

**КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
ТЕРРИТОРИИ СССР**

ЛЕНИНГРАД

1984

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

Труды

Том 326

Новая серия

174

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
ТЕРРИТОРИИ СССР

Сборник научных статей

ЛЕНИНГРАД
1984



Коры выветривания в геологической истории территории СССР.
Сб. науч. статей. Л., 1984. 103 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена
Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского. Труды, нов.
сер., т. 326).

В сборнике рассматриваются эпохи, формации и некоторые полезные ископаемые кор выветривания, а также место кор и самого процесса выветривания в геологической истории. Рассматриваемые аспекты геологии кор нацелены на понимание роли процесса выветривания в формировании различных рудных накоплений.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, работающих в районах развития кор выветривания и занимающихся прогнозом стратиформных месторождений.

Редакционная коллегия

А. М. ЦЕХОМСКИЙ (научный редактор), В. Л. ЛИБРОВИЧ,
В. Г. КОЛОКОЛЬЦЕВ, В. С. ПЕВЗНЕР (ответственный секретарь),
В. К. ГОЛОВЕНОК, Д. И. КАРСТЕНС

ПРЕДИСЛОВИЕ

Едва ли в настоящее время нужно доказывать большую роль кор выветривания в образовании литосферы и в формировании месторождений экзогенных полезных ископаемых. Этим проблемам посвящены работы ряда выдающихся советских геологов и зарубежных исследователей. Однако остаются дискуссионными вопросы о положении в истории Земли эпох интенсивного развития кор выветривания, а также о связи выветривания с другими природными явлениями.

Попытка наиболее полного анализа первого вопроса делается А. М. Цехомским. В его статье на основании сопоставления данных о возрасте терригенных мономинеральных кварцевых отложений территории СССР, являющихся продуктами кор выветривания, и скоплений элювия намечается несколько эпох корообразования. Для них характерны пенеппенизация континентов, вероятно, повышенная общая гумидизация климата и интенсификация процессов выветривания. С этими эпохами связаны залежи многочисленных полезных ископаемых, главным образом стратиформных. К последним, в частности, относятся гидатогенные месторождения урана, о которых идет речь в статье В. Е. Кудрявцева.

Б. М. Михайлов рассматривает условия формирования и особенности некоторых типов кор, возникших в различные периоды развития Земли. Автор подчеркивает, что уникальность современных обстановок обуславливает необходимость осторожного использования актуалистического метода для анализа палеогеографических условий прошлого.

А. Т. Соловьев в своей статье выделяет несколько типов стратиформных флюоритовых месторождений, формирование которых связано как с миграцией вещества в гипергенной обстановке, так и с привносом его гидротермами. В последнем случае разгрузка растворов происходит в ослабленных зонах — горизонтах, что и служит причиной формирования стратиформных залежей. О типах концентраций флюорита пишет М. М. Сомов.

Данные о распространении бокситов Тимана приводят В. Г. Колокольцев и Н. Н. Петрова. Статья В. Л. Либровича посвящена фосфоритам коры выветривания западного склона Южного Урала. Некоторые данные о бокситоносности Сибири приводят В. С. Певзнер и Н. С. Малич, в статье которых убед-

тельно доказывається отсутствие прямой связи бокситообразования с корами выветривания мел-палеогенового времени. Я. Я. Малдре рассматривает особенности изменений фосфоритовых отложений Северо-Запада РСФСР.

М. Д. Крылова описывает скопления конгломератовидных пород района Порьей губы Беломорья, представляющие собой в действительности элювий химического выветривания древних сульфидоносных пород; ранее эти скопления относились к ар-хейским конгломератам.

Нгуен Нгок Чьонг и Май Чонг Ньюан разбирают существующие способы определения подвижности элементов и отдают предпочтение неизообъемному методу, основываясь на представлении об изменении объема пород при образовании элювия. Все расчеты даны ими по результатам анализа продуктов кор выветривания Южного Вьетнама.

В целом статьи сборника отражают достигнутые в последние годы успехи в области исследования кор выветривания и экзогенных месторождений, а также некоторые данные экспериментальных работ, имевших целью выяснение условий развития геохимических процессов, определяющих образование элювия. Материалы сборника имеют не только научный интерес, они способствуют более целеустремленному и обоснованному выбору направлений поисков месторождений полезных ископаемых.

Мы надеемся, что сборник окажется полезным как для геологов, занимающихся специальным изучением кор выветривания, так и для геологов-съемщиков, ведущих общие геологические исследования и поиски концентраций различных руд и неметаллического сырья.

ЭПОХИ РАЗВИТИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЭКЗОГЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

Одной из важных проблем геологии является этапность развития Земли, в частности закономерности изменения во времени характера и интенсивности проявления экзогенных процессов. Огромное влияние на понимание проблемы в целом оказали идеи советских ученых: В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, И. И. Гинзбурга, А. П. Виноградова, Н. М. Страхова, А. В. Сидоренко. Основным в этой проблеме следует считать вопрос о периодичности формирования мощных кор выветривания, т. е. о геохронологии и особенностях эпох корообразования.

Представления о геохронологии эпох развития кор выветривания

Мнение о стратиграфическом положении эпох интенсивного развития кор выветривания впервые высказал И. И. Гинзбург [3]. К этому времени на территории СССР были уже известны мощные скопления элювия, относящегося не только к фанерозою, но и к докембрию.

В. П. Казаринов [1958 г.] описывает мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западной Сибири. Им намечается пять основных эпох корообразования: поздне триасовая, раннемеловая, поздне меловая, палеогеновая и плиоценовая.

Н. М. Страхов [17] в фанерозойской истории Земли выделяет три эпохи планетарного развития мощных кор выветривания: средне-позднедевонскую, триас-раннеюрскую и палеоген-неогеновую. Он указывает [17, с. 202], что в эти эпохи имело место резкое изменение наклона плоскости экватора и происходила общая гумидизация климата.

В. П. Петров [1967 г.] выделяет четыре эпохи корообразования: допалеозойскую (докембрийскую, но послепалеозойскую), додевонскую, мезозойскую, поздне третичную.

А. П. Сигов [14] в пределах Урала устанавливает раннепротерозойскую, три рифейские (предположительно ранне-, средне-

и позднерифейская), ордовикскую, девонскую, триас-юрскую, позднепалеогеновую эпохи.

А. В. Сидоренко и В. М. Чайка [15] для материков намечают следующие возрастные уровни докембрийских денудационных поверхностей выравнивания и кор выветривания: ранне-среднеархейский, позднеархейский, раннепротерозойский, среднепротерозойский, позднепротерозойский. При этом в позднем протерозое для различных структур ими выделяется до девяти эпох выветривания. Авторы отмечают тесную связь развития последних с этапами диастрофизма.

Ю. Г. Попов, И. Н. Семейкин и другие исследователи для Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в интервале времени от рифея до неогена предполагают 13 стратиграфических уровней развития, размыва и переотложения кор химического выветривания: ранний, средний и поздний рифей, венд, ранний кембрий, средний ордовик, ранний силур, поздний девон, ранний карбон, ранняя юра, мел, палеоген, неоген. По нашему мнению, некоторые из этих эпох целесообразно рассматривать как этапы единой эпохи. Это относится к позднерифейской и вендской, ордовикской и раннесилурийской эпохам. Раннекембрийскую эпоху следует, по-видимому, рассматривать как второстепенную.

Нами [21] для территории СССР выделяются следующие основные эпохи корообразования: раннеархейская, конца архея — начала протерозоя, ранне-среднепротерозойская, среднепротерозойско-раннерифейская, среднерифейская, позднерифейско-вендская, среднедевонско-раннекарбоновая, триас-раннеюрская, раннемеловая, мел-палеогеновая, олигоцен-миоценовая, плиоцен-четвертичная. Кроме основных эпох намечаются второстепенные — раннекембрийская и ордовикская. В работе [21] подчеркивается, что интенсивность корообразования в течение названных эпох менялась, создавалась некоторая этапность в развитии кор. Временные границы эпох, так же как максимумы и минимумы корообразования, в разных регионах не всегда совпадают. Так, несколько этапов максимального развития кор выветривания имеют, например, позднерифейско-вендская, среднедевонско-раннекарбоновая и мел-палеогеновая эпохи.

Ю. Б. Басс, С. Т. Борисенко, В. Ю. Кондрачук, М. Д. Эльянов [4] описывают в пределах Украины позднепротерозойскую, дораннекарбоновую (раннекарбоновую) и среднемезозойскую эпохи корообразования.

А. Д. Додатко [1976 г.] выделяет ряд эпох корообразования в пределах Украинского кристаллического массива.

В. Ю. Кондрачук, Н. М. Баранова и др. [8] для мезозоя и кайнозоя Украинского кристаллического массива описывают пять эпох корообразования: среднетриасовую (условно), среднеюрскую, раннемеловую, палеоцен-среднеэоценовую, ранне-

плиоценовую. Эти авторы приводят интересные данные об особенностях пяти циклов осадконакопления, соответствующих указанным эпохам корообразования.

А. Д. Савко и Н. П. Хожайнов [12] дают характеристику позднепротерозойской (предпозднерифейской) и палеозойских кор выветривания Воронежской антеклизы. Среди последних они выделяют дорязжско-морскойскую, позднеживетскую, франскую, турнейскую и визейскую. Нами пять названных кор выветривания относятся к девонскому и карбоновому этапам среднедевонско-раннекарбоновой эпохи корообразования.

Б. М. Петров и Н. Д. Кононов [1977 г.] описывают кору выветривания, развитую в основании курской серии КМА. Они сопоставляют ее с базальной для криворожской серии Украинского массива корой выветривания, относящейся к позднеархейско-раннепротерозойской эпохе корообразования.

А. П. Афанасьев [1977 г.] рассматривает фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Он выделяет четыре тектоно-климатических этапа, с которыми связаны коры выветривания: догдовский, раннекарбоновый, мезозойско-палеогеновый и миоцен-раннеплиоценовый. Каждый из названных этапов характеризуется своими закономерностями процессов гипергенеза и комплексом полезных ископаемых.

О. И. Лунева [1977 г.] устанавливает для раннего докембрия Кольского полуострова шесть эпох корообразования. Наиболее древняя, предкеретьская, эпоха относится к раннему архею; следующая, предлоухская, — ко времени, предшествовавшему отложению пород позднеархейского комплекса. Третья эпоха корообразования, по мнению О. И. Луневой, имела место на границе между археем и протерозоем. Четвертая была связана с предчервуртским перерывом и характеризуется широким развитием кор химического выветривания; она приурочена к концу раннего протерозоя. Пятая, предромановская—предкарельская, эпоха соответствует границе раннего и среднего протерозоя; шестая, предрифейская, приурочена к началу позднего протерозоя.

А. И. Пак в мезозое и кайнозое территории Западного Узбекистана выделяет четыре тектоно-климатических этапа: позднепалеозойско-раннетриасовый, триас-юрский, меловой, третично-антропогеновый. С этими этапами автор связывает развитие кор выветривания.

Л. И. Панкуль [1968 г.] говорит о пяти циклах литогенеза, граничащих в докембрии между собой на следующих возрастных уровнях: 3680, 2800, 1960, 1100, 240 млн. лет.

С. Ранкорн [1962 г.] выделяет три пика магматической и метаморфической активности: 2750—2450, 1900—1600, 1150—900 млн. лет. Эти рубежи, по его мнению, разделяют крупные этапы в развитии Земли.

Некоторое несовпадение представлений разных авторов о времени регионального корообразования объясняется, видимо, несовершенством стратиграфических схем, особенно для докембрия, известной условностью определения возраста самих кор выветривания, который обычно принимается в зависимости от возраста материнских и перекрывающих пород. При этом в большинстве случаев сравнительно точно фиксируется время захоронения кор, но не их формирования, которое не всегда непосредственно предшествовало захоронению.

Несовпадение времени развития кор можно объяснять также очевидной неодновременностью для разных структур активизации тектонических движений, несовпадением изменений климата, развития регрессий и трансгрессий морей и т. д. В истории Земли, вероятно, имелись общие эпохи, когда повсюду ослабевала тектоническая и метаморфическая деятельность и, наоборот, резко усиливалось выравнивание континентов и энергично развивалось выветривание. Однако установленное стратиграфическое положение эпох корообразования не противоречит этому. Интересно в данном случае высказывание В. Е. Хаина [19, с. 188], который, сравнивая режимы движений различных структур территории СССР, приходит к выводу, что «Урало-Сибирский и Средиземноморский геосинклинальные пояса, а с начала мезозоя Западно-Сибирская, Туранская и Скифская плиты обнаруживают общий ритм движений с Русской платформой, а Монголо-Охотская система — с Сибирской платформой».

Суммируя данные наших исследований и результаты работ других геологов, приходим к выводу, что к главным эпохам сравнительно широкого развития кор выветривания могут быть отнесены: раннеархейская, конца архея — начала протерозоя, ранне-среднепротерозойская, среднепротерозойско-раннерифейская, среднерифейская, позднерифейско-вендская, ордовикская, среднедевонско-раннекарбоновая, триас-раннеюрская, ранне-меловая, мел-палеогеновая, олигоцен-миоценовая, плиоцен-четвертичная. Второстепенными следует считать предпозднеархейскую (предлоухскую, по О. И. Луевой), раннекембрийскую, плейстоцен-голоценовую эпохи. Здесь надо оговориться, что Межведомственный стратиграфический комитет в 1978 г. ввел новую шкалу подразделения докембрия СССР, которой утверждается деление протерозоя на нижний и верхний. Понятие «средний протерозой» упраздняется. Учитывая новую схему деления докембрия и фактические данные о распространении кор выветривания, считаем возможным исключить ранне-среднепротерозойскую эпоху корообразования, а следующую эпоху называть раннепротерозойско-раннерифейской.

Ниже рассматриваются только главные эпохи корообразования, к которым мы относим отрезки геологического времени, отвечающие определенному этапу формирования Земли, благоприятному для широкого развития мощных кор выветривания

различных типов. Геохронологическое положение таких эпох контролируется тектоно-магматическим режимом территорий, а геохимический тип, интенсивность формирования кор и состав продуктов выветривания в каждом регионе определяются физико-географическими условиями, включая климат, и составом субстрата. Коры выветривания главных эпох установлены в пределах нескольких континентов, для второстепенных развитие кор ограничивалось отдельными районами.

Условия, характерные для разных эпох корообразования

Итак, можно считать установленным, что положение в геологической истории эпох широкого развития кор выветривания зависит главным образом от характера тектонических движений, а тип кор — также от климата и состава субстрата.

Тектоника влияет на формирование кор выветривания в первую очередь через рельеф (геоморфологический фактор). Только на выровненных или слабо расчлененных поверхностях при вялых тектонических движениях положительного знака возможно возникновение мощных толщ элювия. В этих условиях агенты выветривания проникают на большую глубину от поверхности, а скорость разрушения и разложения горных пород превосходит скорость удаления образующегося при этом материала. Под влиянием тектоники развивается трещиноватость пород, облегчающая действие на них гипергенных агентов. Н. М. Страхов [1963 г., с. 479] писал, что тектоника придавала геологическим процессам «более или менее ярко выраженную периодичность».

Климат и состав субстрата определяют геохимические особенности кор выветривания. Например, латеритные коры образуются только в гумидном жарком климате, где на основных породах возникают месторождения бокситов; в аридном и полярном климате формируются коры главным образом физического выветривания и т. д.

Между указанными факторами, так же как между большинством иных процессов, протекающих в земной коре, существует парагенетическая зависимость, определяющая их параллельность и соизмеримость. Это отмечается в работах Л. Б. Рухина [1969 г.], Н. М. Страхова [17], Л. И. Салопа [1973 г.; 13] и др. Проявляется тектоника через «циклы» — этапы разного порядка, связанные с пульсацией планеты. Это глобальное явление зачастую осложняется наложением региональных факторов, определяющих своеобразие геогенеза отдельных структур, усиливая или, наоборот, ослабляя общие закономерности их развития. Для формирования кор выветривания большое значение имели дифференциальные движения в пределах платформ и складчатых систем. При этом отдельные блоки на протяжении нескольких эпох испытывали сравнительно интенсивные поднятия, яв-

ляясь длительное время полигонами для формирования мощных кор выветривания, а при периодических опусканиях — областями сноса продуктов глубокого разложения пород субстрата. Такая обстановка типична, например, для некоторых районов Русской платформы, Казахстана, Урала и т. д.

Эпохи корообразования, по мнению большинства исследователей, относятся к планетарным явлениям. Так, В. П. Казаринов [6] писал, что в истории нашей планеты многократно повторялись эпохи накопления пород повышенной зрелости (в том числе кварцевых песков.—А. Ц.), равно как и эпохи, когда накапливались породы относительно низкой зрелости. Породы повышенной зрелости формировались при слабой тектонической активности, когда на континентах, развивавшихся в условиях нарастающего выравнивания, усиливались процессы химического выветривания. В. П. Казаринов рассматривал вопрос о влиянии космических факторов на развитие Земли, в частности на изменение климата.

Л. И. Салоп в результате сопоставления материалов по геологии различных континентов также приходит к выводу о глобальности закономерностей, определяющих геологическую эволюцию планеты, в том числе и периодичности развития мощных кор выветривания.

В. Е. Хаин [1971 г.; 19] также придерживается представления об общности закономерностей жизни всей Земли, хотя и подчеркивает некоторую метахронность этапности тектонических процессов для различных структур, подчиненную несовпадению развития отдельных мегаблоков. Он считает, что наиболее благоприятная обстановка для формирования кор выветривания в целом возникла в начале второго (доорогенный период) и в начале четвертого (до периода широкого развития трансгрессий) этапов главных тектонических циклов.

Н. М. Страхов [1963 г., с. 473] писал: «Максимальные элювиальные плащи формируются в самом конце одного этапа и в начале другого, перед началом крупных трансгрессий (например, рэт-лейасовая кора, досреднедевонская, палеогеновая и т. д.)».

Т. Н. Спижарский [1973 г.] отрицает общую цикличность формирования земной коры. Имевшие место изменения он рассматривает как стадийность, считая, однако, что каждой структуре был свойствен индивидуальный режим развития, часто не совпадающий с режимом других структур ни по характеру, ни по интенсивности и времени активизации движений.

В. П. Казаринов [6, с. 4] указывает, что «возраст осадочных полезных ископаемых, особенно связанных с интенсивным формированием кор выветривания, трансгрессий и регрессий, формационных сообществ и другие данные по зарубежным странам позволяют поставить вопрос о планетарной одновозрастности серий». Далее читаем: «Угловые несогласия в напластовании по-

род располагаются на двух уровнях серий (так же как и более крупных комплексов. — А. Ц.) — при переходе трансгрессивной части в регрессивную и, наоборот, регрессивной в трансгрессивную».

Глобальность эпох корообразования подчеркивают, как уже отмечалось ранее, А. В. Сидоренко и другие исследователи.

Интересны соображения З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова [1973 г.] о влиянии космических явлений на периодичность формирования региональных кор выветривания. Они считают, что в выравнивании рельефа и корообразовании имеется цикличность нескольких порядков, контролируемая космическими причинами. В фанерозое, по их данным, отчетливо планетарный характер имели планация поверхности Земли и корообразование, соответствующие мегациклам продолжительностью 160—180 млн. лет.

И. И. Краснов [1974 г.] указывает, что связь между оледенениями и минимумами солнечной радиации в плейстоцене можно полагать доказанной. М. Миланович, Ш. Т. Шараф, Н. А. Будникова [1969 г.] считают, что это подтверждает гипотезу солнечной обусловленности основных природных явлений четвертичного времени; для более древних периодов такие данные еще не получены.

Во многих районах нами наблюдалось сочетание в одном разрезе кор выветривания, кварцевых первично-осадочных и углеродистых пород. Вопросам планетарного проявления этой закономерности в докембрии посвящена статья А. В. Сидоренко и В. А. Тенякова [1978 г.].

Интересна статья Б. Ф. Горбачева [1978 г.], в которой автор, учитывая материалы по палеомагнетизму (Morris, Berge) и периодичности изменения интенсивности солнечного излучения (Steiner, Grioman и др.), приходит к заключению о решающем влиянии космических сил на климат нашей планеты и на положение в истории Земли эпох корообразования.

Можно назвать еще многих авторов, так или иначе касающихся в своих работах затронутых закономерностей, но уже приведенные соображения позволяют сделать вывод о связи регионального развития кор выветривания с процессами, проявляющимися в глобальном масштабе, и о наличии в истории Земли эпох корообразования, контролируемых тектоническими циклами. Можно также предполагать, что эта периодизация подчиняется не только геологическим, но и космическим закономерностям.

Кварцевые породы, связанные с корами выветривания

Толщи пород, материалом для которых служили продукты кор химического выветривания, отличаются существенным своеобразием. Одной из отличительных черт, как уже отмечалось,

является наличие песков кварцевого состава, песчаников и первично-осадочных кварцитов. Поэтому при установлении геохронологии эпох корообразования было важно систематизировать данные об указанных кварцевых породах, что нами и сделано для территории СССР.

Кварц, как известно, принадлежит к числу весьма устойчивых в гипергенных условиях и широко распространенных минералов. Из этого следует, что наличие кварцевых первично-осадочных пород, особенно в сочетании со скоплением элювия и других пород формации кор выветривания, служит важным показателем интенсивного развития гипергенных геохимических процессов, а стратиграфическое положение этих комплексов — показателем геохронологии эпох корообразования.

Следует отметить, что кварц в отдельных случаях все же теряет свою устойчивость. Наиболее часто происходит замещение его глинистыми и железистыми образованиями, реагирует кварц и с карбонатными соединениями. Растворение кварца может происходить при выветривании исходных пород, седиментации, диагенезе, эпигенезе и метаморфизме.

Основным признаком растворения кварца песков служит коррозия зерен. В песчаниках показателем растворения кварца являются регенерационные нарастания на песчинках (конформно-регенерационная структура) или наличие кремнеземистого цемента, образующегося на участках с пониженным давлением [16, с. 43].

Не углубляясь в рассмотрение деталей этих процессов, отметим только, что кварцевый (обломочный) материал полностью, как правило, не исчезает, а его изменения могут служить дополнительными показателями истории формирования наблюдаемых пород. В частности, эти изменения указывают на источники сноса кварцевого материала, условия его накопления и характер постседиментационных изменений песков вплоть до превращения их в кварциты.

Ниже рассматриваются кварцевые породы осадочного генезиса, а также кварцевый элювий независимо от степени их метаморфизма (включая первично-осадочные кварциты). Имеющиеся данные о распространении этих пород систематизируются по эпохам корообразования, с которыми связано возникновение исходного материала указанных пород. Основными трудностями при систематизации данных были их неполнота по некоторым эпохам и неточность стратиграфической привязки. Кроме того, мономинеральный материал кварцевых пород (песков) обрабатывается обычно при интенсивном выветривании и длительной переработке продуктов выветривания. Условия для этого могли иметь место далеко не в каждую эпоху. Что же касается пород, близких по генезису, но недостаточно чистых в отношении примесей к кварцу (незрелых), то сведения о них еще беднее, чем

о мономинеральных. Необходимо учитывать также, что комплекс пород, связанных с корами выветривания, особенно элювий, обычно сильно изменен последующими процессами, вплоть до полной перекристаллизации пород, а во многих случаях нацело уничтожен. Все это не могло не отразиться на полноте описания и точности выделения эпох корообразования.

Раннеархейская эпоха, насколько позволяют судить имеющиеся материалы, является наиболее древней и связана, вероятно, с белозерской эпохой тектоно-магматической активизации, датируемой 3500 ± 150 млн. лет [18]. Условия выветривания, субстрат и формирование осадочных пород в то время, несомненно, отличались существенным своеобразием, но полная перекристаллизация этих образований затрудняет выявление их первоначального сложения и состава, а следовательно, и условий возникновения. Тем не менее многие исследователи (А. П. Виноградов, Н. М. Страхов и др.) считают наиболее вероятным, что температура поверхности Земли тогда была значительно выше современной, а в составе атмосферы отсутствовал кислород, но она отличалась кислой реакцией и была богата CO_2 , NH_3 , H_2SO_4 . В этой обстановке происходило интенсивное разложение пород субстрата; растворялись, по-видимому, не только алюмосиликаты, но частично и более устойчивые минералы, в частности кварц. Реликты элювия этой эпохи пока не установлены, но комплексы осадочных глубоко метаморфизованных пород, образовавшихся, видимо, в результате накопления (в морских и континентальных условиях) продуктов выветривания раннеархейского, а возможно, и доархейского субстрата, известны во многих местах. Наибольшей мощности толща таких отложений, относящихся к раннему архею, достигает в пределах Алданского щита (ингрская подсерия). В ее составе основную роль играют кварциты с магнетитом, силлиманитом, кордиеритом и корундом. В разрезе Анабарского поднятия аналогичная роль принадлежит далдынской подсерии, сложенной в большей части кварцитами с магнетитом. В основании архея Становой складчатой области известны промышленные концентраты корунда. Кварциты и высокоглиноземистые породы характерны для раннего архея Украинского кристаллического массива (ингульская, бугская, росинско-тикичская и обоянская серии), Балтийского щита, где продукты континентального выветривания служили материалом при формировании керетьской свиты. Следует отметить, что породы последней отвечают по составу аркозам. Это противоречит мнению о формировании их в результате химического выветривания, но, возможно, такой состав является вторичным и обязан их фельдшпатизации в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

К сказанному надо добавить, что кварциты установлены также в разрезе нижнего архея Тянь-Шаня, Ханькойского и Охотского массивов.

