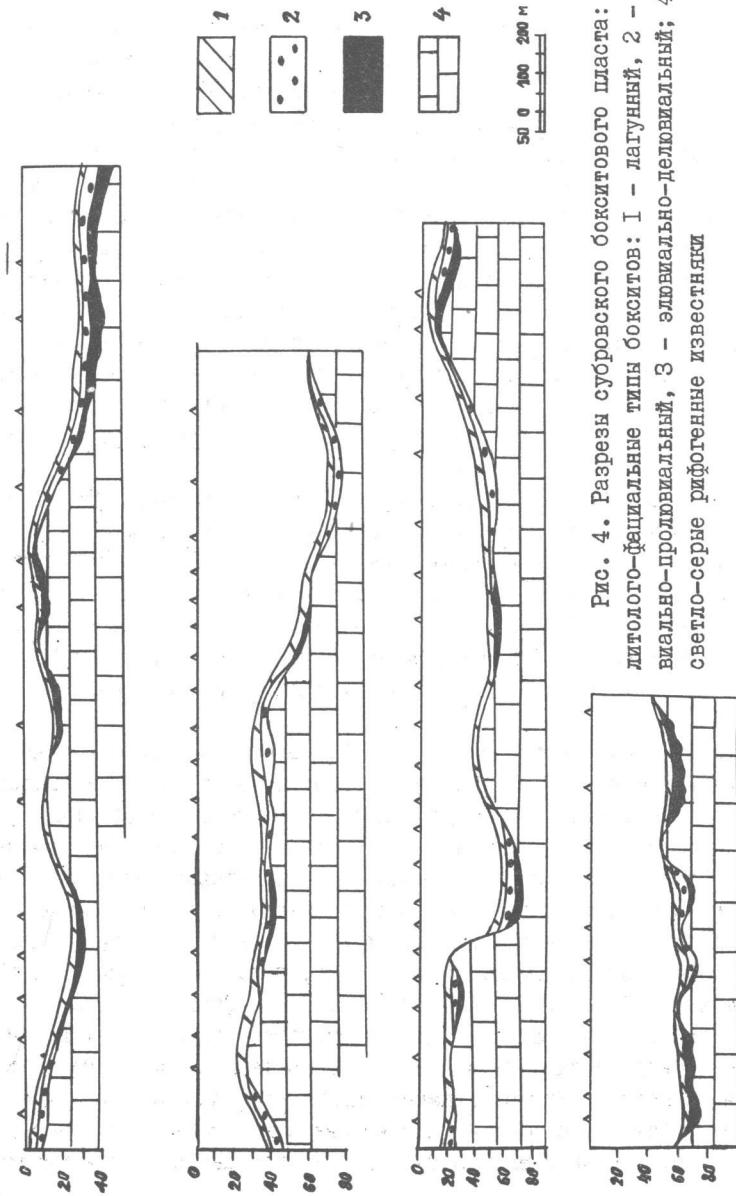


Рис. 4. Разрезы субровского бокситового пласта: 1-3 - литолого-фациальные типы бокситов: 1 - лагунный, 2 - дельвально-пролювиальный, 3 - эллювиально-дельвимальный; 4 - светло-серые рифогенные известняки

об эпигенетическом происхождении всех яшмовидных бокситов. По нашему мнению, одними эпигенетическими преобразованиями трудно объяснить многие, присущие только им, характерные особенности яшмовидных бокситов: алевро-пелитовый и пелитовый гранулометрический состав, тонкую слоистость. Авторы считают, что эти особенности яшмовидных бокситов имеют первичный характер и что они обусловлены их озерным происхождением.

Дельвильно-пролювиальные и озерные бокситы формируют единый пласт, отмечаемая в нем грубая ритмичная слоистость является результатом многостадийности и частой смены фациальных условий накопления бокситового материала.

Серые лагунные бокситы залегают в виде пласта на бокситах других литофацальных типов, в местах их отсутствия - непосредственно на подстилающих известняках.

На различные условия образования литогенетических типов бокситов субровского горизонта указывают и их геохимические особенности, которые хорошо прослеживаются по характеру поведения титана (табл. 3). Титан содержится в бокситах в количествах, превышающих в 2,64-2,95 раза кларк этого элемента в земной коре /8/. Титановый модуль, представляющий отношение содержаний титана и алюминия, близок в различных типах бокситов и равен в среднем 0,044. Можно предположить, что он унаследовал от материнских пород, поскольку модуль материнских пород равен 0,049. Однако коэффициент корреляции титана с алюминием значительно меняется по типам бокситов. Так, для эллювиально-дельвимальных бокситов он имеет отрицательный знак и равен 0,16. В красном каменистом боксите он становится положительным и увеличивается до 0,59. В яшмовидном и пестроцветном бокситах он еще выше - 0,75 и 0,81 соответственно. Это связано с тем, что при выветривании титан накапливается совместно с трехвалентным железом, о чем свидетельствует их положительная корреляция. В осадочном процессе титан, вследствие близости его геохимических свойств с алюминием, накапливается вместе с ним. Коэффициент корреляции этих элементов приобретает положительный знак, а его значение увеличивается соответственно степени участия описанных химических процессов в образовании того или иного типа бокситов. Корреляция титана с трехвалентным железом в осадочных бокситах имеет отрицательное значение.

Указанные особенности поведения титана в процессе бокситообразования отмечал И. Валетон /7/: "В карстовых... бокситах титан

Таблица 3

Некоторые геохимические характеристики бокситов  
субровского горизонта

Литолого-фа-	Содержание, %	Корреляция	Коэффици-	
циальный тип	: Si : Ti : Al : Fe	: Ti / Al	: Ti и Fe и : Al : Al	ент накоп- ления Ti
Элювиально- делиювиальный	0,92 1,33 30,34 15,81	0,044 -0,16	0,25	2,95
Делиювиально- пролювиальный	2,79 1,27 28,48 14,43	0,045 0,59	-0,33	2,82
Озерный	2,57 1,23 28,78 13,60	0,043 0,75	-0,14	2,73
Лагунный	3,46 1,19 26,79 8,69	0,044 0,81	-0,23	2,64