Позднеархейско-раннепротерозойская эпоха приурочена к границе двух этапов развития Земли. Предполагается, что тогда произошло изменение тектонического режима формирования земной коры. К этому времени, по-видимому, относится снижение температуры поверхности планеты. Растворение алюмосиликатов при выветривании сменилось гидролизом. В составе атмосферы появился свободный кислород, что существенно сказалось на дифференциации образующихся соединений [10 и др.]. Предполагается, что корообразование, а затем и переработка продуктов выветривания были связаны с беломорским (кеноранским) циклом тектонической активизации, когда архейские глыбы являлись областями развития кор выветривания.

Комплексы пород, относящиеся к рассматриваемой эпохе (включая элювий), установлены почти во всех районах, где известны раннедокембрийские образования. В них, как правило, заключаются кварцитовидные песчаники и первично-осадочные кварциты, а во многих местах также измененный элювий. В кварцитовидных песчаниках, преимущественно протерозойских, редко архейских, иногда наблюдается псаммитовое строение. Полнобластическая структура наиболее характерна для кварцитов архейского возраста.

Сравнительно хорошо изучены эти комплексы на Кольском полуострове — кейвская серия, в пределах Украинского массива — метабазитовая серия Криворожья, на Воронежском поднятии — курская серия, на Алданском щите — удоканская серия, в Западном Прибайкалье — маломорская подсерия [22], в Восточном Саяне — дербинская серия, на Урале — тараташский комплекс [Овчинников А. М., 1969 г.; Сигов А. П., 1975 г.], в Средней Азии — киргизская серия [Белькова Л. Н., 1971 г.], в Казахстане — зерендинская серия.

В Карелии интерес представляют отложения ятулия и залегающие под ними коры выветривания. Согласно данным В. З. Негруцы и Т. Ф. Негруцы [1975 г.], эти коры имеют различный возраст, в том числе раннепротерозойский. Более точные данные о времени образования доятулийских кор выветривания отсутствуют.

Среднепротерозойско-раннерифейская эпоха корообразования связана с тектоническими движениями карельского цикла диастрофизма, для которого было характерным господство движений положительного знака. Возникли крупные массивы континентальной коры. В дальнейшем эти массивы явились основой фундамента платформ. Элювиальные образования тогда получили, видимо, широкое развитие и установлены практически на всех материках. Кварцевые песчаники, относящиеся к этой эпохе, в СССР известны среди неотийских образований Балтийского щита, среди пород овручской серии Украинского кристаллического массива, светлинской и чет-

ласской свит Тимана, айской свиты Урала, мукунской серии Анабарского поднятия, гонамской свиты Алданского щита, акитканской, тепторгинской, патомской серий Байкальской складчатой области, ермосохинской и аршанской свит Восточного Саяна, кординской свиты Енисейского края и т. д.

Корообразование среднерифейской эпохи сочетается, по-видимому, с готской активизацией тектоно-магматических процессов. Для последней особенно характерны дифференцированные глыбовые движения. Коры выветривания среднерифейской эпохи известны в нескольких районах, но их развитие было, вероятно, менее широким, чем в предыдущую эпоху.

Предполагается, что с этой эпохой связано образование песчаников джежимской свиты Тимана, зигальгинской свиты Урала, сеньской свиты Алданского щита, голоустенской свиты Байкальской складчатой области, ипситской свиты Восточного Саяна, орекской и чебукулакской свит Колымского массива.

Позднерифейско-вендская эпоха корообразования охватывает конец рифея и венд (грэнвильский и раннебайкальский циклы тектонической активизации, по Л. И. Салопу, 1978 г.). Коры выветривания этой эпохи имели, видимо, широкое распространение и были продуктивны в отношении многих гипергенных полезных ископаемых. Кварцевые песчаники играют большую роль в сложении каратауской серии (зильмердакская свита и ее аналоги) Урала, кокчетавской серии Казахстана, джелдысуйской свиты и кокчетавской серии Средней Азии, юдомской свиты Алданского щита, мотской свиты и ее аналогов Западного Прибайкалья, итанчинской свиты Восточного Прибайкалья (Л. И. Салоп [1973 г.] относит итанчинскую свиту к среднему протерозою), спасской свиты и ее аналогов Амурской складчатой области и спиридоновской свиты Колымского массива.

Коры выветривания ордовикской эпохи достоверно пока не установлены. Кварцевые пески пользуются значительным развитием на Русской платформе — пакерортский горизонт. На Урале кварцевые песчаники присутствуют в сложении тельпосской, полюдовской и других свит раннего ордовика, тирлянкой свиты среднего—позднего ордовика и ее стратиграфических аналогов. На Сибирской платформе кварцевыми песчаниками представлены многие свиты раннего, среднего и позднего ордовика. К ордовикской эпохе, видимо, относится образование кварцитовидных песчаников омутнинской свиты раннего силура в Амурской складчатой области и кремнистых пород вользинской серии Сахалина.

Среднедевонско-раннекарбонная эпоха корообразования относится к началу герцинского тектонического цикла. Коры выветривания этой эпохи известны во многих регионах СССР, но наиболее полно они изучены в пределах Русской, Сибирской платформ и Урала. На Русской платформе, в

разрезах Тимана коры выветривания развиты на различных докембрийских и раннепалеозойских образованиях. В пределах Московской синеклизы их субстратом являлись раннепалеозойские осадочные породы, в южной части платформы — докембрийские и палеозойские метаморфические и осадочные образования. На Сибирской платформе и Урале коры выветривания данной эпохи формировались на субстрате разного возраста.

Имеется тенденция рассматриваемую эпоху делить на два этапа — девонский и каменноугольный. Некоторые исследователи предлагают еще более дробное ее деление, в частности для Воронежской антеклизы [12]. Не останавливаясь на деталях данного вопроса, отметим, что имеющиеся материалы вполне достаточны для установления временных границ этой эпохи.

Кварцевые пески и песчаники среднедевонско-раннекарбонной эпохи известны на северо-западе Русской платформы (старооскольский горизонт среднего и швентойский горизонт позднего девона), на Тимане (умбинский и пижманский горизонты среднего девона), в пределах Урала (такатинская и падейская свиты среднего девона, пашийская, ванжийская свиты позднего девона), в эйфельском и франском ярусах Закавказья. Среди раннекаменноугольных отложений кварцевые пески широко развиты на территории Русской платформы (в пределах Московской синеклизы, Воронежской антеклизы, Львовско-Волынской впадины), на Урале, в Центральной Сибири.

Триас-раннеюрская эпоха корообразования приходится на конец герцинского и начало альпийского диастрофических циклов развития Земли. Это время отличается изменением режима тектонических движений — от преимущественно поднятий в триасе к опусканиям в ранней юре. В. Е. Ханн [1971 г.] оживление движений в ранней юре рассматривает как ранне-киммерийскую эпоху тектоно-магматической активизации. Коры выветривания тогда формировались, видимо, во многих районах СССР, достигая на отдельных участках латеритного типа (Зауралье). На Сибирской платформе возраст кор выветривания достаточно точно устанавливается по их субстрату — траппам раннего — среднего триаса и перекрывающим кору отложениям ранне- и среднеюрского возраста.

Кварцевые пески, связанные с корами выветривания триас-раннеюрской эпохи, пользуются большим распространением на Русской платформе (п-ов Канин, Печорская, Московская, Балтийская синеклизы, Высокое Заволжье и Общий Сырт), в Предкавказье и Закавказье, на Урале, в Центральной Сибири, где они установлены как на территории древней платформы, так и в ее обрамлении (Приверхоянье, Рыбинская впадина). Кварцевые песчаники среди поздне-триасовых отложений развиты в Сихотэ-Алинской складчатой области.

Раннемеловая эпоха корообразования связана с ново-киммерийским этапом киммерийского цикла диастрофизма.

Начало этого этапа относится к концу юры, окончание падает на альбский век. Большинство платформенных структур европейской части СССР в то время испытывало опускание. В геосинклинальных областях преобладали воздымания, достигавшие наибольшей интенсивности на востоке страны; поднятия наблюдались и в большинстве районов Сибирской платформы. Потепление и общая гумидизация климата определили образование кор латеритного типа на юге Русской платформы, на Урале и в приенисейской части Сибирской платформы [4, 14, 20].

Кварцевые пески, относящиеся к раннемеловой эпохе, наибольшим развитием пользуются на Русской платформе, где они входят в комплексе апт-альбских отложений Московской, Печорской, Прикаспийской синеклиз, Ульяновско-Саратовского прогиба, Приволжской возвышенности и Воронежского поднятия. Известны кварцевые пески раннего мела в Предкавказье, на Урале и на Сибирской платформе. В пределах двух последних регионов они сочетаются с бокситами.

Мел-палеогеновая эпоха корообразования соответствует рубежу между киммерийским и собственно альпийским тектоно-магматическими циклами (ларамийская эпоха). Этот рубеж знаменуется снижением интенсивности поднятий, достигших максимума в большинстве районов к концу датского века, и началом широкого развития трансгрессий.

Корообразование мел-палеогеновой эпохи проявилось во многих районах Русской и Сибирской платформ, на Урале и в пределах Западно-Сибирской, Туранской плит, Копетдага и Дальнего Востока.

На Русской платформе особо интересен хоперский горизонт, представляющий собой комплекс элювиальных и осадочных образований, развитых в пределах Воронежского поднятия. Многочисленными исследованиями доказано, что этот комплекс располагается на различных породах маастрихтского яруса позднего мела, которые и служили субстратом коры выветривания данной эпохи. Перекрывается хоперский горизонт позднепалеоценовыми отложениями. Вполне определенное стратиграфическое положение горизонта и типичный для продуктов выветривания состав слагающих его пород не оставляют сомнений в принадлежности этого горизонта к мел-палеогеновой эпохе корообразования [1].

В других районах Русской платформы коры выветривания мел-палеогеновой эпохи, как правило, денудированы. Пески кварцевого состава, связанные с этой эпохой, на Русской платформе относятся главным образом к палеоцену. Мономинеральные их разности присутствуют в составе нижнесызранской и камышинской свит Ульяновско-Саратовского прогиба [Дистанов У. Г., 1966 г.], среди каневских отложений Днепровско-Донецкой впадины и т. д. В Уральском регионе кварцевые пески, связанные с данной эпохой, входят в состав палеоцен-эоцено-

вых образований Предуралья, Зауралья и Примугодзарья. На территории Западно-Сибирской плиты на химическое выветривание мел-палеогеновой эпохи указывают кварцевые пески датского яруса в Чулымо-Енисейском районе среди отложений эоцена (кусковская свита Томского поднятия), а возможно, пески атымской, новомихайловской, туртасской свит олигоцена восточной части плиты.

В пределах Сибирской платформы коры выветривания мел-палеогеновой эпохи получили широкое развитие, но кварцевые пески, относящиеся к этой эпохе, известны пока только в пределах Куранахского грабена на Алданском щите, в Линденской впадине в Приверхожье, в Байкальской складчатой области, в Прибайкальском и Приенисейском прогибах. Кварцевые пески, присутствующие в складчатом обрамлении Сибирской платформы, являются, как правило, элювиальными образованиями, возникшими при выветривании более древних олигомиктовых песков и песчаников.

На территории восточной части Тургайского прогиба, юга Туранской плиты и прилегающих к ней складчатых систем кварцевые пески, связанные с мел-палеогеновой эпохой корообразования, присутствуют среди эоценовых отложений (сузакский, алайский ярусы, саксаульская свита). Эоценовый возраст имеют пески востока Центрального Казахстана, а также Тянь-Шаня (Южная Фергана) и Копетдага; в пределах Северо-Востока с корами выветривания данной эпохи связано образование многочисленных месторождений золота и россыпей оловянных руд.

Олигоцен-миоценовая эпоха корообразования относится ко времени проявления дунайского этапа альпийского тектонического цикла. В это время имело место оживление тектонических движений в большинстве районов территории СССР при общем похолодании и аридизации климата. Интенсивность выветривания снизилась по сравнению с предыдущей эпохой, совершенно отсутствуют латеритные коры. Относительно благоприятные физико-географические условия для химического выветривания сохранялись, видимо, в пределах юга Русской платформы, на Урале и на Западно-Сибирской плите, возможно на Дальнем Востоке, где известны сialитные коры выветривания и большим распространением пользуются кварцевые пески среди отложений олигоцена и миоцена. Кварцевые пески этого возраста имеются также в Средней Азии. Возможно, что источниками кварца для песков некоторых районов служили коры выветривания более ранних эпох, разрушавшиеся в связи с усилением дунайского диастрофизма. Согласно общим геологическим данным, это наиболее вероятно для Приаралья и Средней Азии.

На Русской платформе кварцевые пески, связанные с этой эпохой, развиты наиболее широко. Они являются основным компонентом полтавской серии олигоцен-миоценового возраста, за-

нимающей огромное пространство прогиба Большого Донбасса и смежных с ним территорий. Стратиграфическое положение полтавской серии определяется ее залеганием главным образом на отложениях харьковской свиты олигоцена, которые местами превращены в элювий. В Предкавказье, так же как в Крыму и на Керченском полуострове, стратиграфическими аналогами полтавской серии являются чокракский и караганский горизонты, сложенные кварцевыми песками; на территориях Предкарпатья, Молдавской плиты, отчасти Волыно-Подоллии кварцевые пески, связанные с корами выветривания рассматриваемой эпохи, играют большую роль в сложении нижнетуртонских и сарматских пород.

На территории Приуралья кварцевые пески присутствуют в составе буроугольной серии (миоцен); в Западной Сибири буроугольная серия имеет такое же значение. В пределах Северного Приаралья кварцевыми песками сложена чиликтинская свита верхнего олигоцена. Там же, на территории северной части Тургайского прогиба и на северо-западе плато Бетпак-Дала, кварцевые пески присутствуют в составе чаграйской свиты олигоцен-миоценового возраста. Среди аналогичных отложений пески имеются на территории Казахского нагорья и в Зейско-Буренской депрессии.

Выветривание в плиоцен-четвертичную эпоху также играло существенную роль в образовании кварцевых песков. На Русской платформе с нею, видимо, связаны пески кварцевого состава ергенинской толщи Волго-Донского междуречья, нескольких свит, в том числе балтской свиты Причерноморья, а также предледниковые пески кварцевого состава центральной зоны Русской платформы. Огромное развитие имеют кварцевые пески, очищенные от примесей в результате действия подзолообразовательных процессов. На Сибирской платформе и в пределах окаймляющих ее прогибов, например в Рыбинской впадине, установлены залежи кварцевых песков, представляющих собой элювий палеозойских и более древних песчаников. Возраст элювия определяется как плиоцен-раннечетвертичный. Месторождения песков весьма разнообразного генезиса, относящиеся к плиоцен-четвертичной эпохе, имеются и в других регионах СССР, но они еще слабо изучены.

Экзогенная минерагения

Это понятие охватывает полезные ископаемые, месторождения которых образуются в приповерхностной зоне литосферы и подчинены действию гипергенных процессов. Наиболее продуктивным в отношении таких полезных ископаемых является время широкого развития и начала деградации кор выветривания. Положение подобных эпох и конкретные места накопления полезных ископаемых контролировались тектоникой, цикличностью

ее проявлений, а характер полезных ископаемых — также климатом и составом субстрата. Об этом говорилось выше. Добавим только, что в докембрии, особенно в раннем, когда тектонические движения имели меньшую активность, корообразование достигало максимальной интенсивности на этапе регрессивной стабилизации [6], соответствующей конечной стадии поднятий. Начиная с позднего докембрия максимум корообразования падает, видимо, на первую стадию регрессивного этапа и начало этапа развития трансгрессий.

В последние годы вопросу о закономерностях образования и размещения экзогенных полезных ископаемых, играющих огромную роль в современной экономике, уделяется большое внимание. Это касается железных, марганцевых, никелевых, кобальтовых руд, бокситов, некоторых типов руд цветных и редких металлов, россыпей золота, алмазов, титановых, оловянных минералов, кварцевых песков, огнеупорных и тугоплавких глин и т. д. Из многих исследователей, рассматривавших в своих работах указанный вопрос, отметим А. Г. Бетехтина, Н. М. Страхова, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Г. И. Бушинского, А. И. Тугаринова, П. М. Татарина, В. И. Смирнова, В. Е. Петрашека, А. М. Цехомского, Л. Баумана, Г. Тишендорфа и др.

Большинство авторов, касаясь положения рудогенных эпох в истории Земли, не выделяют, однако, экзогенные полезные ископаемые, а упоминают о них совместно с эндогенными. Из минерагенических эпох обычно намечаются архейская, ранне- и среднепротерозойская, рифейская, палеозойская и мезозойско-кайнозойская. Они существенно различаются между собой, но во все эти эпохи формировались месторождения, связанные с магматическими и гипергенными процессами, причем последние преобладали в фанерозое. Общая минерагеническая специализация процессов зависела от особенностей тектонических циклов, литологии субстрата, вулканизма, метаморфизма, климата эпох с регрессивным этапом циклов; параллельно с нарастающей расчлененностью рельефа происходило усиление климатической зональности. Для этой стадии характерны гранитоидный магматизм и активизация метаморфических процессов. Последняя стадия трансгрессивного этапа более характерна для базальтоидного вулканизма (В. Н. Москалева). Что касается экзогенных полезных ископаемых, на первой стадии создаются особо благоприятные условия для развития угленосных, затем красноцветных и соленосных толщ, на второй — более типичными являются отложения, непосредственно связанные с корами гундидного выветривания [6].

Д. В. Рундквист [11, с. 311] предлагает следующий «примерный ряд возникновения месторождений главных рудных элементов в истории геологического развития (по максимумам их проявления): Fe, Ti, Pt, Cr, Co, Ni — докембрийские—раннепалеозойские; Cu(?), Zn, Pb, Be, Ni, Sn — позднепалеозойские—ме-

зозойские; Mo, Bi, Sb, As, Hg, Ag, В, Au — мезозойско-кайнозойские». Далее он отмечает, что при составлении такого сводного ряда максимального проявления элементов в промышленных концентрациях наибольшие осложнения возникают в связи с условностью разделения эндогенных и экзогенных месторождений.

Для выяснения полной картины закономерностей развития экзогенной минерации данных недостаточно. Коснемся этих вопросов в отношении только наиболее типичных полезных ископаемых. Кварцевые первично-осадочные породы, как следует из сказанного выше, формировались во все эпохи корообразования. Здесь можно добавить, что такие породы в архейских комплексах представлены исключительно кварцитами, почти повсеместно лишенными реликтов первичной структуры. В протерозое известны не только кварциты, но и кварцитовидные песчаники, причем последние, видимо, преобладают. В палеозое песчаники наблюдаются преимущественно среди пород складчатых районов, редко платформ, например Сибирской. В мезозое и кайнозое доминируют рыхлые кварцевые пески, как исключение — слабые песчаники.

Высокоглиноземистые первично-осадочные породы, так же как и кварцевые, развивались во все эпохи корообразования. В раннеархейскую эпоху формировались гнейсы и сланцы, богатые силлиманитом, гранатом, корундом, кордиеритом. Эти породы характерны для архейских комплексов всего мира [Салоп Л. И., 1973 г.]. Они присутствуют в иенгрской подсерии Алданского щита, далдынской подсерии Анабарского поднятия, курультинской серии хр. Станового, керетьской свите Беломорья, ингульской и орехово-павлоградской сериях Украинского массива и т. д.

К позднеархейско-раннепротерозойской эпохе относятся позднеархейские толщи различного состава, но чаще осадочно-вулканогенные, являвшиеся субстратом мощных кор химического выветривания (тундровая, лебяжинская серии Кольского полуострова, верховцевская серия Украинского щита, михайловская серия Воронежского поднятия, тараташский комплекс Урала). На этих толщах с перерывом, обычно несущим признаки глубокого выветривания, залегают высокоглиноземистые раннепротерозойские образования, прототипом которых может служить кейвская серия Кольского полуострова, представленная мощной толщей кианитовых сланцев и кварцитов.

Для эпох корообразования среднего и позднего протерозоя наиболее характерны высокоглиноземистые ставролитовые, пиррофиллитовые и хлоритоидные сланцы. Исключение составляют диаспориты среднего рифея (тепторгинская серия Патомского нагорья) и бокситовые породы венда (Боксонское месторождение). В фанерозое высокоглиноземистые породы всех эпох корообразования представлены каолининовыми глинами и бокси-

тами. Наиболее древние бокситы имеют бемитовый состав, относительно молодые — преимущественно гиббситовый. Месторождения как тех, так и других известны почти на всех континентах.

Железные руды. Концентрации железных руд (преимущественно вкрапленных магнетитовых), связанные с раннеархейскими толщами, для которых характерна ассоциация метавулканитов и измененных продуктов химического выветривания, известны в пределах Балтийского, Алданского, Анабарского, Украинского щитов и Становой складчатой области. Генезис их полностью не расшифрован: одни исследователи относят эти руды к вулканическому образованию, другие — к гипергенным. Месторождения руд железа позднеархейско-раннепротерозойской эпохи представлены несколькими типами, но основную массу их запасов составляют железистые кварциты. В СССР к месторождениям таких руд относятся КМА и Кривой Рог. За рубежом их генетические аналоги известны в США, Индии, Канаде, Финляндии, Швеции, Норвегии. В целом месторождения, относящиеся к этой эпохе, включают большую часть мировых запасов железных руд. Среди магнетитовых кварцитов обычно присутствуют окисленные мартитизированные руды, представляющие особую ценность благодаря высокому содержанию в них железа. К более поздним эпохам корообразования в докембрии относятся месторождения железных руд, в которых основным рудным минералом становится гематит. Магнетит постепенно делается подчиненным вплоть до почти полного его исчезновения. Руды обычно переслаиваются с пластами кварцевых песчаников, алевролитов и хлоритондных аргиллитов. Примером может служить Ангаро-Питское месторождение гематитовых руд на Енисейском крыже, относящееся к позднерифейско-вендской эпохе корообразования.

В фанерозое экзогенные месторождения железных руд относятся как к континентальным, так и к морским образованиям. Среди первых значительную роль играют элювиальные месторождения. Они формируются в результате выветривания более древних железорудных залежей. К ним принадлежат: мартитовые руды КМА и Кривого Рога; гематитовые и лимонитовые руды, представляющие собой железные шляпы на залежах карбонатных или различных сульфидных руд; железорудный элювий, связанный с выветриванием ультраосновных пород. Примером последних могут служить руды Орско-Халиловского района. Элювиальные месторождения относятся, как правило, к трем последним эпохам корообразования. Еще большим распространением в фанерозое пользуются оолитовые — гематитовые и лимонитовые руды осадочных месторождений континентальных и морских фаций. К континентальным девонско-карбонным отложениям относятся железорудные месторождения ряда районов Русской платформы, мезозойский возраст имеют подобные руды

ды Урало-Тургайской низменности. Рудами морского генезиса, связанными с корами выветривания мелового возраста, представлены Аятское (Тургайский прогиб), Колпашевское (Западно-Сибирская плита), Керчинское и другие месторождения.

В результате плиоцен-четвертичного выветривания основных магматических пород местами образуются железорудные россыпи вдоль берегов Курильских островов, Камчатки, Кольского полуострова и побережья Кавказа.

Марганцевые руды. Их происхождение связывается с процессами выветривания, а также с вулканизмом. Большинство исследователей считают, что соединения марганца приносились в бассейны седиментации главным образом из кор выветривания, некоторые авторы придерживаются представления о концентрации марганца в связи с вулканической деятельностью. Решение этого вопроса особенно сложно при длительном нахождении марганца в растворе и отсутствии вблизи от его концентраций достоверного источника питания. А. М. Рахманов и В. К. Чайковский [1972 г.] указывают, что месторождения вулканогенного генезиса играют существенную роль (до 60 %) только среди образовавшихся в геосинклиналих. Месторождения, приуроченные к платформам и областям переходного типа, входят преимущественно в экзогенные осадочные — терригенную и карбонатную подгруппы. Причем до 80 % мировых запасов марганцевых руд заключают месторождения первой из названных подгрупп. Многочисленные данные, в частности кварцевый состав песчано-алевритовых отложений, вмещающих концентрации марганца, указывают на гумидные условия формирования его залежей, но ряд признаков заставляет предполагать наступающую в это время аридизацию климата. Для карбонатной подгруппы характерно присутствие битуминозных известняков. Аналогами месторождений терригенно-осадочных руд марганца в древних толщах являются залежи гондитов — кварцево-спессартитовых руд, известные в Индии, Бразилии, Западной и Южной Африке.

Некоторые авторы выделяют кроме указанных самостоятельную формацию марганценосных кор выветривания. Промышленные месторождения руд марганца этой формации наиболее широко развиты в современном тропическом поясе Земли, где они входят в состав латеритных покровов на богатых марганцем породах. Менее значительные концентрации измененных выветриванием руд марганца развиты весьма широко.

Б. М. Михайлов и В. Г. Колокольцев на основании анализа материалов по месторождениям марганцевых руд многих регионов приходят к выводу, что наиболее интенсивно процессы накопления марганца протекали в рифейско-кембрийскую, девонско-каменноугольную, пермскую, меловую, палеоцен-олигоценую и олигоцен-четвертичную эпохи. Причем наибольший масштаб процесса концентрации марганца падает на последнюю эпо-

ху, затем — девонско-каменноугольную, меловую, рифейско-кембрийскую. Что же касается дорифейских образований, то наиболее продуктивными по марганцу являются архей и ранний протерозой. Б. М. Михайлов и В. Г. Колокольцев указывают, что формирование месторождений руд марганца новейших этапов геологической истории теснейшим образом связано с корами выветривания, развивающимися в гумидных условиях.

Фосфориты. Образование залежей фосфоритов в большинстве случаев также тесно связано с корами выветривания. Если начальные концентрации фосфора заключаются преимущественно в магматических породах, то дальнейшее его накопление происходит уже в элювии или осадках, обычно морских, реже аллювиальных, куда фосфор приносится после высвобождения при выветривании первичных фосфорсодержащих пород [2]. Таким путем возникают выделяемые В. Л. Либровичем и Л. М. Мызниковой [1978 г.] основные фосфоритоносные образования: кор выветривания и карста, глауконитово-терригенные, пестроцветные песчано-алеврито-мергельные, кремнисто-карбонатные. Исключение составляют, вероятно, только сравнительно редкие вулканогенно-кремнистые скопления. Большая часть фосфоритоносных отложений развита на платформах, где они локализируются в пределах синеклиз и краевых прогибов. Вулканогенно-кремнистые, отчасти кремнисто-карбонатные комплексы характерны для внутригеосинклинальных прогибов. В стратиграфическом размещении фосфоритоносных образований намечается достаточно четкая закономерность. К наиболее молодым из них — кайнозойским относятся элювиальные и карстовые месторождения, а также залежи, связанные с пестроцветными песчано-алеврито-мергельными толщами склонов краевых прогибов. Примером таких залежей могут служить фосфориты Таджикской депрессии. Преимущественно юрский и меловой возраст имеют месторождения фосфоритов глауконитово-терригенной толщи Русской платформы. Ракушняково-терригенные фосфориты относятся в основном к ордовику Русской и Сибирской платформ. Кремнисто-карбонатные фосфоритоносные отложения типичны для мезогеосинклинальных образований венд-раннекембрийского времени, с которыми связаны крупнейшие бассейны Каратау и Ухагольский.

Среди более древних толщ концентрации фосфоритов известны, например, в нижнем рифее Байкальской, Восточно-Саянской складчатых областей и Енисейского кряжа. Некоторые средне-рифейские образования фосфоритоносны в Прибайкалье и При-Саянье.

Из высказываний большинства авторов работ по фосфоритам следует, что продуктивными являются отложения, соответствующие по возрасту эпохам корообразования или весьма близкие к ним.

Минеральные россыпи. Согласно установившемуся мнению, генезис россыпей непосредственно связан с корообразованием. Для их формирования необходимо отделение ценных минералов от других компонентов вмещающих пород. Такое отделение происходит главным образом в процессе химического выветривания [5]. Это относится ко всем россыпным полезным ископаемым.

По генезису россыпи, как известно, делятся на два типа — элювиальные (реликтовые) и переотложенные. К элювиальным относятся месторождения устойчивых минералов, которыми обогащаются коры выветривания в результате разложения неустойчивых компонентов субстрата и частичного выноса получающихся продуктов. К этому типу принадлежит элювий алмазоносных кимберлитов, золотоносных гранитоидов, листовитов и березитов, платиноносных ультраосновных пород. Кроме того, к этому типу относятся железные шляпы, развивающиеся на залежах сульфидных руд и на карбонатах, обогащенных редкими элементами.

Еще большим разнообразием отличаются переотложенные россыпи. Они известны в осадках разных континентальных и прибрежно-морских фаций. Геологическая позиция таких россыпей определяется приуроченностью их преимущественно к платформенным структурам. Рудовмещающие отложения располагаются несогласно на древнем основании, эродированная поверхность которого нередко несет останцы кор выветривания. Рудоносные отложения обычно приурочены к основанию пластов и их серий. Образование продуктивных отложений зависит от состава субстрата и специфики тектонических и климатических условий.

Алмазоносные россыпи по вещественному составу принято делить на олигомиктовую и полимиктовую разности. Олигомиктовые алмазоносные отложения возникают в гумидных условиях при жарком климате. К ним относятся главным образом дочетвертичные россыпи.

Полимиктовые отложения накапливаются в условиях умеренно гумидного климата. Обогащение их ценными компонентами происходит нередко за счет промежуточных коллекторов.

Возраст олигомиктовых формаций Сибирской платформы, являющейся основной алмазоносной провинцией СССР, — позднепалеозойский, позднеtriasово-раннеюрский, палеоген-неогеновый, полимиктовых формаций — ранне- и позднеюрский, четвертичный. Россыпи золота известны как среди фанерозойских, так и среди докембрийских осадочных и метаморфических комплексов. Первые из них имеют преимущественно кайнозойский возраст.

Докембрийские золотоносные россыпи — конгломераты играют огромную роль в добыче золота; на их долю приходится более 90 % мировых запасов этого металла. Крупнейшим золото-

рудным районом является Витватерсранд (ЮАР). Среднепротерозойские золоторудные конгломераты известны в пределах Либерийского щита (Гана). В СССР они установлены в составе нижнего и среднего ятулия Карелии. Терригенные отложения с повышенным содержанием золота обнаружены среди средне- и верхнепротерозойских комплексов Казахстана, Прибайкалья, Присаянья, по периферии Иркутского амфитеатра и в других районах. Важно отметить, что как древние, так и кайнозойские золотоносные россыпи имеют преимущественно олигомиктовый кварцевый состав. Из аксессуарных примесей для них характерны химически устойчивые компоненты.

Россыпи касситерита в СССР известны на севере Якутии, в пределах Северо-Востока, Дальнего Востока, в Забайкалье, Казахстане, Тянь-Шане, на Памире и в Приладожье. Генетические типы россыпей различны. Основные эпохи их формирования: вторая половина олигоцена — ранний миоцен, поздний плиоцен — ранний плейстоцен, поздний плейстоцен — голоцен.

Россыпи титансодержащих минералов (ильменита и рутила) Сибирской платформы описаны В. А. Даргевич. Она указывает, что промышленные россыпи имеются среди отложений позднего триаса — ранней юры, альба — начала сеномана, маастрихта, эоцена, позднего олигоцена — миоцена. Проявления концентраций титанистых минералов известны также в раннем и среднем кембрии, раннем и среднем ордовике, раннем карбоне. Г. Р. Кирпаль [7] образование россыпей титансодержащих минералов Урала относит к олигоцен-миоценовому времени.

Из данных по россыпным месторождениям различных полезных ископаемых следует, что роль в их формировании кор выветривания не может вызывать сомнений. При этом элювиальные россыпи представляют собой кору выветривания, развивавшуюся на рудоносном субстрате. Россыпи осадочного генезиса по возрасту не всегда совпадают с такими эпохами, они обычно несколько моложе. Положение россыпей в разрезе осадочных комплексов, тип месторождений и состав вмещающих россыпи пород в большой степени зависят от режима тектонических движений, следующих за эпохой корообразования, в частности неотектонических. Этим объясняется продуктивность в отношении россыпей неогеновых и четвертичных отложений.

Особый интерес представляют стратиформные месторождения руд многих металлов, в том числе меди, свинца и цинка. Наряду с неправильными, реже пластообразными телами таких руд, залегающими среди магматических пород и относящимися, по-видимому, к эндогенным образованиям, известно большое разнообразие пластообразных месторождений руд этих металлов, рассматриваемых как первично-седиментационные. Такие месторождения приурочены к литологическим комплексам, имеющим обычно единый для больших территорий возраст. Рудосные горизонты характеризуются хорошо выдерживающейся

мощностью и залеганием согласно с пластами других осадочных пород этого комплекса. Представлены рудоносные горизонты отложениями, которые по структуре и петрографическому составу аналогичны занимающим подобное место в регионе нерудоносным горизонтам. Это и ряд других особенностей доказывает их седиментационную природу. Имеющиеся данные говорят о том, что накопление рудного материала происходило в прибрежно-морских (мелководные заливы, бухты), дельтовых, озерных, редко речных условиях. Медные руды, обычно вкрапленные, концентрируются главным образом в глинисто-алевритово-песчаных отложениях, как правило полимиктовых, реже олигомиктовых. Анализируя вопрос о генезисе рассматриваемых руд, Н. М. Страхов [1963 г.] приходит к выводу о накоплении их в аридной обстановке, совпадающей с горообразовательными этапами или эпохами, следующими непосредственно после них, в пределах складчатых зон или на прилегающих к последним частях платформ. Далее Н. М. Страхов отмечает, что осаждение меди, свинца и цинка происходило химическим путем из растворов, обогащенных этими металлами в результате выветривания (видимо, гумидного) интрузивных пород. При попадании растворов в условиях аридного климата медь оказывалась наименее подвижной, свинец — более подвижным, а цинк — максимально подвижным. Этим определялась геохимическая зональность распределения их месторождений.

Из сказанного следует вывод о том, что в формировании рассматриваемых руд принимают участие экзогенные процессы, свойственные гумидным и аридным обстановкам, взаимно сменявшимся благодаря вертикальной климатической зональности.

Эта генетическая схема приемлема, вероятно, также для фосфоритов. Неодинаковый состав вмещающих терригенных отложений (олигомиктовый для фосфоритов, полимиктовый для медных руд) объясняется, возможно, тем, что растворы, несущие медь, обогащались за счет магматических пород, дающих при выветривании материал обычно смешанного состава, а фосфор попадал в раствор при выветривании осадочных или метаморфических пород.

Таким образом, среди экзогенных полезных ископаемых, помимо образующихся в гумидных климатических условиях (в том числе руды железа, марганца, алюминия, каолины) и аридных (магнезит, целестин, минеральные соли и т. д.), существуют полезные ископаемые, возникновение которых обязано процессам, развивающимся в нескольких климатических зонах.

Вопрос стратиграфии эпох формирования стратиформных месторождений рассматривается в работах многих геологов. М. М. Константинов в этой связи указывает, что продуктивными являются: в Центральной Африке — кембрий, силур, в Центральной Европе — девон, пермь, триас, в Центральном Казахстане и Киргизии — девон, карбон, на Сибирской платформе — кембрий,

ордовик [9, с. 149]. Далее (с. 149—150) он пишет: «Прерывистый ход осадочного рудообразования выражается в наличии мощных концентраций, приуроченных к осадкам той или иной эпохи на фоне резко сниженной рудоносности других, смежных эпох». Это не значит, разумеется, что рудоносные эпохи чередуются с полностью безрудными.

Генезис экзогенных полезных ископаемых весьма разнообразен и, конечно, далеко не ограничивается рассмотренными типами. При эпигенезе это разнообразие еще увеличивается. В результате нередко образуются такие сложные месторождения, в которых тесно переплетаются характерные черты как первичных — экзогенных, так и вторичных — метаморфогенных процессов. В таких случаях возможно отнесение месторождений к группе полигенных.

Заключение

В настоящей статье сделана попытка показать положение во времени эпох наиболее интенсивного проявления экзогенных процессов, с которыми во многих районах связано формирование мощных элювиальных (кор выветривания) и осадочных комплексов, заключающих большое разнообразие гипергенных полезных ископаемых. Анализ наших данных и материалов других исследователей позволил наметить следующие главные эпохи корообразования: раннеархейскую, конца архея — начала протерозоя, среднепротерозойско-раннерифейскую, среднерифейскую, позднеархейско-вендскую, среднедевонско-раннекарбоновую, триас-раннеюрскую, раннемеловую, мел-палеогеновую, олигоцен-миоценовую, плиоцен-четвертичную. К второстепенным по интенсивности и широте развития процессов корообразования отнесены средне-позднеархейская, раннекембрийская, ордовикская, плейстоцен-голоценовая. Выделенные эпохи совпадают с определенными этапами развития Земли и могут, по-видимому, рассматриваться как планетарные явления. Вместе с тем имеющиеся данные показывают, что, несмотря на существенное своеобразие каждой эпохи, общая принципиальная направленность развития экзогенных процессов в течение геологической истории сохраняется.

Одним из наиболее широко распространенных и устойчивых в гипергенных условиях минералов, как известно, является кварц. Поэтому наличие среди осадочных и метаморфических комплексов кварцевых «зрелых» первично-осадочных пород можно считать важнейшим критерием развития кор выветривания, а возраст таких комплексов — показателем положения в геологической истории эпох корообразования. В результате анализа данных по кварцевым породам разного возраста всей территории СССР геохронология рассматриваемых эпох получила

серьезное обоснование. Возможные неточности их положения связаны, видимо, с не вполне одновременным проявлением цикличности тектонических движений, недостаточной разработанностью стратиграфических схем некоторых районов и известной условностью определения времени формирования самих кор и их деградации.

Экзогенные полезные ископаемые в подавляющем большинстве случаев связаны с корами выветривания. Характер такой связи, ряд особенностей возникающих месторождений, включая тип и условия залегания полезного ископаемого, определяются как тектонической (геоморфологической) и климатической обстановками, так и составом субстрата выветривания. Существенное значение имеет также возраст эпох, каждой из которых присущи специфические черты, эволюционно меняющиеся в ходе жизни планеты. Наибольшее число руд и нерудных ископаемых формировалось в условиях жаркого гумидного климата, меньшее их разнообразие присуще ариднему литогенезу; в концентрации ряда полезных ископаемых участвовали экзогенные процессы гумидной и аридной климатических зон. Следует отметить, что многие вопросы природы полезных ископаемых, относимых в статье к экзогенным, продолжают дискутироваться. Часты высказывания о седиментационно-эпигенетическом генезисе месторождений некоторых рудных полезных ископаемых, причем отдельные исследователи, признавая осадочной первичную концентрацию рудных компонентов, дальнейшее изменение морфологии месторождений и состава руд объясняют как результат действия эндогенных факторов. Сложный генезис многих месторождений несомненен.

Затронутые в статье вопросы об эпохах корообразования, стратиграфии, генезисе, масштабе месторождений экзогенных полезных ископаемых в последние годы широко изучаются в СССР и за рубежом. Однако, несмотря на существенное внимание, уделяемое этим вопросам, многие положения остаются неразрешенными и нуждаются в дополнительном обосновании и уточнении. Дальнейшие исследования должны быть направлены на решение следующих задач: а) уточнение роли тектоники, климата, вулканизма, состава атмосферы Земли, а также космических явлений в формировании и положении во времени кор выветривания; б) уточнение связи состава и строения кор выветривания с геоморфологическим фактором формирования кор и характером исходных пород; в) дальнейшая расшифровка геохимических процессов, определяющих начальную стадию возникновения месторождений наиболее типичных экзогенных полезных ископаемых; г) установление роли и выяснение действия вторичных процессов, в том числе эндогенных, изменяющих основные черты первично-экзогенных месторождений, состав и структуру полезных ископаемых.

Список литературы

1. Аскаоченский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та, 1973. 175 с.
2. Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов. — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 593—600.
3. Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1957.
4. Древние коры выветривания Украины/Ю. Б. Басс, С. Т. Борисенко, В. Ю. Кондрачук, М. Д. Эльянов. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975, с. 4—35.
5. Казакевич Ю. П., Ревердатто М. В. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского района. М., Недра, 1972. 150 с.
6. Казаринов В. П. Циклы лито- и рудогенеза. — Труды СНИИГГиМС, 1976, вып. 240, с. 3—17.
7. Кирпаль Г. Р. Состояние минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности и задачи по дальнейшему ее расширению. — Труды СНИИГГиМС, 1971, вып. 126, с. 4—17.
8. Кондрачук В. Ю., Баранова Н. М. Влияние корообразования на Украинском щите на состав осадочных отложений зоны его обрамления. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975, с. 211—244.
9. Константинов М. М. Происхождение стратиформных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.
10. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
11. Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. Основные проблемы геологии. М., Недра, 1969, с. 303—332.
12. Савко А. Д., Хожанов Н. П. Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та, 1975, с. 49—60.
13. Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., Недра, 1977. 304 с.
14. Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., Недра, 1969. 295 с.
15. Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., Наука, 1970, с. 5—29.
16. Симанович И. М. Кварц песчаных пород. М., Наука, 1978. 152 с.
17. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
18. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., Недра, 1966. 387 с.
19. Хаин В. Е. Глобальная тектоника. — Будущее науки. Междунар. ежегодн., 1975, вып. 8, с. 174—186.
20. Цехомский А. М. Основные задачи и принципы геологического картирования кор выветривания. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 221, с. 79—85.
21. Цехомский А. М. О закономерностях размещения полезных ископаемых кор выветривания. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 65—67.
22. Шалек Е. А., Конилов А. З. Петрохимия метабазитов и базальтоидный вулканизм архея Восточной Сибири. Л., 1974.

ФАЦИАЛЬНАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ СОВРЕМЕННОГО ГИПЕРГЕНЕЗА

Новейший этап развития Земли, начавшийся, вероятно, еще в конце палеогена, характеризуется появлением своеобразных типов горных пород и месторождений полезных ископаемых, неизвестных на протяжении всей предшествующей истории нашей планеты. В первую очередь это латеритные образования, большая группа лессовых пород, суглинки, супеси, а также каличе, сильклеты и др.

Попытки исследователей объяснить полное отсутствие либо крайне незначительное распространение подобных образований среди древних толщ их последующей эрозией или катагенетическими и метасоматическими преобразованиями, на наш взгляд, малосостоятельны.

Латеритные покровы широко развиты в современной тропической зоне Земли среди олигоцен-четвертичных отложений. Они заключают в себе более 90 % мировых запасов высококачественных руд алюминия — бокситов. Естественно было стремление геологов многих стран мира, расположенных вне тропического пояса (в том числе и СССР), найти подобные образования на других стратиграфических уровнях. Интенсивные поиски бокситов, проведенные в СССР в 1969—1978 гг. и сопровождавшиеся огромным объемом горных и буровых работ, не дали желательных результатов. Латеритные образования, встреченные на некоторых уровнях (D_3-C_1 , T_3 , K_{1-2}), оказались приуроченными к отложениям иных фациальных обстановок; они содержали бокситы иного состава, а самое главное, масштабность этих образований несоизмерима с современной. За относительно короткий промежуток геологического времени (около 30 млн. лет) в тропической зоне Земли возникла огромная масса глубоко химически переработанных осадков, обедненных щелочами, щелочными землями, кремнеземом и в то же время резко обогащенных окислами железа, глиноземом, титаном.

Лессовидные породы характеризуются преобладанием пылеватых частиц (до 80 % фракции 0,05—0,005 мм), высоким содержанием минералов, неустойчивых против химического выветривания как в легкой, так и в тяжелой фракции, и, как правило, присутствием тонкодисперсного известковистого материала. Эпигенетические преобразования таких пород, описанные в литературе [4], сводятся к уплотнению («каменные лессы», по С. Неуструеву), повышению объемного веса (до 1,73—1,84 г/см³), увеличению количества карбонатов (более 30 %) и равномерному распределению их в толще пород. Каких-либо изменений в гранулометрическом составе пород не отмечалось.

Это и естественно, ибо регенерация кварца, полевых шпатов, амфиболов, слюд, из которых состоит пылеватая фракция лесов, может происходить главным образом в зоне метаморфизма.

Физическая природа появления пылеватых пород на современном этапе развития Земли объясняется рядом особенностей выветривания в условиях резко выраженной сезонности климатов при обязательном участии процессов замораживания материнского субстрата.

Рассмотрим некоторые особенности минерации олигоцен-четвертичного этапа истории Земли.

Если мы обратимся к полезным ископаемым олигоцен-четвертичного времени, то увидим, что особенности минерации этой новейшей эпохи развития Земли еще более разительны по сравнению с древними периодами.

Латеритные покровы включают в себе не только основные запасы бокситов мира, но и огромные количества высококачественных марганцевых и железных руд, силикатных руд, никеля и кобальта. Отметим следующее: за последние годы в процессе выполнения международных программ по изучению Мирового океана на его наиболее погруженных стабильных участках — халистазах обнаружены колоссальные запасы железо-марганцевых конкреций с промышленными содержаниями никеля, кобальта, меди и марганца. Подобные образования, которые, по оценкам экономистов, в ближайшем будущем станут одним из основных источников добычи этих металлов, не имеют, по-видимому, аналогов в истории Земли.

Марганцевые включения среди кремней в офиолитовых альпинотипных формациях, рассматриваемые некоторыми исследователями (С. С. Шульц мл., И. М. Варенцов — устн. сообщ.) как донные образования древних океанов, не содержат промышленных концентраций меди, кобальта, никеля. Вообще следует отметить, что такой элемент, как никель, впервые за всю историю Земли только в олигоцен-четвертичное время «отошел» от ультраосновных массивов, с которыми связаны все его известные в литературе месторождения, и «образовал» промышленные скопления в принципиально иных фациальных обстановках.

Не менее показательным примером являются аллювиальные россыпи золота, платины и других металлов, известные среди отложений олигоцен-четвертичного возраста. Имеющиеся в литературе указания о находках более древних аллювиальных россыпей [6 и др.], как правило, допускают возможность иного толкования их генезиса. Отсутствие аллювиальных промышленных россыпей среди древних континентальных осадков, очевидно, связано с особенностями аллювиогенеза прошлых эпох, когда речная сеть не имела столь широкого развития на континентах и перенос осадков осуществлялся главным образом временными потоками. Дифференциация же вещества и образование россыпей происходили в прибрежных частях крупных водоемов.

В связи с этим все известные древние (палеозойские, мезозойские и палеогеновые) россыпи, иногда относимые к аллювиальным, обычно группируются в зонах, параллельных областям предполагаемого сноса. Примером тому могут служить меловые «аллювиальные» россыпи золота, широкой полосой обрамляющие с севера Кузнецкий Алатау, комплексные титан-цирко-

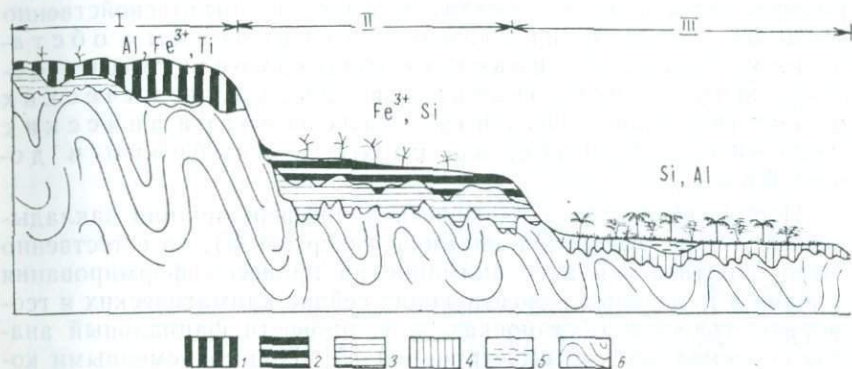


Рис. 1. Размещение фациальных типов кор выветривания в рельефе жаркой гумидной зоны гипергенеза.

I — высокие водораздельные поверхности; *II* — поверхности промежуточных уровней рельефа; *III* — низменные частично аккумулятивные поверхности.
 1 — высокоглиноземистые латериты, охры; 2 — кираса, кремнистые латериты, охры; 3 — литомарж; 4 — обеленные существенно каолинитовые глины, маршалиты; 5 — осадочные глины; 6 — складчатый кристаллический фундамент.

ниевые «аллювиальные» россыпи вдоль восточного склона Южного Урала и Мугоджар и др.

Возникновение почти любой осадочной породы является результатом взаимодействия многочисленных факторов гипергенеза. Наряду с температурным режимом, количеством, сезонностью выпадающих осадков и испарением существенную роль играют: рельеф, топографическое положение выветривающейся породы, состав почвенных и грунтовых вод и газов, жизнедеятельность микроорганизмов, состав продуктов распада растительных и животных организмов и пр. Все эти факторы в конечном счете находят свое отображение в фациальной обстановке, возникающей на конкретном участке земной поверхности (рис. 1).