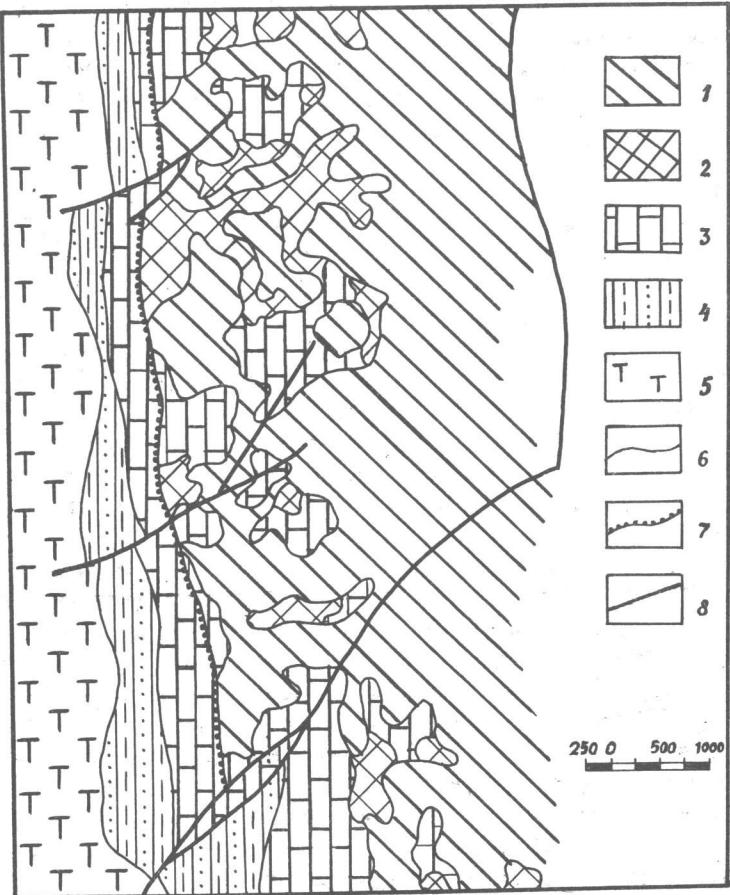


Рис. 5. Карта распространения делювиально-пролювиальных бокситов на Черемуховском месторождении: 1-2 - литолого-фа-циальные типы бокситов: 1 - делювиально-пролювиальный с линзами озерного, 2 - элювиально-делювиальный; 3 - светло-серые рифогенные известняки  $S_2^2$ -II; 4 - конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и темно-серые известняки  $S_2^2$ ; 5 - порфириты андезит-базальтового состава  $S_2^2$ ; 6 - геологические и фациальные грани-цы; 7 - выход бокситового пласта на поверхность; 8 - разломы

накапливается преимущественно параллельно с алюминием, хотя местами он тяготеет к участкам, обогащенным железом. Обломочные бокситы и материнские породы имеют близкие отношения  $Ti/Al$ , однако более четкая корреляция между  $Al$  и  $Ti$  отмечается в тех карстовых бокситах, в которых неоднократно происходили процессы растворения и осаждения минералов в нескольких стадиях диагенеза".

Таким образом, описанные выше структурно-текстурные особенности, некоторые геохимические черты девонских бокситов, а также характер их распространения на площади рифового массива подтверждают различную фациальную принадлежность основных литологических типов бокситов. Кроме того, важно подчеркнуть различную генетическую природу элювиально-делювиальных (красных марких) бокситов и остальных их разностей. Первые сформировались "на месте" в результате выветривания алюмоシリкатного материала, образующегося при разрушении вулканогенных пород суши и сносившегося в виде делювиальных шлейфов на карбонатные породы. Все остальные литотипы представляют собой единый фациальный ряд осадочных образований - от континентальных делювиально-пролювиальных до прибрежно-морских типов бокситов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- I. Архангельский А.Д. Типы бокситов СССР и их генезис // Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 365-508.

2. Беэр М.А., Бурлаков А.А. и др. Закономерности размещения девонских бокситов в пределах Петропавловского рифового комплекса (Северный Урал) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 1. С. 155-159.
3. Богатырев Б.А. Вторичные изменения бокситов эвгеосинклинальных областей // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980. С. 265-315.
4. Богатырев Б.А., Гипп С.К., Ефанова Н.В., Шуб В.С. Девонские коры выветривания восточного склона Северного Урала // Кора выветривания. М.: Наука, 1983. Вып. 18. С. 137-149.
5. Бушинский Г.И. О генетических типах бокситов // Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 176-256.
6. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 307 с.
7. Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974. 214 с.
8. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
9. Винокуров П.К. О связи субровских бокситов с корой выветривания // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Вып. № 1. С. 145.
10. Винокуров П.К. Пористость в бокситах Черемуховского месторождения и ее связь с качеством руд // Минеральное сырье. 1970. № 20. С. 168-169.
11. Гипп С.К. Кора выветривания и девонское бокситообразование на восточном склоне Северного Урала // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. Алма-Ата, 1983. С. 151-156.
12. Гладковский А.К., Ушатинский И.Н., Гуткин Е.С., Козмаракова Е.К. Геосинклинальные бокситовые фации на Урале и их металлогения // Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. Ш. Бокситы. Тр. Ин-та геологии УФАН. 1964. Вып. 64. С. 65-96.
13. Гуткин Е.С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недра, 1978. С. 54-67, 206-211.
14. Дементьев Д.Н., Родченко Ю.М. Прослои известняка в девонских бокситах Северного Урала // Генезис бокситов. М.: Наука, 1966. С. 171-178.
15. Малавкин С.Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов СССР // Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 513-534.
16. Методы изучения осадочных пород. М.: ГИТИ, 1957. Т. 1. 610 с.

142

17. Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 41-54.
18. Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Вып. 4 (8). С. 207.

УДК 553.492.1

РАЗМЕЩЕНИЕ ФАЦИЙ БОКСИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Л.А. Антоненко

Южно-Уральский бокситовый район (ЮУБР), расположенный в Чусовской зоне внутреннего (мелководного) палеошельфа /I/, в современном плане соответствует северо-западному крылу Башкирского антиклиниория. Его главными структурными элементами являются Улуиро-Айская синклиналь (УС на рис. I), Судеймановская (С) и Пороженская (Пр) антиклинали, Улуиро-Айская антиклиналь (УА) и антиклинальные поднятия Каменных (Км) и Кукшикских (Кш) гор (рис. I). Бокситы приурочены к орловской свите верхнефранского подъяруса. С Улуиро-Айской синклиналью связаны все известные на ЮУБРе месторождения бокситов. Основная группа месторождений - Ново-Пристанская (I) - расположена на юго-восточном крыле Улуиро-Айской синклинали. К этому же крылу относится группа мелких Кукшикских месторождений (II). С северо-западным крылом связана группа Вязовских рудопроявлений (III) в основном низкокачественных бокситов. К югу от Судеймановской брахиантиклинали и на ее западном борту расположены мелкие проявления оолитовых алюмо железистых руд (Орловское, Серпейевское, Усть-Катавское, Лимоновское, Кочкинское и др.). Поисково-съемочными работами, проведенными на территории ЮУБРа, выявлены надвиговые структуры к юго-востоку от месторождений Ново-Пристанской группы. Разведочным бурением в поднадвиговой зоне обнаружены маломощные низкокачественные бокситы на глубине от 600 до 1000 м /I/.