Результаты наших исследований в области гипергенеза различных климатических зон Земли, а также анализ обширной литературы по этому вопросу дают основание сделать вывод о том, что эволюция процессов осадкообразования (эволюция фациальных обстановок) в истории Земли приводит к прогрессивно нарастающей дифференциации вещества в ее осадочной оболочке. На новейшем этапе эта тенденция проявилась наи-

более отчетливо. Наше время характеризуется резкой контрастностью поведения практически всех порообразующих элементов, их геохимической дифференциацией, обуславливающей возникновение моно-, ди- и трехэлементных пород. Причиной появления этих особенностей в значительной мере является установление на земном шаре резко дифференцированного климата, а также формирование многочисленных контрастных форм рельефа, что, судя по составу осадков, не было свойственно прошлым эпохам. Уникальность современных обстановок обуславливает необходимость очень осторожного использования актуалистических методов для анализа палеогеографических условий в мезозое, палеозое и особенно в докембри.

Поскольку основа геохимической дифференциации закладывается в коре выветривания (зоне гипергенеза), то естественно было обратить основное внимание на процессы формирования элювия в различных существующих сейчас климатических и геоморфологических обстановках, т. е. провести фациальный анализ современных кор выветривания [5]. Под современными корами выветривания, в отличие от древних, мы понимаем геологические тела, сложенные элювием, который возник в условиях, существующих в настоящее время либо близких к ним. Таким образом, возраст коры выветривания определяется продолжительностью стабильных фациальных обстановок на конкретных площадях ее развития. Иногда он соответствует только поздним этапам четвертичного времени, но в ряде случаев захватывает его полностью и даже отдельные века неогена и палеогена.

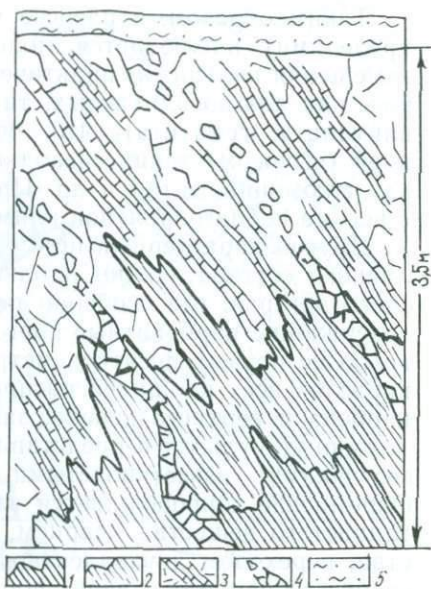
Среди подавляющего большинства исследователей геохимии гипергенеза утвердилось мнение о том, что поведение химических элементов в поверхностных условиях подчиняется строго определенным «рядам подвижности», описанным в свое время Б. Б. Полюновым [9] и в дальнейшем более детально рассмотренным А. И. Перельманом [7, 8], Ю. П. Казанским [2], Н. А. Лисицыной [3] и др.

Из анализа приводимых многочисленными исследователями «рядов подвижности», казалось бы, логично следует вывод о том, что в процессе длительного развития коры выветривания в верхних ее горизонтах останутся только устойчивые («неподвижные») элементы, характеризующиеся очень слабыми миграционными свойствами (Al, Fe, Ti). Подтверждение этому выводу мы находим в широком развитии латеритных кор выветривания во влажных тропических зонах Земли, где гипергенная дифференциация вещества в ряде случаев действительно приводит к формированию трехэлементного (Al, Fe, Ti) бокситового покрова. Но более внимательное рассмотрение геохимического профиля района развития латеритных покровов показывает, что наряду с бокситовыми в иных фациальных обстановках возника-

ют синхронные, существенно отличающиеся от них образования. Иными словами, в одной и той же климатической зоне, но в разных геоморфологических обстановках конечные продукты гипергенеза оказываются существенно различными. Очевидно, что поведение элементов в иных климатических зонах имеет свои специфические особенности, что приводит к возникновению дру-

Рис. 2. Разрез карбонатной коры (каliche) на амфиболитах. Зарисовка стенки шурфа. Месторождение Аю-Гели, Сомали, Восточная Африка.

1 — амфиболиты; 2 — частично карбонатизированные амфиболиты; 3 — каличе; 4 — кварцевые жилы; 5 — карбонатные супеси.



гих пород, являющихся конечными продуктами выветривания (гипергенной дифференциации) в данных условиях. При этом в ряде случаев мы наблюдаем явления, казалось бы, противоречащие законам природного поведения химических элементов. Например, при разведке месторождения Аю-Гели в центральной части Сомали в траншеях глубиной до 3,5 м нами наблюдался следующий разрез гипергенного покрова (рис. 2):

1. На дне траншей обнажаются расщепленные, частично инфильтрованные гранитной магмой и пронизанные кварцевыми жилами амфиболиты, моноклиально падающие под углом 45—60°.

2. В стенке траншей амфиболиты частично разрушены, пронизаны сетью тонких кальцитовых прожилков, местами ожелезнены, кварцевые жилки раздроблены. В шлифах наблюдается частичное замещение кварца и амфиболов кальцитом, полевые шпаты также кальцитизированы. Мощность 1—1,5 м.

3. Полностью кальцитизированный амфиболит (каliche) — карбонатная крупнопористая порода желвакового сложения оранжево-желтого либо белого цвета. Поры местами заполнены

порошковатой известковисто-гидрогетитовой массой. Каличе сохраняет сланцевую текстуру амфиболитов, подчеркнутую вытянутыми реликтовыми включениями частично карбонатизированного амфибола и обломками жильного кварца. В шлифах среди мелкозернистой массы резко выделяются ориентированные зерна «свежей» роговой обманки и полевых шпатов. Мощность 1,5—2 м.

Таким образом, в разрезе месторождения (и далеко за его пределами) наблюдается молодой процесс метасоматического замещения кальцитом практически всех минералов коренных пород, как алюмосиликатных, так и минералов окислов (кварца, ильменита, гематита), что, очевидно, сопровождается миграцией (выносом) таких «неподвижных» в гипергенезе элементов, как алюминий, титан и др. Причем эта миграция происходила в весьма неблагоприятной климатической обстановке.

Другой характерный пример замещения кварцем пород различного состава можно наблюдать во многих районах Казахского нагорья, где особенно подвержены окварцеванию толщи, содержащие карбонатные породы. Зоны окремнения мощностью не более первых десятков метров здесь практически развиты в пределах всех площадей распространения образований нижнего карбона и верхнего девона, залегающих в так называемых наложенных мульдах и представленных глинисто-кремнистыми известняками, известковистыми алевролитами и песчаниками. Окремнение сопровождается замещением кальцита и частично глинистого вещества кварцем, окислением органического вещества, переходом двухвалентного железа в трехвалентное и высвобождением его в виде свободных гидроокислов (рис. 3).

Возраст этого окремнения по ряду косвенных признаков определяется как позднеэоценовый, соответствующий времени господства здесь аридных обстановок литогенеза, но может быть и иным.

Много примеров «аномального» поведения элементов в гипергенных средах, сопровождающегося возникновением различных, иногда сходных с эндогенными ассоциаций минералов и горных пород, приведено в последних работах В. Н. Разумовой [10].

Ответы на подобные природные загадки, по нашему мнению, следует искать не в привлечении гипотетических гидротермальных ювенильных растворов, как это предлагает В. Н. Разумова, а в дальнейшей разработке теории геохимических барьеров, существующих в зоне гипергенеза. В настоящее время в этом направлении интенсивно работает ряд советских геологов-геохимиков (см. работы А. И. Перельмана, В. В. Щербины, С. А. Кашика и др.).

Процесс корообразования, понимаемый многими исследователями как процесс выщелачивания одних элементов и сохранения на месте (*in situ*) — других, в действительности является бо-

более сложным и всегда сопровождается метасоматозом. Например, предпринятые в последние годы исследования латеритных покровов показали, что боксит-латериты, структурные охры в корях выветривания более чем наполовину состоят из привнесенных гидроокислов алюминия и железа, которые метасоматически замещают первичные минералы пород [5, 11, 12]. Это сви-

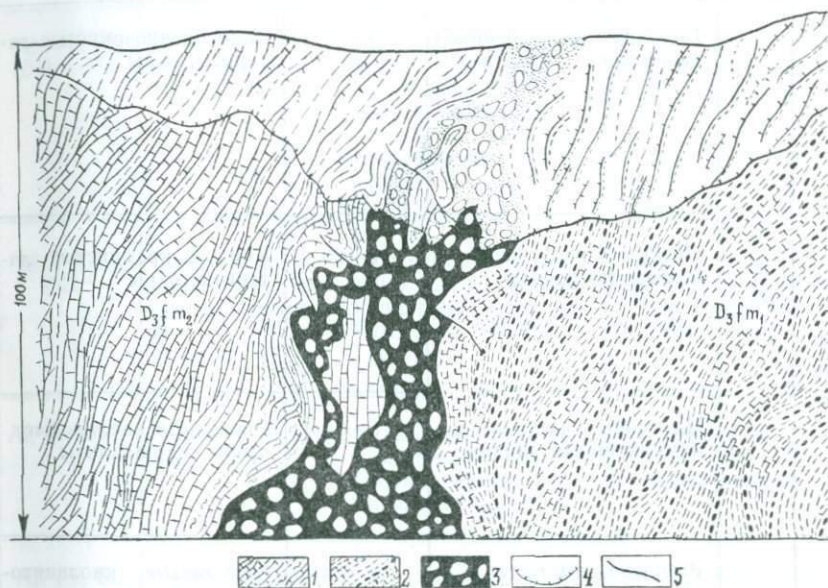


Рис. 3. Разрез зоны окремнения в карьере Кайрактинского полиметаллического месторождения. Зарисовка стенки карьера. Центральный Казахстан.

1 — темно-серые известняки с прослоями алевролитов; 2 — серые известковистые песчаники и темно-серые известкисто-глинистые алевролиты; 3 — зона брекчирования и ороговивания с полиметаллическим оруденением; 4 — зона окремнения (кремнистая кора выветривания); 5 — разрывы пластов.

детельствует о том, что элементы, накапливающиеся в той или иной коре выветривания, в то же время подвижны в ней, как и все остальные, но выпадают в осадок на существующем здесь для них геохимическом барьере. Так, например, теоретически обосновано, что алюминий накапливается в верхнем горизонте латеритной коры выветривания не потому, что он там инертен, а потому что существует геохимический барьер — резкое изменение содержания в воде кремния и pH раствора [1].

Собранные нами данные о развитии определенных типов пород в верхних горизонтах кор выветривания различных фациальных обстановок позволяют предложить для предварительного рассмотрения следующую классификацию гипергенных образований (таблица).

Тип гипергенеза	Зона гипергенеза	Фациальный тип кор выветривания	Средняя мощность элювия, м	Состав верхней		зоны			
				Породы	Накапливающиеся петрогенные элементы	Геохимический барьер	Полезные ископаемые		
							Элювиальные (иллювиальные)	Сингенетичные осадочные	
Гумидный	Жаркая	Высоких (расчлененных) пенепленов и низких гор	5—50	Высокоглиноземистые латериты, охры	Al, Fe, Ti, OH ⁻ , Mn	Повышение минерализации и pH растворов	Псевдоморфные бокситы, железные, марганцевые, кобальт-никелевые руды, элювиальные россыпи золота, алмазов и др.	Бокситы, аллювиальные россыпи, железные руды	
		Низких пенепленов и холмистых равнин	10—30	Кираса, кремнистые латериты, охры	Al, Fe, Si, OH ⁻	Смена гидродинамики и физического состояния растворов	Кремнисто-железные, силикатные кобальт-никелевые руды, элювиальные россыпи	Аллювиальные и прибрежно-морские россыпи, бедные железные руды	
		Низменных частично аккумулятивных равнин	5—10	Обеленные каолиновые глины, маршаллиты	Al, Si, OH ⁻	Смена Eh и pH растворов	Силикатные кобальт-никелевые руды, вермикулиты, элювиальные россыпи	Аллювиальные и прибрежно-морские россыпи, каолины	
	Умеренная	Расчлененных плато	5—15	Железистые каолинитовые глины, часто с гидрослюдой и монтмориаллонитом	Al, Fe, Si, OH ⁻	Смена минерализации и pH растворов	Минеральные краски, вермикулиты, элювиальные россыпи	Аллювиальные россыпи	
		Низменных частично аккумулятивных равнин	2—5	Монтмориаллонит-гидрослюдистые глины с каолинитом	Al, Si, OH ⁻	Смена Eh и pH растворов	Вермикулиты	Аллювиальные россыпи	
	Аридный	Пустынная	Выступы кристаллических пород	0,1—1,0	Дресва, карбонатные или гипсовые супеси и суглинки, солончаки	Ca, Mg, Na, CO ₂ , SO ₃ , Cl	Испарение вод выщелачивания	Нет	Соли
Осадочный покров			Предгорные пустыни	1—5	Гипсовые глины, гаж, солонцы	Ca, SO ₃ , Na	Испарение приносимых с гор вод	Гажа, гипс	Гипс, соли
			Пустыни на существенно карбонатном субстрате	1—20, редко более	Каличе, калькреты	Ca, CO ₂	Избирательное пересыщение капиллярных растворов	Цементное сырье	Цементное сырье
			Пустыни на существенно терригенном субстрате	1—5	Силькреты, сливные кремнистые песчаники	Si	Сезонные колебания pH, испарение	Силикагель, строительный материал	Нет

Тип гипергенеза	Зона гипергенеза	Фациальный тип кор выветривания	Средняя мощность элювия, м	Состав верхней				
				Породы	зоны	Геохимический барьер	Полезные ископаемые	
					Накапливающиеся петрогенные элементы			Элювиальные (иллювиальные)
Аридный	Степная	Выходы кристаллических пород	0,1—1,0	Дресва (в понижениях карбонатные суглинки и супеси)	В небольшом количестве Са, CO ₂ , иногда Mg, Fe ³⁺	Испарение вод выщелачивания	Нет	Нет
		Осадочный покров	1—20, редко более	Лесс, лессовидные суглинки и супеси	Са, CO ₂	Сезонные колебания концентраций CO ₂	Проявления Mn и Fe ³⁺	Проявления Mn и Fe ³⁺
Ледовый	Ледовая пустыня	Выходы кристаллических пород	0,1—0,5	Дресва (в западных карбонатные, иногда засоленные суглинки)	В небольшом количестве Са, CO ₂	Испарение минерализованных вод	Нет	Нет

Из таблицы следует, что на современном этапе развития Земли формируются два основных типа гипергенных продуктов — гумидный и аридный. Третий, ледовый, тип имеет много общего с аридным, поскольку как один, так и другой возникают в условиях резкого дефицита влаги, что обуславливает слабый гидролиз пород и иное поведение ряда элементов.

Различия между конечными продуктами аридного и гумидного гипергенеза весьма резкие. Гумидный гипергенез сопровождается интенсивным гидролизом минералов материнских пород, удалением щелочей, щелочных земель, частично кремния либо железа, накоплением и привнесом в значительном количестве алюминия и железа. В результате этого в зависимости от конкретной фациальной обстановки в жарких гумидных областях возникают либо высокоглиноземистые латеритные покровы, либо кремнисто-железистые кирасы, либо горизонты обеленных существенно каолининовых глин.

В гумидных районах умеренного пояса в связи с обилием органических кислот в почвенных водах латеритные покровы и мощные кирасы не возникают. В зависимости от состава субстрата конечными продуктами здесь являются либо существенно гидрослюдистые (на породах кислого состава), либо существенно монтмориллонитовые (на породах основного состава) глины. Кроме того, в составе элювия, как правило, определяется примесь каолинита. В отдельных случаях в зонах, переходных к жарким гумидным областям, накапливается гиббсит. На возвышенных участках рельефа в условиях интенсивной фильтрации

грунтовых вод, низкого уровня водоносного горизонта у поверхности возникают зоны железистых существенно каолининовых глин с монтмориллонитом и вторичной (аутигенной) слюдой [5].

Для всех кор выветривания гумидных областей характерен отрицательный баланс привноса-выноса химических элементов.

Аридный гипергенез, так же как и гумидный, характеризуется весьма широким развитием гипергенных процессов. Здесь, как правило, имеет место положительный баланс привноса-выноса химических элементов за счет подтока и испарения минерализованных грунтовых вод с образованием гипергенных кор (гипсовых, солончаковых, карбонатных, кремнистых и др.). При этом процессы гипергенного метасоматоза протекают не менее энергично, чем в условиях гумидного гипергенеза.

Заключение

Эволюция процессов осадкообразования в истории Земли приводит к прогрессивно нарастающей дифференциации вещества в ее осадочной оболочке. На новейшем этапе развития Земли, начавшемся, вероятно, в олигоцене, эта тенденция проявляется наиболее отчетливо. Наше время характеризуется резко контрастным поведением всех породообразующих элементов, что обуславливает возникновение в различных фациальных обстановках (гипергенных средах) моно-, ди- и трехэлементных пород, неизвестных либо мало распространенных в предшествующие эпохи. Каждая из этих пород представляет собой конеч-

ный продукт гипергенных преобразований субстрата в строго определенных фациальных обстановках. Наиболее распространенными среди них являются:

1) глиноземный латерит (Al, Fe³⁺, Ti) — возвышенные участки рельефа в жарком переменном-влажном климате;

2) кирасы (Fe³⁺, Si) — прочие приподнятые участки рельефа, через которые дренируются воды с возвышенных участков в жарком влажном климате;

3) каолиновые коры (Si, Al) — низменные, слабопроточные участки рельефа в жарком влажном климате;

4) салькриты (Si) — понижения на существенно терригенном субстрате в аридном климате;

5) каличе, калькриты (Ca, CO₂) — равнины на существенно карбонатном субстрате в аридном климате;

6) гажа, солонцы (Ca, Na, SO₃) — предгорья и равнины в умеренно жарком аридном климате.

Список литературы

1. Бронева В. А. Метасоматизм в зоне гипергенеза. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Недра, 1975, с. 71—81.

2. Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., Наука, 1969. 125 с.

3. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., 1973. 224 с.

4. Лысенко Н. П. Каменный лесс из верховий реки Яван в Таджикистане. — Учен. зап. ЛГУ, 1956, № 209. Сер. геол., вып. 7, с. 144—150.

5. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977. 158 с.

6. Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск, Наука, 1977. 309 с.

7. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1966. 392 с.

8. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., Недра, 1973. 288 с.

9. Полюнов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934. 240 с.

10. Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М., Наука, 1977. 155 с.

11. Bonifas M. Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. — Mem. du serv. de la Carte géol. d'Als. et Lorr., 1959, № 17, p. 159.

12. Gordon M., Tracey J. J., Ellis M. W. Geology of the Arkansas bauxite. — Econ. Geol., 1958, 14, № 3, p. 268.

УДК 551.311.2

В. Е. Кудрявцев

ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ КАК ГЕНЕРАТОР РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

В процессе химического выветривания в раствор переходит огромное количество металлов, рассеянных в горных породах. Ничтожная доля этого количества способна обеспечить форми-

рование крупных месторождений металлов. Возможность реализации процесса рудообразования в результате деятельности металлоносных вод целесообразно рассмотреть на примере урана, геохимия которого в зоне гипергенеза изучена лучше, чем многих других элементов.

Идеи о важной роли химического выветривания в формировании жильных месторождений урана получили в настоящее время широкое распространение [3, 6—9 и др.]. Как указывают некоторые исследователи [7], последнее десятилетие характеризуется всеобщей эволюцией представлений о генезисе урановых месторождений, особенностью которой является признание поверхностного выветривания в качестве важного фактора миграции и концентрирования урана, в частности при образовании некоторых жильных месторождений, ранее относившихся к группе эндогенных.

Одна из наиболее полных схем образования ураносмолковых жильных месторождений, в основе которой лежит представление о гипергенных процессах рудообразования, сопровождающих континентальное выветривание гранитов и других пород, разработана М. Барбье на примере французских урановых месторождений [6]. В основе она близка к схеме образования этих месторождений, предложенной ранее М. Моро и др. [9], и базируется на тех же геологических предпосылках — тесной ассоциации ураносмолковых жил с гранитами, обогащенными ураном (до 20 г/т) и содержащими акцессорный уранинит, ограниченной глубине формирования рудных жил, выклинивающихся, как правило, на первых сотнях метров, и т. д.

В отличие от Моро и др., Барбье считает, что уран интенсивно выщелачивается из гранитов на начальной стадии континентального выветривания. В эту стадию происходит выщелачивание урана, миграция его на глубину (при отсутствии растительного покрова) и концентрация в трещинах в связи с нейтрализацией и понижением окислительно-восстановительного потенциала переносящих его кислых окислительных вод метеорного происхождения.

Основываясь на радиологических и палеогеографических данных, Барбье приходит к выводу о том, что наиболее благоприятные условия для формирования ураносмолковых жил Центральнофранцузского массива существовали в пермский период, уже после завершения постмагматических процессов, сопровождавших образование герцинских интрузивных массивов.

К близким выводам о формировании урановых жильных месторождений Северной территории Австралии пришел Ф. Лангфорд [8], по мнению которого, образование этих месторождений происходило в процессе формирования поверхности несогласия, разделяющей рудовмещающие нижнепротерозойские интенсивно дислоцированные углеродисто-глинистые толщи. Лангфорд, как и многие другие исследователи, допускает, что в процессе

Формирования эрозионной поверхности метеорные воды могли выщелачивать уран из гранитов или других пород и отлагать его в зонах трещиноватости тех пород, которые способствовали созданию восстановительных условий в грунтовых водах. Позднее аналогичные соображения Лангфорд высказал и по поводу образования некоторых жильных урановых месторождений Северной Америки.



Рис. 1. Вертикальная радиохимическая зональность древней коры выветривания раннепалеозойских олигоклазовых гранитов (а) и среднепалеозойских субазальных вулканогенных пород кислого субщелочного состава (б).

Приведенные и другие предлагаемые схемы механизма гипергенного образования урановых жильных месторождений разработаны на примере конкретных объектов и позволяют объяснить целый ряд особенностей локализации рудоносных жил. Практическим следствием такой трактовки генезиса некоторых типов жильных месторождений является необходимость совершенствования методики прогнозирования и поисков урановых руд с учетом основных положений новой концепции, дальнейшая разработка которой, таким образом, представляет одну из актуальных задач.

По имеющимся многочисленным данным, содержание урана в коре выветривания в целом значительно ниже, чем в материнских породах, а распределение остаточных его концентраций в выветрелых породах подчинено определенным закономерностям.

На рис. 1 показаны типичные радиохимические профили каолиновой коры выветривания олигоклазовых гранитов и субазальных вулканогенных пород кислого субщелочного состава. На фоне в целом пониженного содержания урана в выветрелых

породах, в верхней части промежуточной и в низах верхней (конечная стадия разложения) зоны коры выветривания отчетливо фиксируется область относительно более высокого содержания металла, намечающаяся в большинстве ее разрезов и составляющая одну из характерных радиогеохимических особенностей каолиновой и гидрослюдистой кор выветривания по алюмосиликатным породам.

Указанная закономерность позволяет наметить в профиле выветривания три радиогеохимические зоны: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя радиогеохимическая зона совпадает с нижним и низами промежуточного горизонта коры выветривания и характеризуется постепенным понижением содержания урана от неизменных пород к верхним частям зоны. Средняя радиогеохимическая зона охватывает верхи промежуточного и иногда самые низы верхнего горизонта коры выветривания. Содержание урана в этой зоне постепенно нарастает и достигает максимума у верхней ее границы. К верхним частям средней зоны нередко приурочены локальные аномальные концентрации урана, значительно превышающие его содержание в неизменных породах. Верхняя радиогеохимическая зона, совпадающая в основном с верхним горизонтом коры выветривания, характеризуется постепенным убыванием содержания урана, хотя вблизи верхней границы зоны отмечаются аномальные его концентрации на участках скопления гидроокислов железа или марганца либо гумуса.

Определенная направленность формирования коры выветривания дает основание предполагать, что верхняя радиогеохимическая зона соответствует области частичной десорбции урана из глинистых минералов при воздействии вод с относительно низкими значениями рН. Средняя радиогеохимическая зона — зона сорбции урана глинистыми минералами, широко распространенными в этой части профиля коры выветривания. В средней радиогеохимической зоне рН просачивающихся с поверхности вод несколько возрастает благодаря их взаимодействию с вмещающими породами и достигает значений, благоприятных для сорбции урана глинистыми минералами. В нижней радиогеохимической зоне происходит интенсивное выщелачивание урана вследствие воздействия вод с повышенной щелочностью на относительно малоизмененные породы и ограниченное развитие глинистых минералов.

Из сказанного следует, что при формировании каолиново-гидрослюдистой коры выветривания по алюмосиликатным породам одновременно существуют два фронта выщелачивания урана, один из которых соответствует нижним ее горизонтам и обусловлен воздействием на слабо измененные и неизменные породы вод с относительно повышенной щелочностью, а другой — верхнему горизонту, где происходит десорбция урана из глинистых минералов кислыми или слабокислыми водами.

Средние содержания урана в олигоклазовых гранитах и кислых субщелочных эффузивах, геологические и радиогеохимические профили выветривания которых изображены на рис. 1, составляют соответственно 1,8—2,2 и 6,0—10,0 г/т. Простой расчет, основанный на представлении о существовании двух фронтов выщелачивания урана, показывает, что при образовании коры выветривания по этим породам из каждого кубического километра в первом случае выщелачивалось около 4—5 тыс. т, а во втором — до 20 тыс. т металла.

Известно, однако, что значительная часть урана при выветривании горных пород уносится поверхностными водами и фиксируется в морских осадках. Г. Н. Батури и А. В. Коченов подсчитали, что современными реками земного шара ежегодно выносится в Мировой океан около 40 тыс. т этого металла [1].

История урана, вовлекаемого в миграцию водами подземного стока, изучена значительно слабее. Тем не менее установлено, что формирование зон пластового окисления на приподнятых крыльях артезианских бассейнов сопровождается иногда возникновением урановородных залежей на фронте выклинивания этих зон. Рудообразование способствует длительному функционированию нисходящих потоков кислородных пластовых поровых вод, повышенное содержание урана в водах, наличие на пути нисходящих потоков поровых вод геохимических барьеров, обуславливающих аккумуляцию урана.

Близкие условия создаются и в трещинах, через которые дренируются воды формирующейся каолиново-гидрослюдистой коры выветривания по алюмосиликатным породам. Очевидно, что в данном случае, как и в предыдущем, процесс рудообразования возможен лишь тогда, когда концентрация урана в водах превышает предел растворимости его соединений, возникающих на геохимических барьерах. О концентрации урана в водах, формирующихся при химическом выветривании, можно судить по данным искусственного выщелачивания в различной степени выветрелых и неизмененных горных пород близкими к природным водами.

Искусственному выщелачиванию урана дистиллированной водой, а также водой, обогащенной углекислотой (с рН 5,1 и 5,4), и естественной болотной водой, отжатой из торфа, были подвергнуты пробы раздробленных до 0,5—1,0 см выветрелых и неизмененных олигоклазовых гранитов, радиогеохимический разрез коры выветривания которых изображен на рис. 1, а. Выщелачивание проводилось в статических условиях при комнатной температуре и атмосферном давлении. После трехнедельного опыта в фильтрах были установлены повышенные содержания урана, которые для неизмененных гранитов колебались в пределах от 9,5 до 18,6 мкг/л, для выветрелых гранитов, отобранных из зоны начального выщелачивания и из нижней части промежуточной зоны, — от 9,7 до 48,0 мкг/л, а из верхней

части промежуточной зоны и из зоны полного выщелачивания — от 0,1 до 6,6 мкг/л. Следует отметить, что минимальные концентрации в указанных пределах соответствовали фильтрату дистиллированной воды, а средние и максимальные значения — углекислой и особенно болотной воде. Сходные результаты при выщелачивании урана из гранитов дистиллированной водой были получены и другими исследователями [2, 4, 10 и др.]. Это дает основание предполагать, что в близких к равновесным с гранитами водах, формировавшихся при выветривании, содержание урана могло быть относительно высоким (до 50 мкг/л). Оно могло быть еще более значительным в биологически активных водах, поскольку, по экспериментальным данным Р. Мань и др. [4], в фильтрате воды, обогащенной гетеротрофными бактериями, концентрация урана была в 100 раз выше по сравнению с дистиллированной водой после обработки проб одних и тех же гранитов.

Приведенные данные позволяют считать, что воды, формирующиеся при химическом выветривании гранитов (особенно в нижних горизонтах коры выветривания), могли выступать в роли рудообразующих и сбрасывать уран на соответствующих геохимических барьерах. Такое заключение может быть подкреплено данными о концентрации урана в кислородных водах, формирующих ураноносные зоны пластового окисления. Согласно этим данным, первоначальное содержание урана в водах, поступающих из верхних частей зон пластового окисления к геохимическим барьерам, составляет единицы или первые десятки микрограммов на 1 л воды, а при прохождении барьера (за его пределами) — первые десятые доли микрограмма на 1 л воды и менее [2 и др.]. Отсюда следует, что на восстановительном геохимическом барьере в зонах пластового окисления такие воды отлагают более 90 % содержащегося в них урана.

Очевидно, важную роль в создании рудных концентраций урана на путях миграции урансодержащих вод может играть изменение их щелочно-кислотных свойств. По распространенному мнению, одним из наиболее обычных соединений этого металла в природных водах являются уранил-карбонатные комплексные анионы, образующие хорошо растворимые соли со щелочными и щелочноземельными металлами. Известно, что эти анионы устойчивы в широком диапазоне кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий при относительно высокой концентрации углекислоты в растворе. При удалении ее из раствора уранил-карбонатные комплексные анионы теряют устойчивость, уранил подвергается гидролизу, что приводит к выпадению урана в осадок. Такой ход реакций возможен при возрастании щелочности вод, сопровождающемся разрушением аниона HCO_3^- и увеличением в связи с этим концентрации аниона CO_3^{2-} , образующего труднорастворимые соединения со щелочными землями.

Необходимо напомнить еще одно очень важное свойство урана — его способность сорбироваться силикагелями, солями поликремневых кислот и силикатами щелочных и щелочноземельных металлов, глинистыми минералами, некоторыми органическими соединениями, фосфатами, гидроокислами металлов и другими веществами. В природных условиях уран очень часто ассоциирует именно с веществами-сорбентами: частично или полностью раскристаллизованными силикагелями (опал, халцедон), солями поликремневых кислот щелочных и щелочноземельных металлов, являющихся одним из основных компонентов вулканических стекол, силикатами щелочей и щелочных земель (амфиболы и др.), углеродизированными растительными остатками, битумами, углеродистым веществом, заключенным в углеродистых сланцах, каолиновыми и другими глинами, часто сопровождающими ураноносные залежи, фосфоритами, фосфатноносными породами и т. д. В силу своей способности сорбировать уран при определенных условиях даже из сильно разбавленных растворов, в природной обстановке эти вещества могут выполнять роль своеобразного барьера на пути просачивающихся по трещинам или пластам ураноносных вод или растворов, практически полностью поглощая растворенный уран. Сорбционная емкость сорбентов, зависящая от величины свободной энергии их удельной поверхности, в значительной степени зависит и от щелочно-кислотных свойств среды, достигая максимума при определенных значениях pH, а также от температуры системы. Это означает, что в природной обстановке, в условиях меняющихся щелочно-кислотных свойств и температуры, при взаимодействии ураноносных вод с веществами-сорбентами осуществляется не только сорбция, но и десорбция урана, которая, так же как и разрушение сорбентов, может сопровождаться урановым минералообразованием.

Из всего сказанного следует, что воды, формирующиеся при химическом выветривании алюмосиликатных пород, принципиально могут играть роль рудообразующих растворов, однако, учитывая относительно низкие концентрации урана в них, очевидно, что для формирования месторождений урановых руд потребуется очень большое их количество, т. е. к геохимическому барьеру, на котором происходит аккумуляция урана, урансодержащие воды должны поступать достаточно длительное время. Такое явление имеет место при образовании ураноносных зон пластового окисления [2 и др.]. Оно может быть свойственно и зоне химического выветривания, дренируемой системами длительно существующих трещин.

По современным представлениям, процессы интенсивного химического выветривания происходят на фоне медленных поднятий крупных блоков земной коры, способствующих понижению уровня грунтовых вод и проникновению агентов выветривания на большие глубины [5 и др.]. В силу радиального харак-

тера поднятий в верхних частях земной коры (выше уровня их возбуждения) создаются растягивающие усилия вследствие увеличения объема, занимаемого поднимающимися блоками. Таким образом, воздымание блоков земной коры должно неминуемо сопровождаться ее разуплотнением, которое в жестких блоках будет компенсироваться в первую очередь раздвижением трещин. Очевидно, что трещины в течение длительного времени, соизмеримого с периодами воздымания, могут дренировать формирующиеся коры выветривания. В эпохи интенсивного химического выветривания около таких трещин развиваются линейные коры, которые по морфологическим особенностям, вещественному составу и строению аналогичны зонам глинистых изменений в алюмосиликатных породах, рассматривающихся обычно как гидротермальные образования [3, 6 и др.].

Рудоносные жилы, образование которых связано с деятельностью металлоносных вод, сформировавшихся при химическом выветривании горных пород, правильнее называть гидатогенными* в отличие от гидротермальных жил. Примером гидатогенных жильных месторождений могут служить ураноносные карбонатно-кварцевые жилы в гранитоидах, описанные некоторыми исследователями во Франции, Португалии, Испании, Англии и других странах [3, 6 и др.]. В околорудном пространстве таких жил вмещающие гранитоиды обычно интенсивно каолинизированы, иногда цеолитизированы, карбонатизированы, флюоритизированы. По направлению к периферии интенсивность изменения в околорудном пространстве ослабевает, каолинизация уступает место гидрослюдизации или серицитизации, иногда монтмориллонитизации или хлоритизации.

Главными жильными минералами ураноносных жил являются халцедон, опал, гребенчатый кварц и другие разновидности кварца, за которыми укрепилось название «низкотемпературные». Карбонаты представлены доломитом, кальцитом, анкеритом и сидеритом. Иногда присутствуют барит и флюорит. Рудные минералы образуют прожилково-вкрапленные выделения. Наиболее распространенными среди них являются настуран, сульфиды железа, меди, свинца, цинка, молибдена, сульфоарсениды никеля и кобальта, самородные мышьяк, серебро, золото и др.

Многие исследователи относят ураноносные карбонатно-кварцевые жилы к низкотемпературным близповерхностным гидротермальным образованиям.

Основываясь на достоверно установленных случаях залегания ураноносных карбонатно-кварцевых жил в линейных као-

* Термин «гидатогенный», или «рожденный водой», в данном случае рассматривается как синоним термина «гидрогенный», однако является более точным по сравнению с последним, который буквально означает «рождающий воду».

линовых корах выветривания массива олигоклазовых гранитов, разрез профиля площадной коры выветривания которого приведен на рис. 1, а, процесс формирования ураноносных рудных жил в данном случае можно интерпретировать следующим образом (рис. 2).

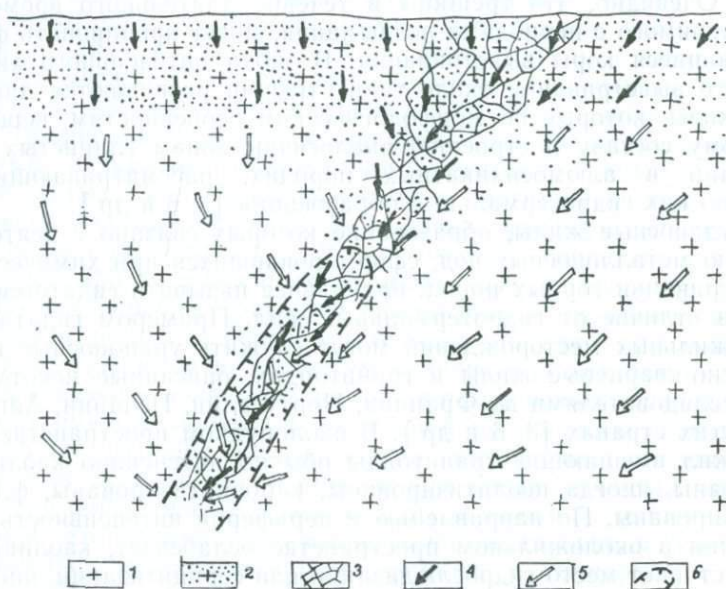


Рис. 2. Схема формирования рудоносной карбонатно-кварцевой жилы в процессе химического выветривания гранитов (разрез).

1 — граниты; 2 — кора выветривания; 3 — зона повышенной трещиноватости; 4 — кислые или нейтральные углекислые воды; 5 — щелочные кремнекислые воды; 6 — область формирования карбонатно-кварцевой жилы.

Приуроченность наиболее интенсивно измененных гранитов к центральной зоне линейной коры выветривания говорит о том, что максимальное количество проникших с поверхности вод фильтровалось по трещинам, около которых сформировались эти коры, и непосредственно примыкавшим к ним участкам. Указанное обстоятельство свидетельствует о вероятном существовании около трещин в период формирования линейных кор выветривания депрессионных воронок, обуславливающих подток в трещину вод из боковых пород. В нижней части площадной коры выветривания дренируемые трещиной воды были обогащены ураном и другими тяжелыми металлами, заимствованными из гранитов, а также натрием, щелочными землями и кремнекислотой, в большом количестве выносимыми из грани-

тов при каолиновом выветривании. Наличие в водах сильных оснований и слабой кремнекислоты определяло их повышенную щелочность.

Смещение щелочных вод со слабокислыми или нейтральными, проникавшими по трещинам на значительные глубины без существенного изменения pH и других параметров, должно было приводить к выпадению в осадок кремнекислых гелей, карбонатов щелочных земель, гидратированных окислов урана и других соединений. Выпадение в осадок гелей кремнезема вызывалось разбавлением щелочных вод слабокислыми или нейтральными гидрокарбонатными, так как нейтрализация щелочных вод должна была приводить к резкому понижению растворимости кремнекислоты. Осаждение углекислых солей щелочных земель в данном случае, по-видимому, является следствием относительного повышения щелочности гидрокарбонатных вод в результате смешения со щелочными кремнекислыми водами.

Разрушение гидроксидосиликатной ассоциации и уран-карбонатных комплексных соединений — наиболее вероятных соединений урана в щелочных кремнекислых водах — и выпадение урана в осадок в виде гидратированных сложных окислов, в дальнейшем преобразованных в настуран, обусловлено, скорее всего, понижением концентрации кремнекислоты и углекислоты в водах и восстановительными геохимическими условиями, о чем свидетельствует наличие сульфидов молибдена, свинца, меди, самородного мышьяка и некоторых других минералов в карбонатно-кремнистых жилах.

Заключение

Химическое выветривание горных пород может выступать как генератор рудообразующих растворов, способных формировать рудные жилы. В связи с этим совершенно очевидна необходимость тщательного изучения механизма формирования всех разновидностей «гидротермальных» жильных месторождений, не обнаруживающих отчетливой связи с процессами магматизма или метаморфизма, с позиций гидатогенного рудообразования. Такое изучение должно привести к существенному совершенствованию критериев прогнозной оценки и поисков гидатогенных месторождений. В качестве самых общих условий, благоприятных для формирования гидатогенных жильных месторождений, которые могут быть сформулированы на настоящей стадии их изученности, следует рассматривать:

- 1) широкое распространение горных пород с повышенным содержанием металлов, легко извлекаемых природными водами в близких к стандартным условиям;
- 2) наличие разрывных нарушений, активизированных в связи с воздыманием блоков земной коры;

3) сопряженность во времени периодов воздыманий с процессами интенсивного химического выветривания и последующими эпохами аридизации климата;

4) наличие на пути просачивающихся по дренирующим трещинам металлоносных вод геохимических барьеров, способных обеспечить экстракцию металлов из этих вод;

5) умеренную глубину эрозионного среза, обеспечивающего сохранность линейных кор выветривания.

Список литературы

1. Батури́н Н. Г., Коченов А. В. Миграция урана в реках и время его пребывания в водах Мирового океана, морей и озер. — *Геохимия*, 1968, № 6, с. 715—723.

2. Евсеева Л. С., Перельман А. И., Иванов К. Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1974. 280 с.

3. Кудрявцев В. Е. О генезисе некоторых жильных месторождений. — *Геол. рудн. м-ний*, 1972, № 6, с. 87—94.

4. Мань Р., Бертели́н Д. Р., Доммерг И. Растворение и осаждение урана из гранитов гетеротрофными бактериями. — В кн.: Образование месторождений урана. М., Мир, 1976, с. 77—92.

5. Основы регионального изучения кор выветривания/Под ред. А. М. Цехомского. Л., 1974. 216 с.

6. Barbier M. J. Continental weathering as a possible origin of vein-type uranium deposits. — *Miner. Deposita*, 1974, 9, № 3, p. 271—288.

7. Darnley A. G. New and recent results from the Canadian Uranium reconnaissance Program. Short Papers of the U. S. Geol. Survey, Uranium-Thorium Symposium, 1977. Geol. Surv. Circular, 753, p. 63—64.

8. Langford F. F. A supergene origin for vein-type uranium ores in the light of the Western Australian calcrete-carnotite deposits. — *Econ. Geol.*, 1974, 69, № 4, p. 516—526.

9. L'uranium et les granites/M. Morrau, A. Pougnon, X. Puibarand, H. Sannselme. — *Chronique des Mines et de la Recherche Minière*, 1966, ann. 34, № 350, p. 47—51.

10. Szalay S., Samsoni Z. Uranium kioldódának vizsgálata magmás kőzetek zúzalékálól. — *Földt. Közlöny*, Budapest, 1967, k. 97, f. 1, ci. 60—73.

УДК 553.634.12.065

А. Т. Соловьев

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА СТРАТИФОРМНЫХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Знакомство с флюоритовыми месторождениями, как отечественными, так и зарубежными, с несомненностью свидетельствует о том, что по масштабам оруденения главное место среди них занимают месторождения стратиформного типа. Этим объясняется все возрастающий, особенно в последнее время, интерес к ним.

Следует отметить, что целеустремленное изучение стратиформных флюоритовых месторождений началось сравнительно

недавно; ему предшествовала длительная дискуссия о том, к какой генетической группе стратиформные месторождения (не только флюоритовые, но и другие) следует относить — к группе ли только осадочных или также и к группе гидротермальных образований.

Автор на основании накопленного им опыта по изучению стратиформных флюоритовых месторождений пришел к выводу о различном генезисе последних — осадочном, гидротермальном, а также смешанном и различных условиях их формирования. Краткому рассмотрению этих условий и посвящена предлагаемая статья. В ней на примере изученных автором характерных флюоритоносных зон и провинций рассмотрены лишь основные положения, имеющие значение для прогноза и промышленной оценки стратиформного флюоритового оруденения.

Осадочное оруденение. Понимание условий накопления осадочного флюорита связано прежде всего с пониманием источников фтора, условий его привноса в бассейн седиментации и условий садки флюорита.

Поступление фтора в бассейн седиментации могло происходить двумя путями: либо с ювенильными водами из глубинных магматических очагов, либо с поверхностными водами из обрамляющих бассейн частей суши.

Типичным примером привноса фтора из глубинных магматических очагов может служить Северо-Пайхойская флюоритоносная зона. Здесь накопление фтора происходило в каменноугольном морском бассейне, но фторсодержащие породы этого возраста в обрамлении бассейна неизвестны. Вместе с тем уже в каменноугольное время здесь существовала зона глубинных разломов, ограничивающих Пай-Хойский актиклинорий с северо-востока в той его части, где как раз и происходило накопление осадочного флюорита. Позднее эти разломы неоднократно подновлялись и служили каналами проникновения новых порций глубинных фтороносных растворов, отлагавших флюорит и обусловивших переотложение более ранних, седиментационных его образований. Несомненно также участие глубинных фтороносных растворов в накоплении седиментационного флюорита в некоторых зонах Восточного Приазовья.

В качестве примера флюоритонакопления в осадках в связи с поступлением фтора с обрамления бассейна можно указать Волновахскую зону. Снос фтора происходил здесь с прилегающих частей Приазовского выступа Украинского кристаллического щита [1], в составе которого существенную роль играют высокофтороносные гранитоиды. Последнее подтверждается необычно высоким содержанием фтора в водах современных рек Восточного Приазовья, р. Кальмиус и других, стекающих с Приазовского выступа в Волновахскую зону.

Особенно благоприятные условия для поступления больших количеств фтора в Восточно-Приазовский бассейн существова-

ли в позднем девоне и раннем турне. По мере же развития турнейской и позднее визейской депрессий в Восточном Приазовье сложенные фтороносными магматическими породами площади суши были перекрыты молодыми осадками, что не обеспечивало поступления фтора в морской бассейн в сколько-нибудь значительных количествах.

Отводя важную роль в накоплении седиментационного флюорита в отложениях Волновахской зоны процессам сноса фтора в бассейн с прилегающих частей суши, нельзя недооценивать в то же время и значение выноса его по разломам. Эти разломы, ограничивающие Волновахскую структурно-металлогеническую зону в сочленении ее с Приазовским выступом Украинского кристаллического щита, являлись фторвыводящими на протяжении длительного отрезка времени. В позднем девоне и раннем карбоне по ним выносился фтор, который аккумулировался в осадках. В позднем палеозое по этим же и, возможно, другим, сопряженным с ними разломам происходил вынос фтора из глубин с образованием наложенного флюоритового оруденения.

В западной части Украинского кристаллического щита фтор сносился при размыве кристаллических пород в сторону Молдавской депрессии. Высокая насыщенность карбонатных пород конседиментационным флюоритом (до 15 %) установлена здесь в полосе протяженностью свыше 150 км при ширине около 20 км [7].

Условия выщелачивания фтора из пород и минералов при экзогенных процессах и его непосредственные источники изучены еще недостаточно. По-видимому, следует считать ошибочным представление о том, что главным источником фтора, выщелачиваемого при выветривании пород, является флюорит, поскольку последний принадлежит к числу весьма прочных соединений. Возможно, более важная роль как источника фтора принадлежала при выветривании пород другим минералам, таким как амфиболы, слюды (фторсодержащие биотиты) и др. Так, например, установлено, что фторсодержащие амфиболы и слюды, входящие в состав кристаллических пород западной окраины Украинского кристаллического щита, отсутствуют во флюоритоносной зоне Подольского Приднестровья. Они были полностью разрушены в результате выветривания [4].

Следует отметить сложный, еще до конца не изученный характер процессов выщелачивания фтора из пород и минералов при выветривании. Они тесно сопряжены с процессами корообразования и распространены, как правило, на значительных площадях. Такая сопряженность их с корообразованием позволяет рассматривать перерывы в осадконакоплении как важный региональный критерий прогноза осадочной флюоритовой минерализации.

Более изучены условия садки флюорита [2]. Последняя происходит в прибрежных мелководных зонах морских бассейнов

при смешивании пресных фтороносных континентальных вод с морскими водами повышенной солености. В близких условиях, как показано С. В. Нечаевым [4], но подчиняясь определенной геохимической зональности, садятся галенит, сфалерит, барит.

Для осадочного флюорита наиболее характерны ассоциации с карбонатными породами, главным образом доломитами (Пай-Хой, Волновахская зона Восточного Приазовья, Молдотауский район Киргизии и др.), хотя известны и флюоритоносные известковистые песчаники мелководных фаций (зона Подольского Приднестровья, некоторые зоны каледонид Швеции [10], Великобритании и др.). Руды осадочного флюорита пока не имеют широкого использования, но перспективы их промышленного применения огромны в связи со значительными размерами зон развития осадочного флюорита и легкой обогатимостью руд.

Гидротермальное оруденение. Гидротермальное стратиформное флюоритовое оруденение образует месторождения, занимающие по своему промышленному значению первое место среди известных флюоритовых месторождений разных генетических типов. В пределах СССР оно представлено такими месторождениями, как Таскайнар, Амдерма и др. За рубежом к ним относятся крупнейшие месторождения районов Иллинойс и Кентукки в США.

Характерной особенностью гидротермального стратиформного флюоритового оруденения является его размещение в зонах брекчирования. Природа последних различна. Можно выделить: 1) тектонические зоны срыва, 2) брекчии зон надвигов и 3) зоны кор выветривания.

Тектонические зоны срыва типичны для платформ, где обусловлены блоковой тектоникой. По-видимому, такое происхождение имеет оплавленная брекчия Алданского района Якутии (месторождения Самодумовское, Жиган, Элькон и др.). Флюоритовое оруденение, локализованное в брекчии срыва, не имеет сколько-нибудь широкого площадного распространения. Оно ограничено размерами отдельных тектонических блоков. Мощность брекчии срыва не превышает первых метров, обычно меньше.

Более внушительны размеры оруденения, локализованного в брекчиях зон надвигов. Такие надвиги контролируют, например, флюоритовое оруденение Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса (месторождение Хайдаркан и др.), а также промышленное оруденение Покрово-Киреевского рудного узла в зоне сочленения Волновахской складчатой зоны с Приазовским выступом Украинского кристаллического щита (Покрово-Киреевское и другие месторождения). В первом случае зона надвига находится в обрамлении наложенной впадины, во втором — в краевой ее части.

Ярким примером приуроченности оруденения к брекчии коры выветривания служит Таскайнарский район Южного Казах-

стана. Наибольший промышленный интерес представляют здесь оплавленные межформационные брекчии кор выветривания, знаменующих крупный перерыв в осадконакоплении и развитых по карбонатным породам.

Широкий площадной характер распространения коры выветривания карбонатных пород в Таскайнарском районе, ее значительная мощность обусловили образование здесь промышленных флюоритовых залежей метасоматического типа.

Рудные тела, сформированные по корам выветривания, отличаются высоким содержанием CaF_2 . Их конфигурация на многих участках полностью повторяет конфигурацию замещенной брекчии [6, 9].

Важно подчеркнуть, что благоприятной предпосылкой образования гидротермальных стратиформных флюоритовых месторождений является физическое выветривание пород, особенно карбонатных, хотя возможно, конечно, образование флюоритовых руд и в алюмосиликатной среде. В последнем случае метасоматические процессы проявлены слабо и оруденение носит в основном характер выполнения пустот.