Бокситоносная орловская свита залегает на размытой поверхности нижне- и верхнефранских известняков. В ней выделяют две пачки: нижнюю - рудную и верхнюю - терригенно-карбонатную. Нижняя в районе Ново-Пристанских и Кукшикских месторождений сложена внизу красно-коричневыми, выше серыми слоистыми бокситами, аллитами и

143

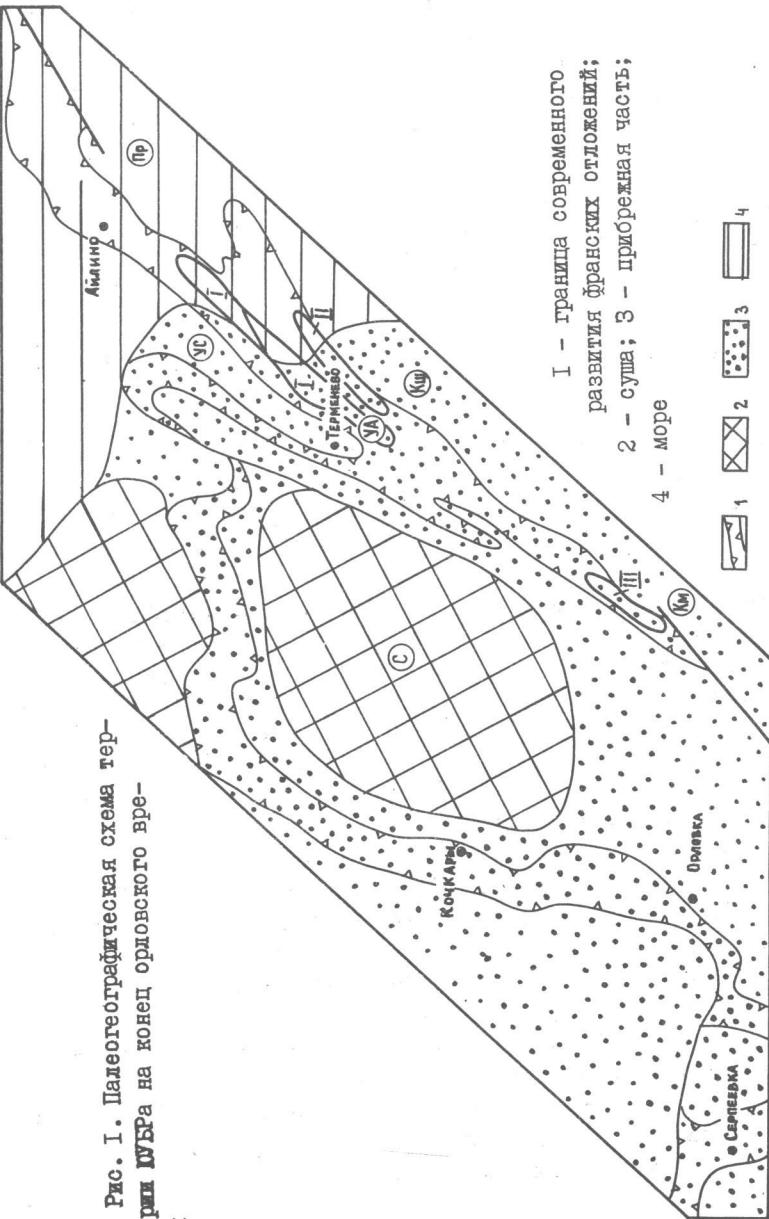


Рис. I. Палеогеографическая схема территории ТВЕРБРА на конец орловского времени

144

сиаллитами. На западе территории нижняя пачка представлена железистыми аллитами и сиаллитами с бобовинами и оолитами, затем оолитовыми пестроцветными бокситами Вязовской группы рудопроявлений и бемит-шамозитовыми железистыми рудами западного борта Сулеймановской брахиантиклинали. Верхняя пачка, залегающая на нижней с размывом, на юго-западе сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, в центральной части – карбонатно-глинистыми породами, а на северо-востоке территории, по нашим представлениям, в это время продолжали отлагаться серые слоистые бокситы. Пачку глинистых известняков с прослоями углисто-глинистых сланцев, часто с включениями кораллов, постепенно переходящую в амфиболовые известняки усть-катаевской свиты, мы считаем более логичным относить к подошве последней.

В состав бокситоносной пачки входят: 1) кирпично-красные бобово-обломочные бокситы; 2) красно-коричневые аллиты и сиаллиты; 3) пестрые оолитовые бокситы; 4) оолитовые алюмо-железистые руды; 5) серые бокситы и аллиты. Каждый из выделенных типов пород занимает на исследуемой территории определенное пространственное положение, обусловленное палеогеографической ситуацией, существовавшей в период осадконакопления (рис. 2). (Карта рисунка построена автором совместно с Б.А.Калмыковым на расправленной структурной основе, позволяющей получить картину первичного, не искаженного надвигами распространения литолого-фациальных типов бокситов.)

Область развития кирпично-красных бокситов выделяется в виде двух полос длиной 20–25 км и шириной 3–4 км, протягивающихся в северо-восточном направлении – Ново-Пристанской и Кукшикской – и соединяющихся перемычкой шириной 2–3 км.

Кирпично-красные бокситы залегают на светло-серых рифогенных верхнегранских известняках, а при выклинивании – на темно-серых массивных известняках нижнего франа. В верхней части подстилающих известняков развита бокситобрекчия, представленная остроугольными обломками известняка в красной бокситовой массе. С глубиной количество бокситового цемента убывает, и на глубине 1,5–2 м в известняке сохраняются только трещины, заполненные бокситом. Боксит в брекчии красно-коричневый обломочный, причем обломки яшмовидного боксита, погруженные в зернистую массу, достигают 2 × 0,5 см. Брекчия красного боксита часто присутствует на безрудных участках или там, где руда представлена серым алли-

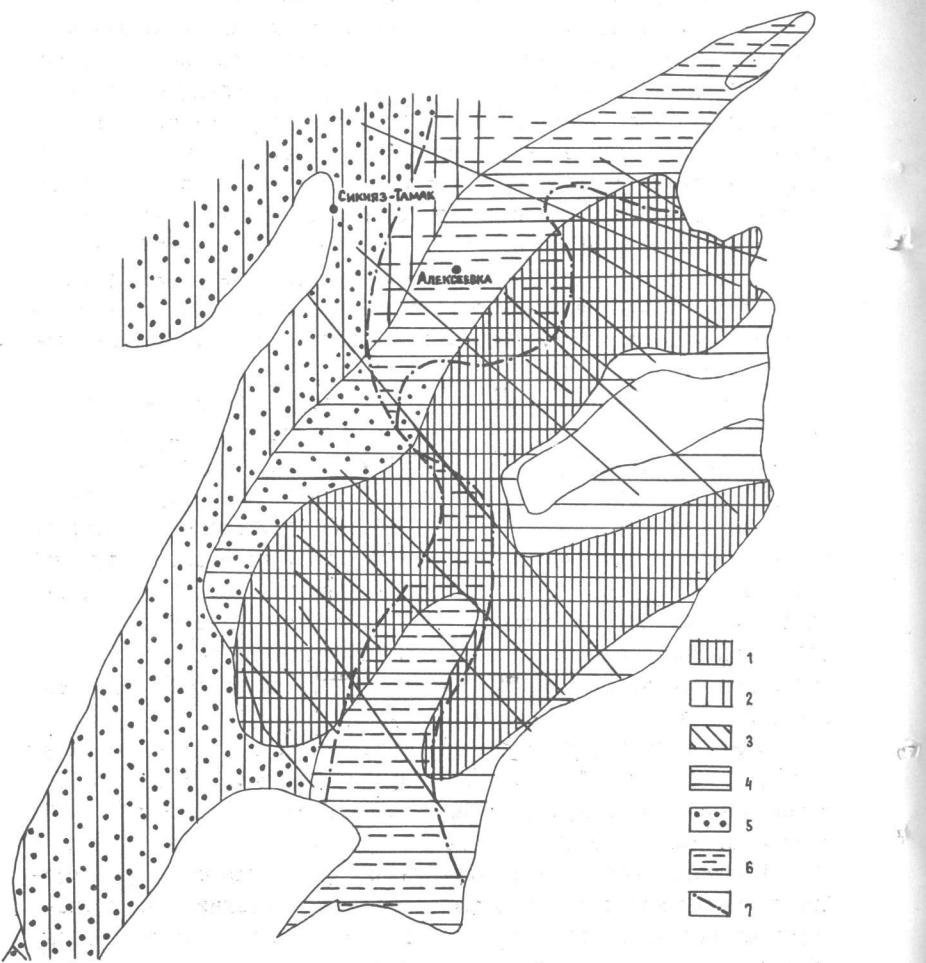


Рис. 2. Литолого-фациальная карта орловской бокситоносной свиты ЮБРа. 1-4 – бокситовая пачка: 1 – бокситы красно-коричневые, континентальные, 2 – аллиты и сиаллиты красно-коричневые с железистыми бобовинами, озерные, 3 – бокситы пестрые, оолитовые, лагунные, 4 – бокситы и аллиты серые, мелководно-морские; 5-6 – подбокситовая пачка: 5 – песчаники и алевролиты, 6 – глинисто-карbonатные породы; 7 – граница распространения пачек; прямые линии – профили разведочных скважин

146

том, что свидетельствует о размыве красного боксита перед отложением серого. На этом основании участки с брекчией красного боксита также включены в контур рассматриваемых полос.

Кирпично-красный боксит в нижней части пласта каменистый бобово-обломочный, только в отличие от боксита из подбокситовой брекции, здесь обломки яшмовидного боксита достигают всего 0,5 см. Кроме бобово-обломочного отмечен яшмовидный боксит, который под микроскопом также обнаруживает бобово-обломочное строение, но размер бобовин и обломков в нем не превышает 0,5 мм. В соотношениях их в пласте четких закономерностей на наблюдается, однако чаще бобово-обломочный боксит встречается в основании и кровле красных бокситов, а яшмовидный – в средней части пласта. По данным рентгеновского анализа обе разности боксита содержат в основном бемит и гематит с примесью диаспора, каолинита, иногда аната-за. Под микроскопом видно, что красные бокситы сложены изотропной массой, которую данные дифрактометрического анализа позволяют интерпретировать как бемитовую с погруженными в нее обломками, бобовинами и, реже, оолитами, состоящими в большинстве случаев из кристаллического диаспора. Часть бобовин и оолитов сложена красным гематитовым гелеевидным веществом, редко кальцитом. Сходные структурно-текстурные особенности и минеральный состав, а также совместное нахождение яшмовидного и каменистого бокситов свидетельствуют об их образовании в одинх условиях. В юго-западном направлении, к Улуирскому месторождению, качество красных бокситов ухудшается за счет увеличения количества каолинита в цементе.

Мощность красного боксита в наиболее изученной Ново-Пристанской полосе изменяется от 0 до 7 м, составляя в среднем 1,5-2 м, причем отметки с максимальными мощностями смещены от оси полосы к северо-западу. К краевым частям полосы мощность бокситов уменьшается, они выклиниваются, а затем исчезает и красная подрудная брекция.

Красно-коричневые бокситы относятся к континентальным образованиям. Обломочная структура и диаспоровый состав обломков при бемитовом цементе могут свидетельствовать о переотложении первичного диаспорового боксита в континентальных озерах и болотах. На это указывает встречаенный в Блиново-Каменском месторождении в самой мощной части бокситового тела прослой серых слоистых карбонатных бокситов общей мощностью до 30-40 см, обогащенный

по плоскостям напластования крупными остатками углефицированных псиломитов. В нем встречаются тонкие линзы серого афантитового известняка (мощностью до 5 см). Микроскопическое изучение прослоев темно-серых бокситов показало, что они в основном состоят из обесцвеченных обломков красного бемитового боксита размером от 0,05 до 2 мм, сцепленных алевритовым материалом, кальцитом и углефицированной органикой. Линзы и прослои известняка среди темно-серых бокситов содержат включения обеленного бемитового боксита. Такой же обеленный боксит тонкой каемкой (до 1 см) отделяет прошлой темно-серого боксита от нижележащего красного.