Важно отметить также значение сохранности измельченного материала карбонатных пород для образования метасоматических залежей. Сохранности способствует пологий рельеф поверхности корообразования. С крутых склонов рельефа измельченный материал сносится и в метасоматических процессах не участвует, а ведь даже и в карбонатной среде, как показывают наблюдения, процессы метасоматоза протекают только при наличии измельченного материала, при величине пор в породе не больше 10—30 Å [5]. Необходимо подчеркнуть, что пологие брекчированные зоны, контролирующие гидротермальное стратиформное флюоритовое оруденение, всегда сопряжены с крутопадающими разломами. Последние служили рудоподводящими каналами, и нередко (месторождения Таскайнарской группы, Хайдаркан и др.) к ним приурочены жильные флюоритовые скопления.

Среди гидротермальных стратиформных флюоритовых месторождений главное значение имеют месторождения полиметаллически-флюоритовой (Таскайнар) и флюоритовой (Покрово-Киреевское месторождение) формаций. Промышленный интерес представляют также месторождения ртутно-сурьмяно-флюоритовой (Хайдаркан) формации.

Оруденение сложного генезиса. Стратиформное флюоритовое оруденение сложного генезиса формируется при наложении гидротермальных или эпитеpmальных процессов на флюоритоносные (фтороносные) отложения. В первом случае образуются так называемые гидротермально-осадочные (по терминологии В. И. Смирнова) месторождения. Важнейшим и непременным условием их образования является наличие в зонах осадочного флюорито- и фторонакопления разломов, секущих

флюорито- и фтороносные отложения. Как правило, эти разломы относятся к числу долгоживущих. На каком-то этапе их существования выносившийся из магматических очагов фтор, попадая в бассейн седиментации, рассеивается в осадках, иногда с образованием флюорита. Позднее, после литификации осадков, в зонах разломов и сопряженных с ними трещинах отлагается жильный флюорит, сопровождаемый кварцем и несущий все другие черты гидротермальных образований. Такая сопряженность зон развития осадочной и гидротермальной флюоритовой минерализации характерна, например, для северо-восточной части Пай-Хойского антиклинория, северо-восточной части о-ва Вайгач, Волновахской зоны Восточного Приазовья, Молдотауского района Киргизии и многих других флюоритоносных районов и провинций.

Более сложны процессы эпигенетических преобразований флюоритоносных осадков. Последние изучены еще недостаточно. Возможно, что этими процессами было сформировано Бахтынское месторождение в Приднестровье. Флюоритоносными являются здесь песчаники, которые претерпели эпигенетические изменения, обусловившие перераспределение конседиментационного флюорита с образованием в ряде случаев промышленных его концентраций. По-видимому, это перераспределение происходило без существенного участия гидротерм. На слабое участие их в этом процессе указывает отсутствие сколько-нибудь заметных гидротермальных изменений вмещающих пород, а также характер размещения оруденения по отношению к трещинам: последние слабо минерализованы, а наиболее высокие содержания флюорита фиксируются на некотором удалении от трещин. Возможно, что перераспределение первично-осадочного флюорита в осадках Подольского Приднестровья было связано с движением поровых растворов, хотя возможно, конечно, и другое объяснение. Подробно пример Бахтына рассмотрен в работах А. В. Копелиовича [3], С. В. Нечаева [4] и др.

Из краткого рассмотрения главнейших генетических типов стратиформных флюоритовых месторождений отчетливо видны их различия в отношении условий образования, критериев прогноза, промышленной оценки. Эти различия проиллюстрированы таблицей, поэтому ниже мы ограничимся лишь некоторыми обобщениями, дополняющими ее.

1. Стратиформные флюоритовые месторождения относятся к различным генетическим типам — осадочному, гидротермальному, а также смешанному, но при этом промышленное значение имеют преимущественно месторождения гидротермальные в связи с их размерами и высоким содержанием CaF_2 в рудах. Эти месторождения занимают ведущее место среди флюоритовых месторождений как в СССР, так и за рубежом. Важное ме-

сто среди промышленных месторождений, вероятно, займут в ближайшее время также месторождения осадочные, обладающие большими запасами руд, но не отвечающие современным требованиям в связи с низким содержанием в них флюорита. Малоперспективны флюоритовые месторождения сложного генезиса, поскольку последние обладают, как правило, незначи-

Критерии прогноза стратиформных

Генетический тип оруденения	Критерии	
	Структурная позиция	Литологический контроль
Осадочный	Краевые мелководные части палеобассейнов	Карбонатные породы Песчано-сланцевые отложения
Гидротермальный	Тектонические зоны срыва	Карбонатные породы
	Брекчии зон надвигов Брекчированные зоны кор выветривания, крупные перерывы в осадконакоплении	Карбонатные породы под песчано-сланцевыми толщами Карбонатные брекчированные породы, перекрытые слабопроницаемыми образованиями — песчаниками, сланцами, покровами эффузивов
Сложный	Преимущественно краевые части палеобассейнов	Карбонатные породы

тельными размерами, ни в какое сравнение не идущими с размерами месторождений первых двух типов.

2. Наиболее крупные гидротермальные стратиформные флюоритовые месторождения локализованы в зонах брекчий, образованных по карбонатным породам и перекрытых слабопроницаемыми отложениями — сланцами, глинистыми песчаниками и т. п. Природа брекчий различна. Они могут являться результатом тектонического срыва, что характерно для областей блокового строения, могут быть образованы в зонах надвигов и, наконец, могут представлять собой погребенную кору выветривания. Брекчии последнего типа вмещают наиболее крупные флюоритовые оруденения.

3. Связь флюоритового оруденения с погребенными корами выветривания служит стратиграфическим критерием прогноза месторождений. Важное значение имеет длительность перерыва в осадконакоплении, а также характер палеорельефа. Длительность перерыва благоприятствовала образованию мощной коры выветривания, а пологий рельеф — сохранности измельчен-

ного материала, необходимого для образования метасоматических залежей. При крутых формах рельефа мелкоизмельченный материал уносится и в процессах рудообразования не участвует.

В истории развития земной коры крупных перерывов в осадконакоплении, сопровождавшихся корообразованием, было несколько — в архее, протерозое и фанерозое [8]. Коры выветри-

флюоритовых месторождений

Связь с разломами	Связь со складчатостью	Примеры зон и месторождений
Отсутствует »	Отсутствует »	Молдотауская зона Киргизии Побужское Приднестровье
Прямая » »	Отсутствует Прямая Слабая	Алданский район (месторождения Самодумовское, Элькон, Жиган) Месторождение Хайдаркан Таскайнарский район Южного Казахстана
Прямая	Отсутствует	Амдерминская зона Пай-Хоя

вания этого возраста, особенно развитые по карбонатным породам и перекрытые слабопроницаемыми отложениями, и должны рассматриваться как важный фактор контроля стратиформного флюоритового оруденения при условии, конечно, что прямо или при помощи серии разломов они сопряжены с глубинными рудоподводящими каналами.

4. Гидротермальное стратиформное флюоритовое оруденение связано общностью структур с гидротермальными флюоритовыми образованиями обычного, жильного типа. Чаще всего оно размещается в обрамлении крупных наложенных впадин, в зонах глубинных разломов.

5. Большое промышленное значение имеют в перспективе осадочные образования флюорита. В настоящее время они используются ограниченно в связи с низким, некондиционным содержанием CaF_2 в рудах. Подчиненное значение из-за незначительных размеров имеют и флюоритовые месторождения сложного генезиса. Следует отметить также и малую распространенность последних.

Список литературы

1. Зарицкий А. И., Соловьев А. Т. О структурных условиях формирования Покрово-Киреевского флюоритового месторождения.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 166, с. 172—185.
2. Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система).— Труды ИГН АН СССР, 1950, вып. 114. Геол. сер., № 40, с. 22—64.
3. Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11, с. 28—43.
4. Нечаев С. В. Зональность и некоторые вопросы генезиса флюоритового и свинцово-цинкового оруденения в Подольском Приднестровье.— В кн.: Геохимия и рудообразование. Вып. 1. Киев, Наукова думка, 1972, с. 64—76.
5. Соловьев А. Т. О роли трещиноватости и физических свойств пород в образовании флюоритовых залежей Южной Якутии.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1964, т. 108, с. 184—188.
6. Соловьев А. Т. Роль гипергенных процессов в образовании стратиформных месторождений флюорита.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1981, т. 197, с. 41—51.
7. Ткачук Л. Г., Жовинский Э. Я. Металлогенические особенности древних толщ Приднестровья.— Геол. журн., 1968, т. 28, № 1, с. 72—77.
8. Цехомский А. М. О закономерностях размещения полезных ископаемых кор выветривания.— Сов. геология, 1974, № 2, с. 55—67.
9. Юнусов Б. И., Кыдырбеков Л. У., Шаймухамбетов Ф. Т. Закономерности размещения флюоритового оруденения Таскайнарского рудного поля.— В кн.: Флюорит. М., Наука, 1976, с. 158—168.
10. Grip E. The lead deposits of the eastern border of the Caledonides in Sweden. Report of 21-st Intern. Geol. Congress, Copenhagen, 1960, p. 149—159.

УДК 553.634.12 : 551.736(470.53)

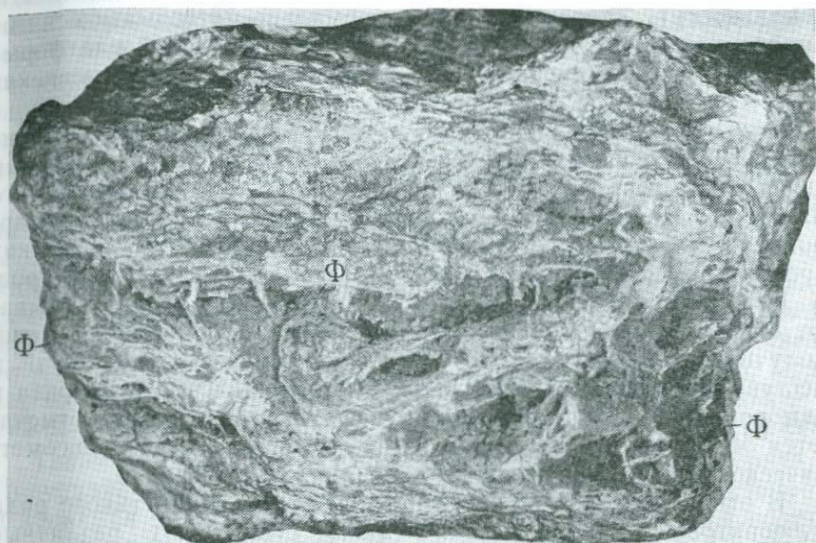
М. М. Сомов

О ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИУРАЛЬЯ

Флюоритовая минерализация в Западном Приуралье известна в районах, прилегающих к Среднему и Южному Уралу, где Л. С. Пузановым и К. И. Якубовичем [5] выделены Иреньская (Пермское Приуралье) и Ишимбаевская (Башкирское Приуралье) флюоритоносные зоны.

Наиболее значительные из проявлений флюорита известны в Пермском Приуралье [1], в зоне сочленения Западно-Предуральского прогиба и Русской платформы. Они размещаются в основном в пределах Сылвинского кряжа — положительной структуры субмеридионального простирания протяженностью около 100 км, приподнятой в результате неоген-четвертичной активизации Урала и прилегающих к нему территорий. Проявления здесь приурочены к подсолевым карбонатно-сульфатным отложениям нижнепермского галогенного бассейна, преимущественно к иреньскому, а также подстилающему его филиппов-

скому горизонтам кунгура [3]. Иреньский горизонт сложен чередующимися пачками гипсов и карбонатных отложений. В одной из них, так называемой туюйской карбонатной пачке, мощностью примерно 12—15 м размещаются почти все флюоритовые проявления.



Каверновые известняки туюйской пачки иреньского горизонта кунгура. В кавернах — почкообразные скопления флюорита (Ф). 1/3 нат. вел.

Проявления флюоритовой минерализации в туюйской пачке морфологически весьма разнообразны. Встречается тонкодисперсная вкрапленность, пропитывающая породу, с мелкими линзообразными скоплениями флюорита по слоистости отложений. Некоторые линзы достигают нескольких метров в длину. По данным Ю. М. Абрамовича и Ю. А. Нечаева [1], флюорита в них содержится до 30 %. Иногда встречаются флюоритовые прожилки, секущие линзообразные скопления флюорита. Но наиболее характерна его приуроченность к кавернам, вокруг которых он образует метасоматическую каемку фиолетового цвета, а в самих полостях — натечную корку из почкообразных скоплений (рисунок). Иногда на почках отмечаются кристаллы скаленоэдрического кальцита. Для флюоритизированных карбонатных пород характерны повышенные содержания Sr, Ba, Mo, Pb, Ag.

В филипповском горизонте также известны проявления флюорита, но незначительные по размерам. Характерно, что они встречаются в зонах осернения отложений в ассоциации с целестином, баритом, битумами [3].

Мнения о природе этих флюоритопроявлений различны. Ю. М. Абрамович и Ю. А. Нечаев [1] высказались за их первично-осадочный генезис. Л. С. Пузанов [4], основываясь на определении температур гомогенизации газовой-жидких включений во флюоритах (150—190 °С) и других минералах, а также на некоторых особенностях образования этих руд (стадийности, зональности), считает их гидротермально-метасоматическими, аналогичными распространенному на Американской платформе барит-сульфидно-флюоритовому оруденению (миссисипский тип).

При обсуждении вопроса о генезисе флюоритовой минерализации особого внимания заслуживает тесная пространственная связь зон флюоритизации и зон осернения на территории всего Западного Приуралья. Образование же самородной серы в карбонатно-сульфатных отложениях в различных геологических провинциях большинство исследователей (Н. П. Петров, А. И. Отрешко, Н. П. Юшкин, Г. А. Беленицкая и др.) связывают с процессами гипергенного изменения вмещающих толщ, получивших развитие в результате тектонических поднятий в неоген-четвертичное время. В развитии проявлений флюорита и самородной серы в карбонатно-сульфатных отложениях отмечаются общие черты, и главная из них — подчиненность гипсометрического уровня их развития местному базису эрозии.

В отношении источника фтора при образовании такого рода флюоритовой минерализации также существуют различные мнения.

Н. П. Юшкин [8], например, полагает, что на Гаурдакском месторождении самородной серы (Средняя Азия) в отложениях верхнеюрской галогенной формации эпигенетический флюорит в парагенезисе с серой, кальцитом, баритом и целестином отложился при смешении фторсодержащих хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов (нефтяных вод) с инфильтрационными сульфатными водами. Кроме перечисленных минералов, в небольших количествах здесь отлагались сульфиды тяжелых металлов, радий и др., создавая в осадочных породах псевдогидротермальную минерализацию.

Происхождение некоторых типов месторождений флюорита в связи с нефтяными водами, по-видимому, реально. Поэтому, вероятно, не случайно на территории Приуралья, Тимана, Средней Азии, Украины и других провинций зоны флюоритовой минерализации рассматриваемого типа совпадают с нефтегазоносными площадями. Имеются многочисленные примеры участия нефти в образовании месторождений флюорита [2]. Кроме того, участием этих вод может быть обусловлена и повышенная температура при таком рудообразовании. Как известно, температура нефтяных вод достигает 150—200 °С.

Однако статистическая обработка данных гидрогеохимического опробования на территории Пермского Приуралья пока-

зывает устойчивую связь фтора с HCO_3^- , что можно интерпретировать как следствие выщелачивания флюорита из вмещающих отложений близповерхностными гидрокарбонатными натриевыми водами. Близповерхностные воды латерального стока, вероятно, сыграли основную роль в формировании проявлений флюорита. Пространственная связь зон флюоритизации с зонами осернения и ассоциация самого флюорита с самородной серой, накопление флюорита в кавернозных полостях выщелачивания пород, активное участие в образовании оруденения поверхностных вод — все это дает основание отнести рассматриваемые проявления флюорита к гипергенному типу месторождений [7].

О первично-конседиментационной природе флюорита на территории Западного Приуралья свидетельствует смещение с севера на юг зон развития флюоритовой минерализации вслед за миграцией солеродных бассейнов [6]. В северной части Урала флюоритовая минерализация в осадочных отложениях повышенной степени засоленности распространена преимущественно в ниже-среднекаменноугольных породах (реки Щугор, Подчерем, Унья и др.), на территории Пермского Приуралья — в нижепермских, Башкирского Приуралья — в верхнепермских.

Таким образом, как представляется, проявления флюорита в Приуралье формировались на протяжении длительного времени и являются полигенными. Первоначальное накопление флюорита в небольших концентрациях происходило в кунгуре и было, очевидно, конседиментационным. Главную роль в образовании значительных концентраций флюорита сыграли инфильтрационно-метасоматические процессы гипергенного перераспределения, протекавшие при развитии неотектонической активизации, сопряженной во времени с неоген-четвертичным орогенезом Урала.

Список литературы

1. Абрамович Ю. М., Нечаев Ю. А. Аутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья. — Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 2, с. 414—415.
2. Бескровный Н. С., Левицкий Ю. Я., Щеглов А. Д. Включения нефти, керитов и рассолов во флюоритах хребта Кох-И-Маран (Западный Пакистан). — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 1, с. 187—190.
3. Корневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., Недра, 1973. 300 с.
4. Пузанов Л. С. О температурах образования «ратовкита» из бассейна реки Сылвы (Пермское Приуралье). — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5, с. 1304—1307.
5. Пузанов Л. С., Якубович К. И. Некоторые закономерности распределения флюоритового оруденения на Урале. — В кн.: Минеральное сырье. Вып. 15. М., Недра, 1968, с. 64—73.
6. Сомов М. М. О прогнозировании флюоритовой минерализации на Урале. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1981, т. 292, с. 77—81.

7. Хурсик В. З., Оборин А. А., Шимановский Л. А. Флюорит в палеозойских осадочных отложениях Пермского Приуралья. — Сб. науч. трудов Ташк. ун-та, 1976, № 496, с. 74—75.

8. Юшкин Н. П. О признаках гидротермальной деятельности в нефтеносных районах Средней Азии. — В кн.: Геология нефти и газа. Л., Гостехиздат, 1962, с. 58—59.

УДК 551.311.231 : (553.492.1+553.643) : 551.734(470.5)

В. Г. Колокольцев, Н. Н. Петрова

ДЕВОНСКАЯ КРАНДАЛЛИТ-ФРАНКОЛИТ-ДИАСПОРОВАЯ ФОРМАЦИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ТИМАНА

Из ассоциирующих с девонской эпохой выветривания на Тимане до недавнего времени были известны только россыпи лейкоксеновых руд. Всего лишь десятилетие назад, с открытием «байеровских» бокситов в этом регионе, девонская эпоха признана важнейшим продуцентом алюминиевого сырья. С усилением геологических исследований появляются сведения о новых полезных ископаемых, связанных с девонским этапом континентального развития Русской платформы. Все это свидетельствует о недостаточной изученности рудопродуктивности девонской эпохи корообразования на Русской платформе и большой вероятности новых «неожиданных» открытий в этом регионе.

В данное время представляется целесообразным выделить на Тимане крандаллит-франколит-диаспоровую формацию. Она, несмотря на некоторые черты сходства, существенно отличается по строению, вещественному составу, условиям залегания от шамозит-диаспор-бемитовой формации четласского типа, охарактеризованной в многочисленных публикациях [1, 2, 4, 6—9, 13, 16]. Обе рудные формации являются частью сублатеритной бокситоносной формации, выделенной Б. М. Михайловым [8].

Крандаллит-франколит-диаспоровая формация, включающая залежи фосфатных и бокситовых руд, установлена на южном склоне Цильменского Камня, в 120 км севернее Четласского бокситорудного узла. В этом районе дорудный фундамент сложен дислоцированными метаморфизованными (до фации зеленых сланцев) рифейскими породами. В его составе можно выделить три литолого-петрографических комплекса пород, прослеживающихся по всему Тиману.

1. Комплекс преимущественно песчано-алевролитно-сланцевых пород четласской свиты. Существенную долю в его составе занимают полевошпато-кварцевые песчаники, алевролитовые кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы. Комплекс распространен в западной части района под палеозойскими породами. Мощность его превышает 2500 м [5].

2. Комплекс преимущественно карбонатных пород быстринской свиты. Он прослеживается от п-ова Канин (свита мысов

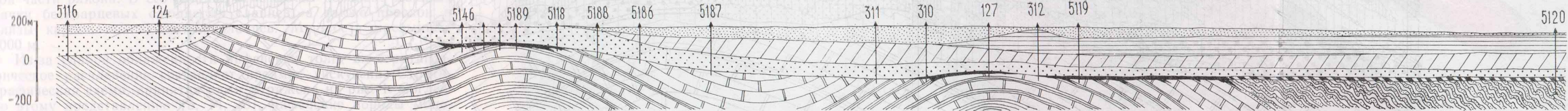


Рис. 1. Субширотный геологический разрез южного склона Цильменского Камня (использованы материалы Ухтинской ГРЭ).

1 — рыхлые отложения (Q); 2 — глины эстериновых слоев (D_{3f}); 3 — алевролиты-песчаные отложения (D_{3f}); 4 — песчаники, гравелиты, конгломераты (D_{2gv+e}); 5 — коры выветривания на сланцево-карбонатных породах; 6 — коры выветривания на сланцах; 7 — сланцы кислоручейской свиты (Rkg); 8 — сланцево-карбонатные породы быстринской свиты (Rbs); 9 — песчано-сланцевые толщи четласской свиты (Rct); 10 — поисковые скважины.

Зак. 70

нования детального изучения пород формации по керну скважины представляется возможным выделить в ее разрезе (снизу вверх) следующие зоны: I — неизмененные доломиты с фторавитом, II — зона франколит-серпентиновая, III — зона малахит-серпентиновая с франколитом, IV — зона шмахлит-диаспоровая с крандаалитом, V — зона реснификации.

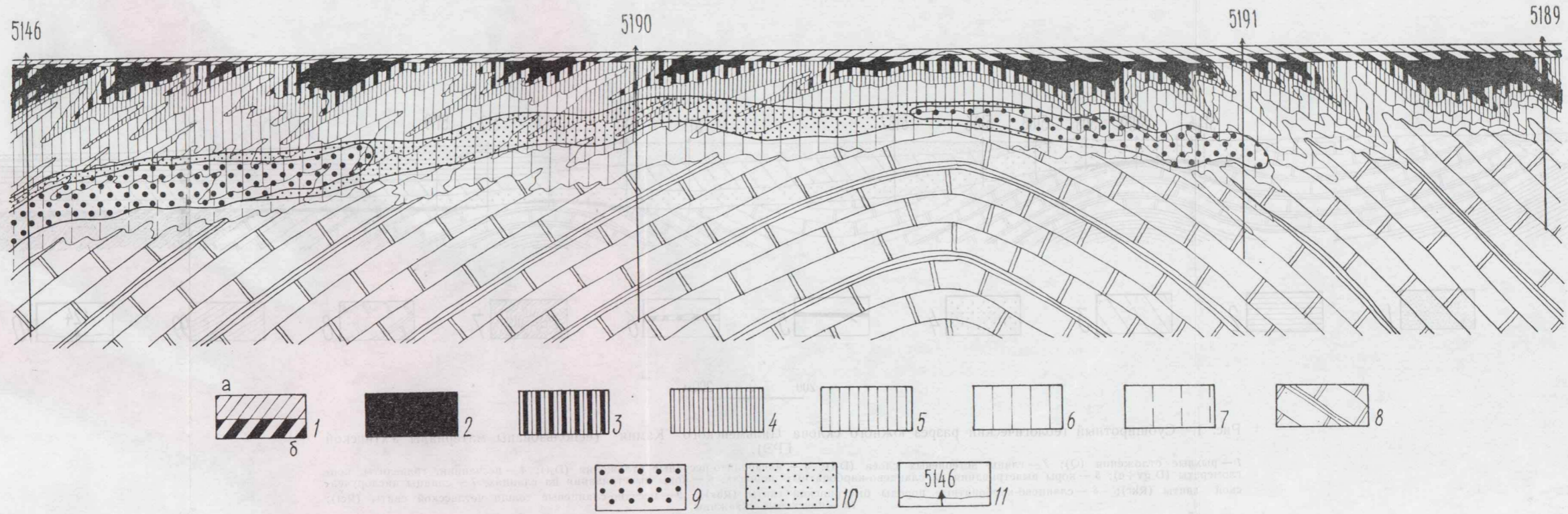


Рис. 2. Разрез Заостровской залежи. Подошва чернояровско-мосоловских отложений принята за нулевую линию (использованы материалы Ухтинской ГРЭ).

1 — зона ресилификации: а — сиациты, б — аллиты; 2 — бокситы с $M_{Si} > 5$; 3 — бокситы с $M_{Si} < 5$; 4 — аллиты с $M_{Si} < 0,9$; 5 — глинистые породы с $M_{Si} = 0,7-0,9$; 6 — породы с $M_{Si} = 0,5-0,7$; 7 — породы с $M_{Si} < 0,5$; 8 — сланцево-карбонатные породы быстринской свиты; 9 — фосфориты с содержанием P_2O_5 от 15 до 30 %; 10 — фосфориты с содержанием P_2O_5 от 10 до 15 %; 11 — поисковые скважины.