Очевидно, что описанные прослои темно-серого боксита с линзами известняка образовались в водоеме с восстановительными условиями, скорее всего в лагуне. Незначительная мощность прослоев указывает на кратковременность затопления территории. Нет сомнения, что прослои темно-серого боксита образовались в результате размыва и переотложения нижележащих красных каменистых и яшмо-видных бокситов: форма, размер и состав обломков в них идентичны. Некоторые обломки боксита обесцветились только по краям, а центральная часть их осталась красновато-буровой, окрашенной тонкораспыленным гематитом.

На периферии площади красно-коричневых бокситов появляются хлоритовые оолитовые породы. Порода содержит оолиты хлорита размером 0,3–0,6 мм, угловатые до полуокруглых обломки кварца размером 0,1–0,5 мм в количестве до 40% и крупные (до 50 мм) обломки глинисто-алевритовых сланцев и, возможно, туффитов. Описанные породы, несомненно, отлагались в водной среде и, судя по постоянно встречающемуся глаукониту, скорее всего в морской.

Условия образования пачки красных бокситов, имеющей максимальную мощность до 7 м, также неодинаковы. На построенном графике соотношений основных оксидов в красных бокситах (рис. 3) видно, что бокситы подошвы и нижней части пласта занимают крайнее правое поле графика, соответствующее максимальному содержанию окисного железа, т.е. формировались в более окислительной обстановке, тогда как бокситы средней части пласта и кровли занимают левую часть графика, соответствующую более восстановительным условиям. Отсюда следует, что пласт красных бокситов начал формироваться в окислительной континентальной обстановке, а его верхняя часть образовалась в более восстановительных условиях посто-

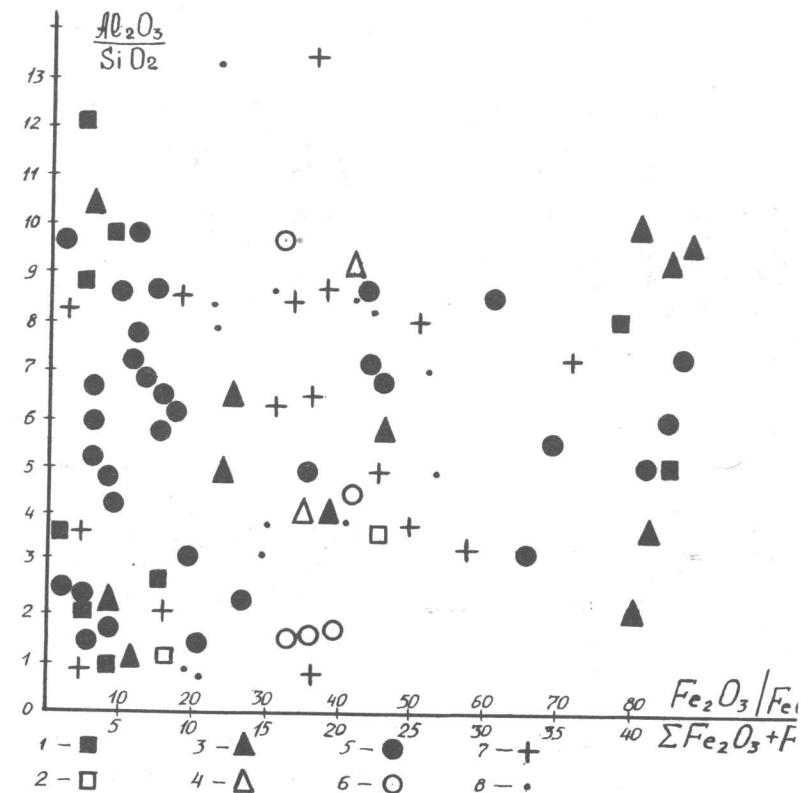


Рис. 3. График соотношения основных оксидов в красных и рых бокситах. Бокситы красные из кровли пласта по  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  и по  $\text{Fe}_{\text{общ.}}$  (2); бокситы красные из подошвы по  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (3) и  $\text{Fe}_{\text{общ.}}$  (4); бокситы красные из середины пласта по  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  и по  $\text{Fe}_{\text{общ.}}$ ; бокситы серые по  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  и по  $\text{Fe}_{\text{общ.}}$  (8).

янного водоема. Еще одним доказательством могут служить находки фауны в верхней части красных бокситов (/3/ и наши наблюдения).

Графики минерального состава бокситов (рис. 4), построенные по данным рентген-дифрактометрического анализа, показывают изменение минерального состава бокситов по пласту. В красных бокс-

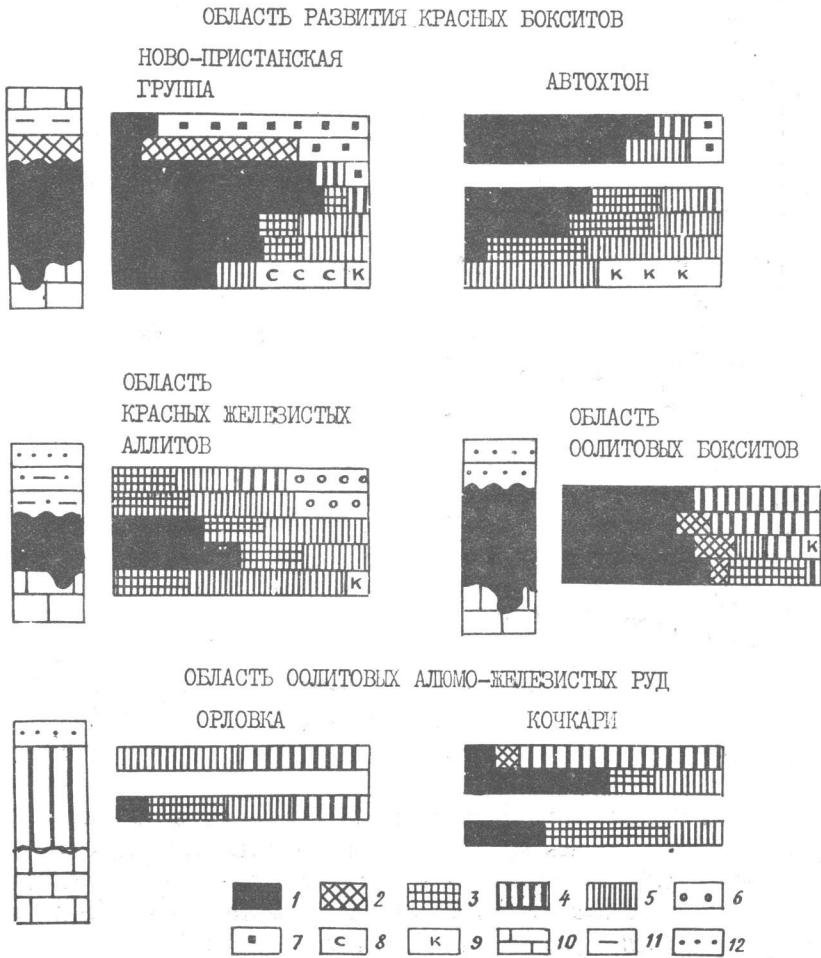


Рис. 4. Минеральный состав орловской бокситоносной свиты ЮБРА. 1 - бемит, в литологических колонках красный боксит; 2 - диаспор, в литологических колонках серый боксит; 3 - гематит; 4 - шамозит, в литологической колонке - оолитовые алюмо-железистые руды; 5 - каолинит; 6 - кварц; 7 - пирит; 8 - сидерит; 9 - кальцит; 10 - известняк; 11 - аргиллит; 12 - песчаник, алевро-

лит  
150

тах вниз по разрезу увеличивается содержание гематита, что кроме предложенной выше интерпретации может иметь и другое, не исключающее первого объяснение. Такое распределение по пласту гематита может свидетельствовать о вымывании его фильтрующимися через пласт водами из верхней части и накоплении в нижней. Следует упомянуть в этой связи о постоянной окраске окислами железа подстилающих известняков и обесцвечивании верхней части пласта. Приведенные данные свидетельствуют о том, что красные бокситы нельзя считать только делявиально-пролювиальными образованиями. Верхняя их часть была образована в условиях начинавшегося подтопления территории, т.е. в обстановке озер и болот.

Обломочная структура и диаспоровый состав обломков и бобовин при бемитовом цементе могут свидетельствовать о существовании вначале диаспорового боксита, аналогичного красному маркому бокситу СУБРА, который считается латеритным, и его последующем переотложении. Не исключено, таким образом, что здесь существовали коры выветривания (возможно, по карбонатно-сланцевым породам доманика или более древним), поставлявшие либо готовый глинозем, либо материал для образования боксита. Качество бокситов в месторождениях Ново-Пристанской полосы ухудшается в юго-западном направлении. Ухудшение качества красно-коричневых бокситов происходит за счет увеличения примеси кварцевого материала и каолинита, поступавших при размыте отложений Сулеймановской брахиантеклиниали и более северной суши.

Бокситы автохтона, занимающие периферийное положение по отношению к основной полосе бокситов (см. рис. 2), как правило, имеют незначительную мощность (от 0,3 до 1 м), пятнистую (серую с красной) окраску, бобово-обломочное строение и бемитовый состав. Бокситы содержат зерна кварца, значительную примесь каолинита и гематита, а также шамозит. Следует отметить, что описанные выше оолитовые хлоритовые породы встречены и среди автохтонных руд, что также свидетельствует об их образовании на окраине зоны, в прибрежно-морских условиях.

Область развития красных аллитов и сиаллитов. К юго-западу от Улуирского месторождения красные бокситы Ново-Пристанской полосы постепенно сменяются красными аллитами и сиаллитами с железистыми бобовинами и оолитами. Сиаллиты и аллиты залегают на светло-серых нижнефранских известняках и представлены пестрыми (от желтого до красно-коричневого цвета) бобово-обломочными по-

породами, содержащими существенную примесь кварцевого алевро-песчаного материала. Бобовины и оолиты, а также их неокатанные обломки красно-коричневого, зеленого и светло-серого цветов достигают 2 см. Породы сложены бемитом, гематитом и каолинитом примерно в равном соотношении. Кроме того, в них часто встречаются гетит и шамозит.

Описанные отложения формировались в условиях, близких к условиям образования бокситов Ново-Пристанской группы, однако примесь алевро-песчаного материала наряду с присутствием крупных оолитов свидетельствует о влиянии морского бассейна, по меньшей мере об обстановке прибрежно-морской равнины, периодически затапливаемой морем.

Область развития пестрых оолитовых бокситов располагается к юго-западу от описанной выше области. К ней приурочены месторождения оолитовых руд Вязовской группы. Это высокожелезистые бокситы, пестроокрашенные (красные, черные, зеленые), с крупными (до 1 см) зелеными, красными, серыми и черными многоконцентрическими оолитами. Они состоят из бемита со значительной примесью шамозита, каолинита, гематита и небольшой – диаспора, гидрослюд и гетита. Терригенный материал в них практически отсутствует. Однородная оолитовая структура этих руд, а также отсутствие терригенной примеси позволяют считать, что они образовались в спокойной мелководно-морской обстановке. Наличие значительной примеси шамозита не противоречит этому выводу.

Область развития оолитовых алюмо-железистых руд выделяется на южной периферии западного склона Сулеймановской брахиантклиниали (см. рис. 1). Руды, внешне похожие на вязовские бокситы, содержат бемит, каолинит, шамозит и гематит примерно в равных количествах (см. рис. 4). Как правило, шамозитом сложены оолиты, а цемент – каолинитом и бемитом. Характерно отсутствие терригенной примеси в рудах, редко в верхней части пласта отмечаются обломки полевых шпатов. Следует отметить, что перекрывающая терригенная пачка сложена кварцевыми песчаниками.

Область развития серых бокситов и аллитов занимает преимущественно территорию распространения красных бокситов, выходя за ее границы. Как показано выше, верхняя часть красных бокситов отлагалась в условиях начинавшейся трансгрессии. Перекрывающие северные бобово-обломочные слоистые бокситы отлагались в мелководно-морских условиях расширяющейся трансгрессии. Они залегают на

красных с размывом, что подтверждается наличием красных бобовин и обломков в основании серых бокситов.