Лудоватых) на севере до Джежим-Пармы и Полюдова кряжа (низьвенская свита) на юге [3]. Среди доломитов и известковистых доломитов, нередко строматолитовых и онколитовых, присутствуют прослои различной мощности (до нескольких десятков метров) хлорит-серицитовых и карбонатно-сланцевых сланцев. Органические остатки (строматолиты, онколиты) в доломитах и известняках позволяют сопоставлять эти отложения с инзерской и миньярской свитами Башкирского антиклинория [3, 11]. Мощность комплекса превышает 1000 м.

3. Комплекс преимущественно кварцево-сланцевых сланцев кислоручейской свиты. Сюда же следует отнести верхнюю часть быстринской свиты. Комплекс широко распространен в восточной части района. В его составе отмечаются довольно мощные пачки бескварцевых слюдяных сланцев, а также прослои и линзы карбонатно-сланцевых сланцев. Мощность превышает 8000 м.

Из-за слабой обнаженности рифейских толщ их стратиграфическое расчленение составляет предмет дискуссии. Стратиграфическая схема, принятая нами, отражена на рис. 1. Согласно этому представлению [5, 14, 15], рифейские породы моноклинально падают на восток. По мнению В. А. Разницына [12], строение фундамента Тимана значительно более сложное и древние отложения восточной части антиклинория сменяются к западу более молодыми. А. М. Плякин [10] и В. Г. Гецен [3] считают, что древние карбонатно-сланцевые комплексы пород надвинуты с востока на молодую четласскую свиту.

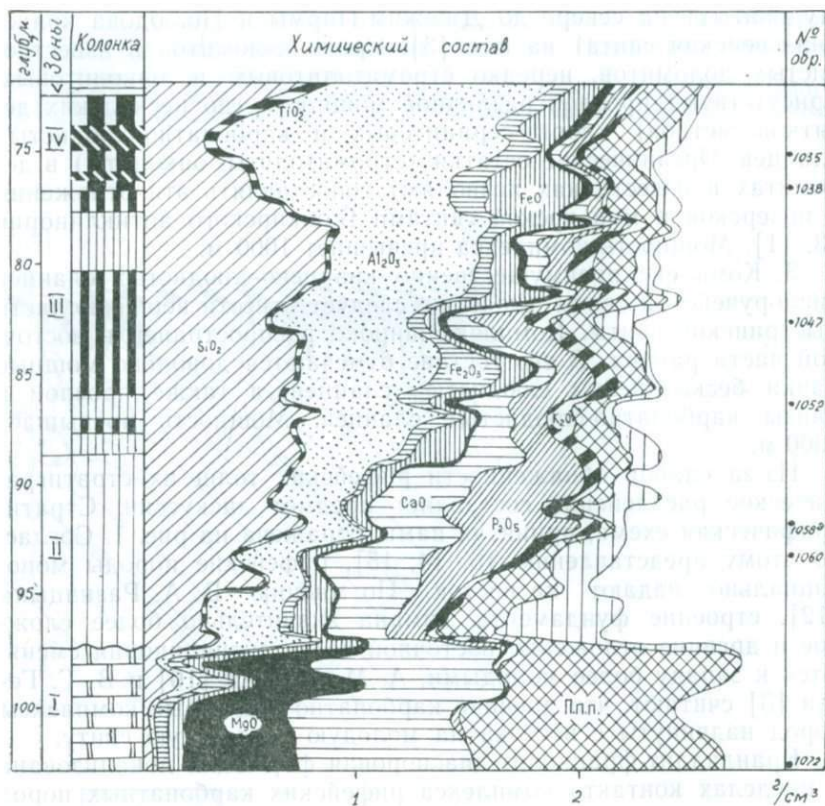
Крандаллит-франколит-диаспоровая формация локализована в пределах контакта комплекса рифейских карбонатных пород с девонскими отложениями. Таким образом, на изученной территории субстратом формации являются доломиты быстринской свиты.

Вертикальная зональность формации

На основании детального изучения пород формации по керну скважин представляется возможным выделить в ее разрезе (снизу вверх) следующие зоны: I — неизменные доломиты с фторопатитом, II — зона франколит-серицитовая, III — зона шамозит-серицитовая с франколитом, IV — зона шамозит-диаспоровая с крандаллитом, V — зона ресилификации.

В вертикальном разрезе иногда наблюдается неоднократное повторение зон, что объясняется наклонным залеганием неоднородных пород фундамента и их избирательным выветриванием (рис. 2). Наиболее полный разрез формации вскрыт скв. 5146, пробуренной на северо-западном фланге Заостровской залежи (рис. 3, таблица).

1. *Неизменные доломиты с фторопатитом* (глубина 106,8—97,5 м). Массивные либо неяснослоистые, редко брекчиевидные



Условные обозначения к колонке

1 2 3 4 5 6 7

Рис. 3. Геохимическая диаграмма крандаллит-франколит-диаспоровой формации по скв. 5146.

1 — зона ресилификации; 2—3 — зона шамозит-диаспоровая с крандаллитом; 2 — подзона IV-A — бокситы с $M_{Si_1}=2-5$, 3 — подзона IV-B — бокситы с $M_{Si_1}>5$; 4—5 — зона шамозит-серицитовая с франколитом: 4 — подзона III-B — породы с $M_{Si_1}=0,9-2,0$, 5 — подзона III-A — породы с $M_{Si_1}=0,7-0,9$; 6 — зона франколит-серицитовая; 7 — доломиты быстринской свиты.

доломиты, зеленовато-светло-серые в кровле и темно-серые в подошве слоя. Слоистость, фиксируемая по смене окраски породы, обусловлена различным содержанием некарбонатного вещества, количество которого варьирует от 4 до 21 %. Структура доломитов тонкокристаллическая, а в участках перекристаллизации крупнокристаллическая. Основной породообразующий минерал — доломит — составляет от 77,1 до 94,4 % объема по-

роды. Максимальное количество кальцита, обычно выполняющего тонкие прожилки, достигает 5,7 %. Отмечаются сульфиды, с которыми связана основная часть железа.

Под микроскопом в тонкокристаллической (0,05—0,08 мм) основной массе доломита видны рассеянные короткопризматические кристаллы (0,05—0,1 мм) или неправильной формы агрегаты (до 0,35 мм) апатита, которые резко выделяются в скрещенных николях среди карбонатной массы слабой анизотропностью. Морфология кристаллов и агрегатов апатита, а также характер их взаимоотношения с доломитом свидетельствуют, скорее всего, не о вторичной, а о седиментогенно-диагенетической природе этого минерала в рифейской карбонатной толще. В изученной скважине доломиты содержат от 0,43 до 0,98 % P_2O_5 . По-видимому, отдельные прослои быстринской толщи более обогащены фосфором и содержание фосфора в продуктах выветривания зависит от количества этого элемента в исходных материнских породах. Несмотря на малые количества апатита в изученных породах, на дифрактограммах отчетливо выделяются рефлексы, характерные для фторапатита. Диагностика этого минерала осуществлена по параметрам элементарной ячейки, рассчитанным О. Ю. Дубиком ($a=9,39$; $c=6,88$ Å).

В кровле доломитов на контакте их с франколит-серицитовый зоной коры выветривания обнаружен целестин, ромбическое сечения мелких кристаллов которого видны в шлифах. Иногда доломиты характеризуются сравнительно высокими содержаниями железа, входящего в состав пирита и, возможно, анкерита.

Углы падения рифейских карбонатных пород в пределах площади варьируют от 5—10 до 70—80°. Это свидетельствует о довольно сложном строении складчатого фундамента.

II. Зона франколит-серицитовая (глубина 97,5—88,7 м). Нижняя граница глинистой зоны коры выветривания отчетливо выделяется резким контактом с подстилающими доломитами и обломочной текстурой слагающих ее глинистых пород. Обломки (от долей миллиметра до нескольких сантиметров) светлого и зеленовато-светло-серого цвета чаще имеют остроугольную форму, значительно реже — округлые очертания и, как правило, более обогащены фосфором по сравнению с цементирующей слюистой матрицей голубовато- и зеленовато-серого цвета. По данным рентгеноструктурного анализа, породы зоны сложены слюдой мусковитового типа $2M_1$, франколитом и небольшим количеством шамозита. Под микроскопом на фоне тонкочешуйчатой спутанно-волокнутой слюды видны агрегаты (0,12—0,72 мм) тонкокристаллического апатита. Дифрактометрические данные и рассчитанные параметры элементарной ячейки ($a=9,347\pm 0,003$; $c=6,874\pm 0,003$ Å) позволяют идентифицировать этот фосфорсодержащий минерал как франколит.

Номер образ-ца, пробы	Глубина отбора, м	Содержа					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
33	72,7—73,7	12,50	2,45	48,30	4,60	10,44	He опр.
34	73,7—74,6	7,40	2,98	59,10	6,14	2,02	"
1039	74,6—76,4	16,52	1,96	36,79	7,33	16,66	"
39	76,7—77,7	23,20	1,66	32,90	5,45	16,19	"
1042	78,0	33,57	1,83	28,33	2,76	2,13	"
1049	83,0	25,71	1,48	26,15	4,45	0,42	"
1055	88,3	19,31	1,24	22,64	2,85	4,27	"
145	90,7—91,6	32,80	0,70	8,70	0,94	2,74	—
1067	98,0	0,61	—	0,84	2,83	0,99	0,16
1068	99,0	4,42	0,70	2,17	6,01	3,70	0,21
1072	103,3	1,38	—	0,73	2,19	1,42	0,16

Франколит-серицитовая зона содержит максимальное количество фосфора (P₂O₅ до 30 %). Об обогащенности пород шамозитом свидетельствуют не только дифрактограммы, о ней можно судить по закиси железа, содержание которой колеблется от 2,74 до 7,78 %. Максимальный кремниевый модуль в породах зоны составляет 0,7, но участками он снижается до 0,3. В последнем случае в шлифах нередко видны мелкие корродированные зерна кварца. Вертикальная мощность зоны 8,8 м.

III. Зона шамозит-серицитовая с франколитом (глубина 88,7—76,7 м). Макроскопически нижний и верхний контакты этой зоны не фиксируются и устанавливаются только после минералогического исследования. Слагающие зону аргиллитовидные породы — вишнево-коричневого цвета с зеленовато-серыми пятнами. С увеличением этих пятен книзу продукты выветривания приобретают зеленовато-светло-серый цвет, характерный для нижележащей зоны. Породы имеют брекчиевидный облик не только за счет неравномерной прокраски окислами железа, но и под влиянием контракции выветривающихся карбонатно-сланцевых толщ.

Породообразующие минералы: слюда мусковитового типа 2M₁, франколит, шамозит. Иногда встречаются радиально-лучистые агрегаты диаспора (0,05—0,2 мм), кристаллы целестина (до 0,08 мм), агрегаты крадаллита. Крадаллит подтвержден рентгеноструктурным анализом. Часто имеет место послойное распределение франколита; при этом мономинеральные апатитовые слои (от сотых долей миллиметра до 1 мм) чередуются со слюдисто-шамозитовыми прослоями такой же толщины. Нередко во франколитовых агрегатах просвечиваются тонкие чешуйки серицита.

В этой зоне кремниевый модуль (M_{Si}) изменяется от 0,7 до 2,0, поэтому в ее составе выделены две подзоны: подзона III-A — низкоомодульная (M_{Si}=0,7—0,9) и подзона III-B — высокоомо-

ние, %										
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Σ	SO ₃	SrO	F	
1,81	2,12	He опр.	0,43	3,20	11,50	96,35	He опр.	He опр.	He опр.	
0,36	2,12	"	0,42	3,20	12,77	96,51	"	"	"	
2,26	1,62	0,40	0,98	2,28	11,11	97,91	0,19	0,77	0,13	
1,04	5,37	0,12	2,47	5,00	8,09	100,49	He опр.	He опр.	He опр.	
1,68	4,28	0,24	7,68	7,17	8,10	97,77	0,52	2,40	0,59	
1,41	8,44	0,15	5,86	12,47	9,72	96,26	0,51	4,45	0,87	
1,34	14,13	0,65	3,47	16,51	10,12	96,53	0,81	4,70	1,13	
—	19,26	0,08	1,94	30,00	3,93	101,09	He опр.	He опр.	He опр.	
19,85	30,33	0,33	0,15	0,43	41,16	100,68	"	"	"	
19,48	23,94	0,50	0,30	0,26	38,52	99,58	"	"	"	
20,21	30,25	—	0,52	0,16	44,24	101,26	"	"	"	

дульная (M_{Si}=0,9—2,0). Повышение кремниевого модуля в верхней части зоны обусловлено, как правило, наличием диаспора. Но иногда при довольно высоком кремниевом модуле (до 1,5) в продуктах выветривания не устанавливается диаспор или другие моно- и тригидраты алюминия. Это свидетельствует либо о высокой глиноземности шамозита, либо о присутствии рентгеноаморфной фазы глинозема, а скорее всего — о значительном количестве крадаллита, поскольку увеличение модуля сопровождается обогащением породы P₂O₅.

На рис. 3 обращает на себя внимание «переслаивание» зон и подзон. Причину такого переслаивания поясняет рис. 2.

Высокое содержание P₂O₅ (до 16 %) обычно не выходит за пределы подзоны III-A, а в подзоне III-B количество пятиоксида фосфора не превышает 10 %. Вертикальная мощность зоны 12 м.

IV. Зона шамозит-диаспоровая с крадаллитом (глубина 76,7—72,3 м). Представлена бокситами зеленовато-серыми с розовато-красными и вишнево-коричневыми пятнами. По текстурно-структурным признакам они не отличаются от нижележащих аргиллитов, и нижняя граница зоны устанавливается на основании химических анализов по величине кремниевого модуля, превышающего 2.

Породообразующие минералы — диаспор, шамозит. В шлифах фиксируются, кроме того, кристаллы крадаллита желтого цвета (до 0,12 мм) и изредка эллипсоидальные агрегаты каолинита. Под микроскопом иногда видны также мелкие (0,15 мм) жеоды зонального строения: по их периферии вокруг кристаллов крадаллита локализованы кристаллы диаспора, а во внутренней части — каолинит.

По кремниевому модулю зона подразделяется на две подзоны: подзона IV-A — низкоомодульные бокситы (M_{Si}<5) и подзона IV-B — высокоомодульные бокситы (M_{Si}>5).

В этой зоне, как и во всех предыдущих, всегда присутствует P_2O_5 , хотя и в значительно меньших количествах (1,5—4,6 %). Основной фосфорсодержащий минерал — крандаллит, определенный рентгеновским методом с расчетом ячейки: $a=6,98$; $c=16,53$ Å.

В отличие от четласских, в этих бокситах главный рудообразующий минерал — диаспор, а бемит достоверно не установлен, хотя не исключено его обнаружение при детальном минералогическом исследовании залежи. Другой отличительной особенностью является меньшее содержание в рудах окислов железа. При этом доля закисного железа резко возрастает, вследствие чего преобладает серая и зеленовато-серая окраска бокситов этой формации в отличие от доминирующего красного цвета четласских бокситов.

Вертикальная мощность зоны 4,4 м.

V. Зона ресилификации. Как правило, выше бокситов залегают породы, визуально не отличимые от них, но имеющие кремниевый модуль менее 2. Иногда при большом количестве каолинита в породах этой зоны ее можно считать зоной ресилификации бокситов. При этом каолинит локализован по микротрещинам и в виде округлых явно вторичных стяжений. Но нередко в кровле и подошве бокситов залегают практически не отличимые по минеральному составу (меняется только соотношение минералов) породы, не содержащие каолинита. Не отличаются они и по текстурно-структурным признакам. Представляется, что в таких случаях можно говорить о симметричной зональности, характерной для линейных кор выветривания, и об отсутствии зоны ресилификации.

В скв. 5146 зона ресилификации имеет мощность 0,7 м. Общая вертикальная мощность коры выветривания 25,9 м.

Крандаллит-франколит-диаспоровая формация перекрывается пачкой переслаивания глин, кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников, содержащих спектр спор, характерный для чернорыбовско-мосоловских отложений. Это дает основание датировать коры выветривания эйфельским веком.

Морфология формации и ее размещение

Буровыми работами установлено, что крандаллит-франколит-диаспоровая формация в плане представляет собой сравнительно узкие длинные ленты. Ширина лент составляет сотни метров (до первых километров) при длине, измеряемой километрами, возможно десятками километров. Размещение и конфигурация этих лент контролируются литологическим составом пород дорудного субстрата и структурами допалеозойского фундамента. Формация локализована в пределах площади распространения сланцево-карбонатных пород быстринской свиты. У северо-западной границы глубина залегания ее составляет 15—20 м, а

к юго-востоку (по простираннию) она погружается на глубины до 300—350 м.

Нижние зоны формации, вмещающие залежи фосфоритов, распространены значительно шире верхних зон с бокситами. Это объясняется, скорее всего, спецификой эпохи «консервации» формации, не способствовавшей сохранности верхних зон коры выветривания. В настоящее время сохранились нижние «хвосты» былых площадных бокситорудных тел. Без разведки нельзя достоверно установить морфологию рудных тел, но можно предположить, что залежи бокситов имеют неустойчивую мощность вкрест простирания и характеризуются прерывистостью по простиранию. При этом не исключено обнаружение рудных тел мощностью более 10 м при ширине многие десятки метров и длине первые километры. Исходя из этих приближенных параметров следует разрабатывать поисковую и разведочную сети. Отметим, что ширина фосфоритовых залежей может быть значительно больше, чем бокситовых.

Некоторые представления о генезисе

Не все исследователи разделяют представление об элювиальной природе данной формации. Геологи Ухтинской ГРЭ считают нижнюю часть формации делювиальным образованием, а верхнюю с бокситами — бассейновыми осадками. В пользу этой точки зрения свидетельствуют, по их мнению, широко распространенные обломочные текстуры пород. Такой взгляд на генезис обуславливает соответствующую интерпретацию скважинных данных и геометризацию рудных тел, существенно отличающиеся от предлагаемых нами. Поскольку генетическая концепция влияет на выбор методики интерполяции буровых материалов, считаем целесообразным изложить свои представления о генезисе изученного объекта.

Во-первых, представляется, что обломочно-контракционные текстуры являются обязательным следствием выветривания сланцево-карбонатных толщ, при котором происходит колоссальное сокращение объема породы за счет удаления большого количества легкорастворимых компонентов. В пользу элювиальной природы пород формации свидетельствует отчетливая вертикальная зональность распределения не только алюмосиликатных, но и фосфатных минералов. При этом в нижней зоне близ контакта с материнскими доломитами в щелочных условиях наиболее устойчивым оказывается франколит, образовавшийся за счет фторапатита исходных пород, а в верхней зоне в кислой среде синтезируется алюмофосфат — крадаллит. В условиях интенсивного химического выветривания в верхних зонах коры фосфор становится менее инертным и частично перемещается в нижележащие горизонты, чем объясняется некото-

рое обеднение бокситов этим элементом, хотя содержание его в бокситах сохраняется очень высоким.

Основные рудообразующие минералы бокситов — диаспор и шамозит — имеют, по-видимому, вторичную эпигенетическую природу. До начала интенсивных эпигенетических (водородных) процессов минеральный состав крадаллит-франколит-диаспоровой формации был близок к составу формации четласского типа и отличался повышенным содержанием фосфорсодержащих минералов. При погружении формации на значительные глубины подземные воды, обладающие низким окислительно-восстановительным потенциалом, способствовали переводу окисного железа в закисное. При этом часть его выносилась за пределы формации, а основная масса фиксировалась в составе шамозита, образовавшегося за счет каолинита. Рассмотрим косвенные признаки, подтверждающие это предположение.

1. Крадаллит-франколит-диаспоровая формация перекрыта мощной (более 200 м) толщей водоносных песчаников, а четласские бокситы — главным образом существенно глинистыми (нередко с углефицированной флорой) отложениями, являющимися водоупором. Это обстоятельство определяет более интенсивное преобразование пород в Заостровской залежи по сравнению с четласскими. Отметим, что если бы шамозит образовался под воздействием фаций, непосредственно перекрывающих кору выветривания, то в четласских разрезах этот минерал должен был бы встречаться в большем количестве, нежели в Заостровской залежи.

2. Изученная формация наиболее интенсивно обелена и шамозитизирована в зоне контакта с водопроницаемыми перекрывающими и подстилающими породами, а реликты розовых и вишнево-красных пятен встречаются исключительно в средней части слагающих ее слабопроницаемых для воды пород. Бокситовая толща четласского типа, перекрытая глинистыми породами, напротив, имеет преимущественно красный цвет, а зеленые пятна с большим количеством шамозита встречаются, как правило, вдоль зон трещиноватости. В Заостровской залежи почти все железо входит в состав шамозита, в результате наблюдается отчетливая прямая связь закисного железа с суммарным его количеством (рис. 4, А). По графику, приведенному на рис. 4, А, нетрудно рассчитать соотношение закисного и окисного железа в составе шамозита. Единичные пробы, отклонившиеся от этой закономерности, характеризуют реликты слабо преобразованных пород формации. В четласских бокситах (Верхневорыквинская залежь) соотношение окисного и закисного железа варьирует в широких пределах (рис. 4, Б), поскольку шамозитизации подверглись лишь отдельные участки продуктивной толщи.

3. На графиках частот встречаемости суммарного железа (рис. 5) отчетливо видно, что в четласских бокситах его значительно больше, чем в бокситах Заостровской залежи. В послед-

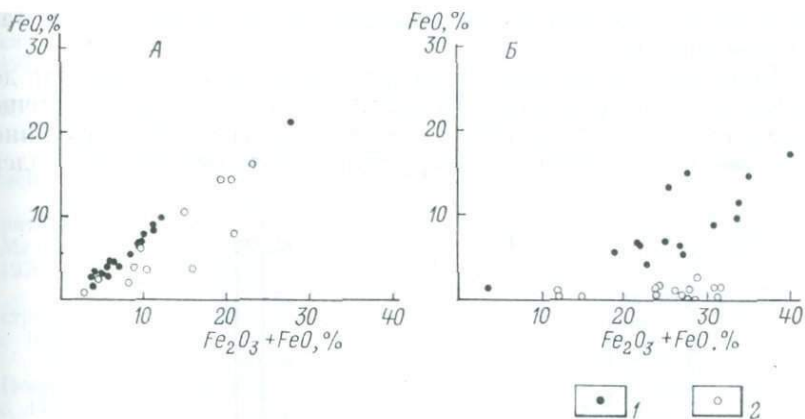


Рис. 4. График зависимости FeO от $Fe_2O_3 + FeO$ в породах Заостровской (А) и Верхневорыквинской (Б) залежей.

1 — породы зеленовато-серого и зеленого цвета; 2 — породы розового, вишнево-красного, кирпично-красного цвета.

ней максимально распространены породы с суммарным содержанием железа 5—10 % (частота встречаемости 41,9 %, рис. 5, А), в то время как в Верхневорыквинской залежи — 25—30 % (частота встречаемости 41,2 %, рис. 5, Б). Это может свидетельствовать о частичном выносе железа из Заостровской залежи.

4. Несмотря на то что количество суммарного железа в породах Заостровской залежи значительно меньше, чем в породах Верхневорыквинской, содержание закисного железа в первой существенно больше (до 25 %, рис. 6, А), чем во второй (не более 20 %, рис. 6, Б). Это также свидетельствует о том, что более

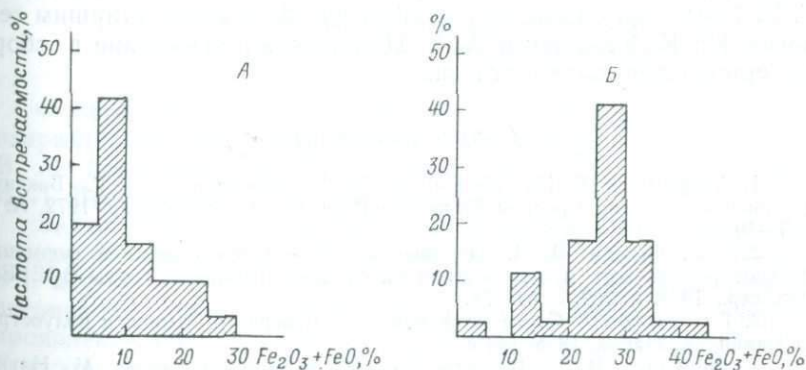


Рис. 5. График частоты встречаемости $Fe_2O_3 + FeO$ в породах Заостровской (А) и Верхневорыквинской (Б) залежей.

интенсивное восстановление железа сопровождается его частичным выносом.