Серые бокситы и аллиты распространены практически на всей территории, занятой красными бокситами, за исключением безрудных пятен севернее и южнее основных Ново-Пристанских месторождений, где орловский перерыв выражен только брекчией серого аллита в подстилающих известняках. Это свидетельствует об отсутствии на указанных участках условий для накопления красных бокситов, т.е. о максимально высоком их положении в то время. На остальной части водоразделов красные бокситы хотя первоначально и отлагались, что подтверждается развитием их брекчий в подстилающих известняках, но перед накоплением серых бокситов были полностью размыты, и серые бокситы лежат сразу на подстилающих известняках с брекчией красного боксита. К таким водоразделам, в частности, относится полоса пятнистого боксита и аллита, залегающего в автохтоне под Кукишкой девонской пластиной, на рис. 2 отодвинутой в первоначальное положение. Кроме того, к ним относится расположенная севернее Ново-Пристанской полосы красных бокситов Айлинская площадь, где на север быстро выклиниваются сначала красные, затем серые бокситы и аллиты. Здесь же отмечается присутствие оолитовых хлоритовых руд, характерных для периферии бокситовой полосы. По данным дифрактометрического анализа серый слоистый боксит, в отличие от красного и обесцвеченного, состоит в основном из диаспора со значительной примесью пирита, а также бемита, шамозита и анатаэза. Глинозема в сером боксите больше, чем в красном, однако значительная примесь серы сильно ухудшает его качество. Резкое различие в минеральном составе серого боксита, с одной стороны, и красного и обесцвеченного – с другой, еще раз свидетельствует о принципиально иных условиях их образования.

Образование серых бокситов связано с развитием трансгрессии и возникновением морских условий на рассматриваемой территории, что привело к обесцвечиванию верхней части красного боксита, а также к образованию слоистого обломочного боксита и его перемычу.

Серый боксит постепенно сменяется карбонатными породами верхней пачки орловской свиты. На границе с бокситами последние часто содержат оолиты, такие же, как в боксите, и пирит.

Таким образом, для времени образования бокситов (исключая серые слоистые) с северо-востока на юго-запад исследуемой терри-

тории наблюдается постепенная смена континентальных бокситов, через озерные и лагунные красные аллиты и сиаллиты, мелководно-морскими оолитовыми бокситами. Такая смена условий осадконакопления от сугубо континентальных в северо-восточной части района до морских в юго-западной свидетельствует о том, что снос материала с северо-востока происходил в юго-западном направлении. Это заключение близко к мнению П.В.Орловой, предполагавшей перенос бокситового обломочного материала с востока на запад /4/.

После отложения красных бокситов началась структурная перестройка района. Если в раннеорловское время наиболее глубоководные отложения располагались на юго-западе территории, то позднеорловская трансгрессия, с которой, строго говоря, началось отложение серых бокситов, наступала с северо-востока, что доказывается распределением типов пород верхней терригенно-карбонатной пачки орловской свиты. Эти отложения представлены прибрежно-морскими терригенными и терригенно-карбонатными образованиями – от конгломератов и песчаников до глинистых известняков. Последние, как сказано выше, согласно залегают на серых бокситах. Терригенные породы залегают с размывом на отложениях нижней пачки, а там, где отложения размыты либо не отлагались, – на известняках средненефранского подъяруса полностью. Свидетельством размыва является, в частности, наличие полуокатанных и угловатых обломков бокситовых пород в песчаниках верхней пачки орловских отложений. Отложения верхней пачки развиты на всей площади района. С запада на восток фациальный состав пород меняется от конгломератов и косослоистых песчаников, затем алевролитов и аргиллитов до глинистых известняков.

Область распространения терригенных пород занимает западную половину территории. Отложения представлены кварцевыми песчаниками и алевролитами с карбонатно-глинистым цементом, светло-серыми, зеленоватыми, слоистыми и косослоистыми, с прослойками аргиллитов. Мощность отложений сильно изменичива и колеблется от 1 до 12 м. Характер распространения, состав и текстура пород свидетельствуют об их образовании в прибрежно-морских условиях.

Терригенные породы с северо-востока на юго-запад постепенно сменяются терригенно-карбонатными отложениями, протягивающимися узкой полосой в субмеридиональном направлении. В центральной части территории породы представлены глинистыми, глинисто-алевритистыми известняками и карбонатными аргиллитами, редко с

прослойками алевролитов и песчаников. Мощность этих отложений составляет 3–5 м. Во время их накопления на востоке территории продолжалось образование серых слоистых бокситов.

Анализ распространения пород верхней пачки показывает, что наиболее глубоководные условия существовали в это время на востоке территории, а прибрежные – на западе, т.е. море наступало с востока, а источник сноса терригенного материала находился на западе.

#### Литолого-фациальные факторы локализации рудных тел

Проведенные исследования позволяют сформулировать некоторые особенности образования бокситов ЮУБРа.

Все бокситы и бокситовые породы ЮУБРа можно разделить на два типа – новопристанский, к которому относятся красные бокситы основных промышленных месторождений, и вязовский, куда входят красные аллиты и сиаллиты зоны, располагающейся западнее Улуурдского месторождения, оолитовые бокситы вязовской группы месторождений и оолитовые алюмо-железистые руды южной периферии и западного склона Сулеймановской брахиантиклинали.

Оконтуриены площади распространения красных бокситов в виде двух вытянутых в северо-восточном направлении полос шириной по 3 км. Они соответствуют долинообразным понижениям в рельефе, развиившимся по ослабленным тектоническим зонам в подстилающих рифогенных известняках, а безрудные зоны между ними – водоразделу. Значительная ширина долин и однородный литологический состав бокситов в пределах бокситового тела свидетельствуют о слаборасчлененном рельефе и наличии широких долин с пологими склонами. Площадь распространения красных бокситов обрамляется зоной оолитовых хлоритовых пород с глауконитом, имеющих явно морское происхождение. Таким образом, вся область образования красных бокситов находилась на одном крупном поднятии, в пределах которого были развиты долины и водоразделы.

Оба типа (новопристанский и вязовский) бокситов и бокситовых пород ЮУБРа залегают как на светлых рифогенных закарстованных верхненефранских известняках, так и на относительно ровной поверхности темно-серых известняков нижнего франа. Какой-либо зависимости качества бокситов и размера бокситовых тел от литологического состава и рельефа подошвы не наблюдается.

Красные бокситы представлены яшмовидной и бобово-обломочной разностями. Качество и минеральный состав обеих разностей

практически одинаковы, четких закономерностей в их распределении по пласту не наблюдается. Яшмовидный боксит чаще встречается в разрезах с наибольшей мощностью пласта, а бобово-обломочный – на выклинивании, а также в основании и кровле пласта. На графиках изменения минерального состава и содержания окислов по разрезу красного боксита видно увеличение количества железа (и соответственно гематита) в нижней части пласта, а закисного – в верхней. Это может свидетельствовать, с одной стороны, об образовании верхней части красного боксита в более восстановительной обстановке озер и болот, формировавшихся в условиях начавшегося подтопления территории, а с другой – о проходившем, возможно одновременно, вымывании окисного железа из верхней части пласта и переотложении его в нижней. Таким образом, красные бокситы, отнесенные к континентальному типу, делятся на два подтипа: нижняя их часть имеет делювиально-пролювиальное происхождение, а верхняя образовалась в обстановке континентальных озер и болот.

Серые слоистые бокситы, образовавшиеся в условиях начинаящейся трансгрессии, распространены по площади шире, чем красные. Они перекрывают не только красные бокситы, но и безрудные зоны, а также зону развития красных аллитов с железистыми бобовинами и солитами.

Верхняя терригенно-карбонатная пачка орловской свиты представлена на юго-западе территории песчаниками и алевролитами, а в центральной части – глинисто-карбонатными породами. На северо-востоке территории во время формирования пачки, по всей вероятности, продолжали отлагаться серые бокситы. Все перечисленные типы разрезов орловской свиты перекрыты усть-катаевскими известняками, содержащими в основании маркирующий горизонт с углистоглинистыми сланцами и кораллами. Наиболее высокое качество красных бокситов отмечается на северо-востоке территории, более низкое – в центральной части, где бокситовая пачка перекрыта глинисто-карбонатной пачкой, и худшее – на юго-западе, там, где бокситы перекрыты песчаниками и алевролитами. Зона развития песчаников и алевролитов протягивается далее на запад, перекрывая низкокачественные солитовые бокситы Вязовской группы месторождений и все остальные руды вязовского типа.

Принадлежность ЮУБРа к миогеосинклинальной зоне привела к формированию бокситов, совмещающих черты платформенного и геосинклинального развития. Из выделенных на СУБРе типов бокситов

/1/ на ЮУБРе отсутствуют элювиально-делювиальные (красные маревые бокситы) и прибрежно-морские (серый боксит с обломками известняка) и добавляются мелководные морские солитовые образования. Сходство литолого-фациальных типов бокситов СУБРа и ЮУБРа, условий их залегания и типов вмещающих пород свидетельствует об образовании бокситов ЮУБРа в условиях, близких к геосинклинальнym /2/. С другой стороны, слаженный рельеф с развитием широких долин, где формировались бокситы ЮУБРа, интенсивное развитие в них вторичных процессов (шамозитизации, каолинизации) указывают на их принадлежность к платформенному типу.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антоненко Л.А., Калмыков Б.А., Лукьянова В.Г., Сафин И.А. Бокситоносность надвиговых структур ЮУБРа // Прогнозирование месторождений бокситов. М., ВИМС, 1983. С. 93–103.
2. Беэр М.А., Воинов М.В., Гипп С.К., Гуткин Е.С. Закономерности локализации месторождений геосинклинальных бокситов (на примере Средиземноморья, Урала и Тянь-Шаня) // Там же. С. 67–82.
3. Делицин И.С. Некоторые особенности генезиса бокситов геосинклинальных областей // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. II81–II85.
4. Орлова П.В. Зависимость качества бокситов Южно-Уральских месторождений от их положения в структурно-фациальных зонах // Сов. геология. 1962. № 5. С. 47–57.

## СОДЕРЖАНИЕ

I.	<p>Общие вопросы минералогии и геохимии кор выветривания ..... 3</p> <p>Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В., Никитина А.П., Новиков В.М., Слукин А.Д. Экзогенные рудообразующие системы коры выветривания ..... 3</p> <p>Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Закономерности изменения химического состава пород в зоне гипергеза ..... 15</p> <p>Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Хитров В.Г. Минеральные ассоциации в корах выветривания различных пород ..... 29</p> <p>Борбов Е.Т., Щипакина И.Г. О геохимии калия в докембрийских и фанерозойских корах выветривания ..... 40</p> <p>Капусткин Г.Р., Ницратова И.Е., Сивцов А.В. Минералогия оксидов и гидроксидов железа и их кристалличность в коре выветривания гипербазитов ..... 52</p> <p>Слукин А.Д., Соман К. Образование каолинов Кералы, Индия ..... 65</p> <p>Экспериментальное моделирование процессов выветривания ..... 76</p> <p>Котов Н.В., Никитина А.П., Иванов В.П. Экспериментальные исследования преобразований бокситоносных кор выветривания при повышенных РН<sub>2</sub>О-Т параметрах ..... 76</p> <p>Матвеева Л.А., Неклюдова Е.А., Рождественская З.С. Моделирование процессов образования каолинита и минералов свободного глиноzemта в нормальных условиях ..... 85</p> <p>Ш. Типы рудоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений ..... 95</p> <p>Бугельский Ю.Ю. Плиоцен-четвертичные рудоносные коры выветривания о. Куба ..... 95</p> <p>Демина В.Н. Особенности формирования бокситоносных кор выветривания на алюмосиликатно-карбонатном субстрате (Средний Тиман) ..... 102</p> <p>Богатырев Б.А., Гипп С.К. Типы профилей девонских кор выветривания на вулканогенных и вулканогенно-карбонатных породах Северного Урала ..... 116</p>	<p>Гипп С.К., Ершова Е.В. Фациальные типы девонских бокситов Северного Урала ..... 127</p> <p>Антоненко Л.А. Размещение фаций бокситоносных отложений западного склона Южного Урала ..... 143</p>
----	--	---

Подписано к печати 14.11.88. Л-36901  
Усл. п.л. 10,0. Усл. кр.-отт. 10,13. Уч.-изд. л. 9,20  
Печать офсетная. Тираж 500 экз. Зак. 337. Цена 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"

Главная редакция восточной литературы  
103051, Москва К-51, Цветной бульвар, 21

3-я типография издательства "Наука"  
107143, Москва Б-143, Открытое шоссе, 28.