Если эпигенетическую природу шамозита подтверждают довольно веские аргументы, то прямых доказательств «вторичности» диаспора пока нет. Об этом косвенно свидетельствует иногда наблюдаемая прямая корреляционная зависимость содер-

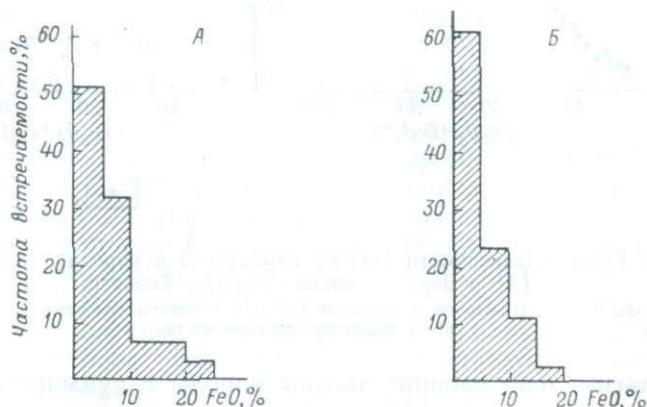


Рис. 6. График частоты встречаемости FeO в породах Заостровской (А) и Верхневорыквинской (Б) залежей.

жания диаспора от количества шамозита в корях выветривания Среднего Тимана.

Крадаллит-франколит-диаспоровая формация Тимана требует более тщательного изучения.

Авторы выражают благодарность начальнику Ухтинской ГРЭ Г. Е. Трофимову, главному геологу Ю. М. Лысову, старшим геологам Ю. К. Крылову и А. Е. Цаплину за содействие в сборе материала для данной статьи.

Список литературы

1. Абрамов В. П., Лебедев В. А., Смирнов В. Г. Бокситы латеритного типа на Среднем Тимане. — Разведка и охрана недр, 1972, № 9, с. 5—10.
2. Воронцов В. В. О строении разреза бокситоносной формации Верхневорыквинского месторождения на Среднем Тимане. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, т. 209, с. 64—78.
3. Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л., Наука, 1975. 143 с.
4. Демина В. Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана. М., Наука, 1977. 135 с.
5. Журавлев В. С., Осадчук М. И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. — Бюл. МОИП, т. 65. Отд.-ние геол., 1960, т. 35, вып. 5, с. 89—102.

6. Колокольцев В. Г. К вопросу о происхождении девонских бокситов Тимана. Тез. докл. V Коми-республ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1972, с. 163—164.
7. Латеритные бокситы Тимана/В. П. Абрамов, В. А. Лебедев, Ю. М. Лысов, В. Г. Смирнов.—В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., Наука, 1975, с. 160—165.
8. Михайлов Б. М. Региональные и локальные закономерности размещения бокситных месторождений. Л., Недра, 1978. 68 с.
9. Плякин А. М. К вопросу о минеральных преобразованиях в латеритном профиле выветривания туфов, базальтов на Среднем Тимане.—Матер. по геологии и полезн. ископ. северо-востока европ. части СССР, 1976, сб. 8, с. 308—311.
10. Плякин А. М., Плякина И. Г. Особенности тектонического строения рифейского фундамента Тимана.—Геотектоника, 1972, № 1, с. 105—110.
11. Раaben М. Е., Журавлев В. С. Сопоставление разрезов рифея Полодова кряжа и Южного Урала.—Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 2, с. 448—451.
12. Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. Л., Наука, 1968. 221 с.
13. Фациальные обстановки и палеогеография среднедевонской эпохи бокситоаккумуляции на Среднем Тимане/А. М. Скловский, В. Л. Косоруков, И. Б. Мусатов, О. В. Шумов.—Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 42—61.
14. Черный В. Г. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части полуострова Канин.—Бюл. МОИП, т. 70. Отд-ние геол., 1965, т. 40, вып. 2, с. 59—72.
15. Черный В. Г., Черная И. Н., Смирнов В. Г. Основные черты металлогении Тимана.—В кн.: Труды VI геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1965.
16. Яцкевич Б. А. Палеогеографические особенности формирования бокситов Ворыквинской группы месторождений Среднего Тимана.—В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М., 1978, с. 49—61.

УДК 553.643 : 551.311.231(470.5)

В. Л. Либрович

ФОСФОРИТЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Фосфориты коры выветривания на западном склоне Урала охарактеризованы в статьях Г. И. Водорезова и др. [1], В. М. Головкова [3], В. М. Головкова и др. [4], а также В. Л. Либровича и Л. М. Мызниковой [6].

Значительные запасы таких фосфоритов были обнаружены только на Ашинском месторождении в Челябинской области. Это месторождение эксплуатировалось на фосфориты коры выветривания. Менее значительные месторождения и фосфоритопроявления были обнаружены к северу и югу от Ашинского — Симское, Кукашкинское [3] и «стерлитамакских рифов» [4]. Небольшие фосфоритопроявления этого типа имеются также в пределах Улутауской площади в Башкирии (район д. Фалалеево к югу от р. Инзер). Проведенные автором в 1977—

1978 гг. полевые работы дали материал для сравнительной характеристики всех этих месторождений и проявлений.

Для вышеперечисленных месторождений и фосфоритопроявлений характерны следующие общие черты: 1) приуроченность фосфоритов к кремнисто-карбонатным толщам верхнего карбона и перми; 2) вариации состава фосфоритов в зависимости от состава вмещающих и подстилающих толщ; 3) преимущественная распространенность брекчиевых разностей фосфоритов; 4) наличие крустификационной структуры в шлифах из этих пород, где фосфат слагает корки, обрастающие стенки пустот в карбонатных и кремнисто-карбонатных породах; 5) почти повсеместное распространение окислов железа и марганца в этих фосфоритах, в результате чего они приобретают пятнистую, пеструю (бурую, желтовато-бурую) окраску, отличающую их от других типов фосфоритов, для которых пятнистость не характерна.

В дополнение отметим, что для установления минерального состава фосфоритов Ашинского месторождения образцы их были отданы на рентгеновский анализ в лабораторию ВСЕГЕИ. Определение произвел Ю. С. Дьяконов, который пришел к заключению, что все исследованные образцы фосфатов по параметрам близки к минералам дерниту $[(Ca, Na)_{10}PO_4]_6CO_3$ и льюнстониту $(Ca, K, Na)_{10}[(OH)_2(CO_3)_2(PO_4)_6]$. Такой состав фосфатов Ашинского месторождения косвенно подтверждается также данными химического и спектрального анализов, по которым устанавливается прямая зависимость между содержаниями натрия и фосфора в образцах фосфоритов [6]. Небольшие проявления брекчиевых фосфоритов выветривания в районе Улутауского фосфоритового проявления в Башкирии интересны тем, что в отличие от других фосфоритопроявлений в зоне выветривания частично сохранился пирит, хотя и здесь основную часть залежей слагают пятнистые фосфориты, окрашенные окислами железа, образовавшимися при окислении пирита.

На Симском и Кукашкинском фосфоритопроявлениях (Челябинская область), расположенных в пределах Симской мульды в верхнем течении р. Сим, наблюдается как бы некоторое «совмещение» флюорит-барит-полиметаллических проявлений и проявлений фосфоритов коры выветривания. В брекчиевых фосфоритах коры выветривания здесь можно наблюдать участки с прожилками флюорита и баритом, а также пустоты, инкрустированные карбонатом цинка (смитсонит?). Сульфиды — сфалерит и др., как правило, в коре выветривания не сохранились. На Селеукском фосфоритовом месторождении, расположенном в нескольких десятках километров к юго-востоку от фосфоритопроявлений «стерлитамакских рифов» в верхнем течении р. Селеук, довольно широко развиты фосфоритоносные брекчии. Они состоят из обломков фосфатно-кремнистых сланцев, фосфоритов, реже «пустых» карбонатных пород, заключенных в глинисто-

карбонатном цементе. Брекчии образуют тела сложной морфологии в кремнисто-карбонатной толще швагеринового горизонта нижней перми. Однако данные брекчии не относятся к типу фосфоритов коры выветривания. Скорее всего, это седиментационные брекчии. Они не отличаются пятнистой, пестрой окраской, а окрашены в темные тона серого цвета, иногда даже в черный цвет. Окраска обусловлена присутствием смолистых органических веществ (по определению химической лаборатории ВСЕГЕИ). В шлифах из этих брекчий не наблюдается инкрустационных структур обрастания фосфатом стенок каверн. Таким образом, несмотря на некоторое сходство фосфоритоносных брекчий Селеукского месторождения с наиболее фосфоритоносной в данном районе разновидностью фосфоритов выветривания, селеукские брекчии к фосфоритам коры выветривания не относятся.

В связи с вышеизложенным возникает вопрос: каковы прогнозные критерии на сравнительно крупные месторождения фосфоритов коры выветривания (типа Ашинского)?

В литературе по фосфоритам этот вопрос освещается в основном на примере фосфоритов коры выветривания Алтае-Саянского региона. Так, авторы монографии «Фосфориты и апатиты Сибири» [8] приходят к выводу, что максимальное накопление фосфоритов коры выветривания в Алтае-Саянской области происходит главным образом на относительно крупных площадях выходов карбонатных фосфоритоносных формаций или на контактах карбонатов с силикатными породами, в благоприятных геоморфологических условиях, способствовавших как образованию фосфоритов коры выветривания, так и сохранению продуктов выветривания. Такие условия создаются в низкогорных районах, обрамляющих среднегорные области, на переходе низкогорья к равнинным областям. В недавно опубликованной монографии по геологии месторождений фосфоритов [2] помещена таблица прогнозных критериев на фосфориты коры выветривания (см. таблицу).

Не отрицая значения всех перечисленных критериев прогноза, следует отметить, что большинство из них довольно трудно использовать для определения масштаба месторождений коры выветривания. В сущности, многие из этих критериев в равной степени пригодны для выявления как мелких фосфоритопроявлений, так и месторождений, могущих иметь промышленное значение. В связи с этим рассматриваемый район — западный склон Южного Урала — приобретает особое значение, так как именно в его пределах располагается одно из двух эксплуатировавшихся в СССР месторождений фосфоритов коры выветривания — Ашинское. Другим таким месторождением, эксплуатировавшимся в 20-х и 30-х годах, являлось Антоново-Липовское на Среднем Урале, расположенное неподалеку от г. Свердловска. По описанию этого месторождения, сделанному

**Прогнозные критерии и поисковые признаки месторождений
фосфоритовых руд формации коры выветривания,
развивающихся на карбонатном и
алюмосиликатно-карбонатном первично-фосфатном субстрате**

Прогнозные критерии и поисковые признаки	Расшифровка
Стратиграфические	Определенный возраст фосфатных пород субстрата, на котором развиваются вторичные фосфориты; возраст коры выветривания конкретизируется для изучаемого региона
Литологические	Карбонатный или алюмосиликатно-карбонатный состав субстрата
Климатические	Тропический и субтропический, реже умеренный палеоклимат в эпоху образования кор выветривания
Палеогеоморфологические	Наиболее крупные месторождения образуются в условиях выровненной поверхности при минимальной эрозии
Тектонические	Преимущественная локализация месторождений в зонах трещиноватости или разрывных нарушений
Геоморфологические	Сохранность месторождений обеспечивается в условиях слабо расчлененного рельефа в пределах определенного интервала абсолютных отметок, мало отличающихся для разных районов
Геохимические	Повышенное содержание фосфора в субстрате — 1 % P_2O_5 и более; наличие ореолов рассеяния фосфора в почвах, водах, растениях; наличие повышенных содержаний Mn, Zn, Ag, As, Cd, иногда и других малых элементов в продуктах выветривания; наличие радиоактивных аномалий в продуктах выветривания

М. П. Фивегом [7] и другими исследователями, а также по личным наблюдениям автора данной статьи, фосфориты месторождения, представленные в основном рыхлыми брекчиями, приурочены к контактам протяженных даек гранитов с толщей серицитовых, андалузитовых и тальковых сланцев, содержащей прослой и линзы мраморизованных карбонатных пород. Для всех участков, где фосфориты не находятся в виде рыхлой россыпи, характерна интенсивная тектоническая нарушенность рудовмещающей толщи сланцев. Более того, по-видимому, вся полоса развития данных фосфоритов приурочена к зоне разлома, ориентированного в направлении с юго-востока на северо-запад и трассированного удлинненными дайкообразными телами гранитов.

В чем же заключается особенность геологической позиции Ашинского месторождения по сравнению с другими месторож-

дениями фосфоритов коры выветривания данного района? Прежде всего в том, что это месторождение, являющееся ярким примером линейной коры выветривания (что хорошо видно из описания, схематических планов и карт, приведенных в работе Ю. Н. Занина [5]), приурочено к линейно-вытянутому останцу нижнепермских кремнисто-карбонатных пород, располагающемуся между зоной разлома, ограничивающей блок Башкирского Каратау, и полосой докембрийских терригенных отложений. Само месторождение представляет собой ряд «карстовых» углублений, глубина и ширина которых примерно одинаковы, заполненных преимущественно брекчиевыми фосфоритами и располагающихся строго параллельно зоне разлома.

Кремнисто-карбонатные породы нижней перми в районе Ашинского месторождения интенсивно раздроблены, а образовавшиеся трещины и пустоты заполнены фосфоритовой брекчией и частично «сыпучкой», состоящей из глины, песка, рыхлых окислов железа, марганца и фосфатов.

На других месторождениях западного склона Южного Урала тектонические критерии прогноза проявлены значительно слабее. Все это дает основание считать, что не контакты карбонатных и алюмосиликатных пород, а тектонические контакты разных по возрасту толщ могут служить надежным признаком (или критерием) для поисков более крупных по размерам месторождений фосфоритов коры выветривания. Интенсивно проявленные зоны трещиноватости и разрывных нарушений, очевидно, способствовали инфильтрации обогащенных фосфатами вод на большую глубину и на большие расстояния вдоль зон крупных разломов.

Список литературы

1. Водорезов Г. И., Варламов М. П., Мульменко М. А. Ашинское месторождение фосфоритов в Приуралье. — В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 103—119.
2. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков/Под ред. А. С. Зверева, А. С. Михайлова. М., Недра, 1980. 245 с.
3. Головкин В. М. Перспективы фосфоритоносности мезокайнозойских кор выветривания Южного Урала. — Реферативный сб. (ВИЭМС). Сер.: Геол. методы поисков и разв. м-ний неметал. полезн. ископ., 1972, № 3, с. 6—8.
4. Головкин В. М., Шубаков Г. Н., Карпова М. И. Метасоматические фосфориты стерлитамакских рифов Южного Предуралья. — Реферативный сб. (ВИЭМС). Сер.: Геол. методы поисков и разв. м-ний неметал. полезн. ископ., 1972, № 3, с. 5—6.
5. Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М., Наука, 1969. 208 с.
6. Либрович В. Л., Мызникова Л. М. О литолого-геохимических особенностях Ашинского месторождения фосфоритов на Урале. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1978, т. 295, с. 105—111.
7. Фивег М. П. Месторождения фосфоритов на Урале. — В кн.: Фосфориты СССР. Л., 1927, с. 216—221.
8. Фосфориты и апатиты Сибири/Под ред. В. П. Казаринова, Н. А. Красильниковой. Новосибирск, Наука, 1980. 230 с.

К ВОПРОСУ О БОКСИТОНОСНОСТИ ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучение бокситоносности различных территорий выдвинуло ряд новых актуальных задач. К их числу относится установление связи бокситопроявлений с корами выветривания в западных районах Сибирской платформы. Утверждение о наличии прямой связи бокситов с корами выветривания в рассматриваемых районах было принято без веских доказательств как рабочая гипотеза при поисках [10]. Если такая связь действительно существует, то кора выветривания (или определенные ее разновидности) выступают в роли своеобразного ореола, внутри которого следует искать промышленные скопления бокситов. Следовательно, принятие этой концепции в качестве поисковой гипотезы для решения конкретных геологических задач требует проверки и соответствующей аргументации.

Поскольку основные перспективы бокситоносности данной территории связаны с мезозойско-кайнозойскими образованиями, ниже мы рассматриваем геологические особенности именно этих образований.

Краткая геологическая характеристика

В геологическом отношении рассматриваемый район примыкает к зоне сочленения Западно-Сибирской плиты с Сибирской платформой и Енисейским кряжем. Эта зона приурочена к региональному глубинному разлому, отделяющему байкалиды на западе от древнего архейского фундамента платформы на востоке. Глубинный разлом проходит примерно вдоль Енисея; здесь происходит смена структурно-формационных комплексов докембрийского возраста. В основании разреза мезозоя и кайнозоя залегают нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, прорванные на больших площадях нижнетриасовыми траппами. Мезозойско-кайнозойские отложения перекрывают как нижнепалеозойские образования, так и породы трапповой формации.

При приближении к зоне сочленения морские и прибрежно-морские отложения, слагающие мезозой и палеоген Западно-Сибирской плиты, постепенно замещаются континентальными. Изменение условий седиментации привело к появлению иных типов разрезов, соответствующих различным структурно-седиментационным зонам. Если Приенисейская впадина (включая Сумарочихинский, Сарчихинский, Елогуйский и Туруханский районы) — это представитель западносибирского типа отложений, для которого характерен полный набор меловых и юрских мор-

ских и прибрежно-морских отложений, то к востоку тип разреза резко изменяется. Здесь выделяются три типа разрезов: приенисейский, варламовский и светланинский.

Приенисейский тип пространственно совпадает с одноименной впадиной и является частью западносибирского типа отложений [8]. Варламовский и светланинский типы выделены В. С. Певзнером в 1971 г. Первый из них приурочен к территории с отметками в пределах 150—400 м и с широким развитием эрозионно-тектонических впадин. Эти впадины выполнены верхне- и нижнемеловыми отложениями мощностью не более 100 м. Именно с ними связаны основные перспективы поисков бокситов.

Светланинский тип приурочен к области развития останцов высокого плато (400—800 м). Для него характерны небольшая мощность и ограниченное распространение мезозойско-кайнозойских отложений. К этому типу относятся останцы Широкие Полканы, Светлана, Майгунна и др. Таким образом, типы разрезов приурочены к определенным структурно-седиментационным зонам.

Наибольший интерес в связи с поставленной задачей представляют варламовский и светланинский типы разрезов.

Если стратиграфия мезозойско-кайнозойских отложений приенисейского типа разреза изучена более или менее достаточно [1], то, к сожалению, этого нельзя сказать о варламовском и светланинском типах. Слабая разработанность стратиграфических схем, отсутствие местной корреляционной схемы и увязки с другими окраинами Западно-Сибирской плиты привели ко многим ошибкам. В их числе — отнесение некоторых толщ осадочных пород (например, юрских и меловых) к коре выветривания, а верхнемеловых образований к так называемой типичной морене. Такое положение вынудило нас внимательно изучить и увязать все разрезы на участках Светланинском, Подсопочном, Чернореческом, Верхнерыбинском и Сумарочихинском. В основу предлагаемого расчленения положены 62 детально изученных разреза скважин.

Палеонтологических данных для окончательного обоснования возраста изученных разрезов пока недостаточно. Однако подробное знакомство с разрезами восточного склона Урала, Северного Казахстана, Западно-Сибирской низменности убеждает нас в необходимости подобного расчленения разреза. Ниже приведено краткое описание выделяемых нами отложений в пределах варламовского и светланинского типов разрезов (рисунок).

Варламовский тип разреза приурочен к зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты.

Сухолембяжинская свита (апт—альб) — наиболее древняя из мезозойских отложений этого типа разреза — распространена достаточно широко. Наиболее полные ее разрезы установлены в пределах южной и центральной частей Чернореченско-Варла-

мовской впадины и на Сухолебяжинском рудопроявлении бокситов. Свита представлена пестроцветными каолиновыми и гибсит-каолиновыми глинами, нередко ожелезненными, с прослоями каменистых и рыхлых бобовых бокситов, изредка углистых глин. Она подразделяется на две подсвиты: верхнюю —

Возраст	Типы разрезов	
	Варламовский	Светланинский
<i>N</i>	Чернореченская свита	Полкановская свита
<i>K₂-P</i>	?	
<i>K₂ст</i>	Верхняя подсвита	?
	Нижняя подсвита	Светланинская толща
<i>K₁ар-ал</i>	Сухолебяжинская свита	?
<i>K₁л-в</i>	Кора выветривания	?
<i>K₁v</i>		?
<i>J₂-J₃</i>		Неделинская толща
<i>T₃-J₁</i>		?
<i>T₂</i>		Кора выветривания (реликты)
Интрузии траппов (<i>T₁</i>), внедренные в палеозойские отложения		

Сопоставление типов разрезов (составили В. С. Певзнер и И. И. Кунгурцев).

бокситоносную и нижнюю (подрудную) — существенно каолиновую. Для нижней подсвиты характерны обломочная (брекчиевидная) текстура, пестрая окраска и наличие в низах песчаных и гравийных кварцевых зерен. Эта подсвита установлена в разрезах Подсопочного, Чернореченского, Сухолебяжинского и других рудопроявлений. Мощность ее не превышает 22 м. Верхняя подсвита характеризуется постоянным присутствием

бобовых и обломочно-бобовых гиббситовых бокситов (содержание SiO_2 обычно не превышает 8—10 %, Al_2O_3 — до 43 %, Fe_2O_3 — 25—30 %). По минеральному составу это каолинит-гиббсит-гетитовые и гетит-гиббситовые породы, содержащие до 45 % гиббсита, 30—40 % гетита и до 20 % каолинита.

Верхняя подсвита вскрыта на Сухолебяжинском, Верхнерыбинском, Чернореченском и Подсопочном рудопроявлениях и залегает в виде пластовых тел, размеры которых не превышают $1,5 \times 1,2$ км, мощность до 12 м.

Возраст сухолебяжинской свиты определяется на основании следующих данных: 1) находок нижнемеловой флоры в бокситах Сухолебяжинского рудопроявления, определенных И. В. Васильевым; 2) сопоставления с палеонтологическими характеристизованными апт-альбскими бокситоносными отложениями восточного склона Урала, Северного Казахстана, Салаира и других районов, примыкающих к Западно-Сибирской низменности; 3) залегания свиты под верхнемеловыми сероцветными отложениями. По составу и строению сухолебяжинская свита не отличается от синарской, талдыкской и других бокситоносных свит этого возраста.

Подсопочная свита (сеноман) распространена более широко, чем подстилающая сухолебяжинская, и сложена алевролитами и глинами серыми, зеленовато-серыми слюдистыми, в низах обогащенными песчано-гравийным материалом с гальками кварца, кремнистых пород, сланцев, известняков, долеритов и бобовых бокситов, а также единичных валунов долерита. Подсопочная свита имеет четкое двучленное строение: нижняя подсвита преимущественно песчаная с гальками бокситов и других пород, верхняя — существенно глинисто-алевритовая. Для пород свиты характерны серая окраска, слюдистость, наличие обугленного растительного детрита и слоистости типа знаков ряби. Мощность свиты до 70 м в центральных частях эрозионно-тектонических впадин. Возраст ее определен на основании спорово-пыльцевых спектров Г. Е. Байкаловой и Л. Д. Гамулевской. Эти отложения были специально опробованы нами на Подсопочном рудопроявлении. В образцах из разрезов скважин 453 (глубины 25, 43,5, 73 и 128,5 м) и 440 (глубина 16,5 м) Н. И. Комарова обнаружила богатый комплекс спор и пыльцы альба—сеномана. По положению в разрезе, составу и строению подсопочная свита может быть сопоставлена с мысовской свитой восточного склона Урала и уватской свитой Западно-Сибирской низменности. Наличие грубообломочного материала (в том числе галек бобовых бокситов) в основании подсопочной свиты свидетельствует о том, что она лежит на породах сухолебяжинской свиты с размывом, возможно, указывающим на перерыв в осадконакоплении.

Чернореченская свита (неоген) нами выделена под четвертичными отложениями. Она распространена на водораздельных

склонах унаследованных домезозойских поднятий и представлены коричневыми и пестроцветными алеврито-глинисто-песчаными породами и галечниками, содержащими 10—30 % обломков бобовых и единичные гальки псевдоморфных бокситов. В основании свиты нередко присутствуют скопления валунов долеритов. Мощность свиты растет от поднятых водоразделов к склонам впадин и достигает 47 м. Возраст ее установлен на основании определений спор и пыльцы и сопоставления с неогеновыми отложениями останцов высокого плато Сибирской платформы, а также окраин Западно-Сибирской плиты.

Светланинский тип разреза выделен на основании изучения шурфов и керна десятков скважин, пробуренных в пределах останцов Светлана, Широкие Полканы и др. Результаты обработки всего материала позволяют выделить в этом типе три разновозрастные толщи, которые предлагаем назвать (снизу вверх) неделинской, светланинской и полкановской.

Неделинская толща сложена песчаником желтовато-серым мелкозернистым кварцевым с прослоями алевролитов, каолиновых глин и гравелитов из кварца, роговиков, реже долеритов. Вскрытая мощность не превышает 10 м. Находки в составе толщи обломков долеритов свидетельствуют о том, что возраст слагающих ее пород должен быть моложе раннего триаса. По сопоставлению с другими районами неделинскую толщину мы относим к юре.

Светланинская толща залегает на неделинской с разрывом и представлена песками серыми, иногда розовыми полевошпато-кварцевыми слюдистыми мелкозернистыми с прослоями песчаников грубозернистых каолинизированных, гравелитов и глин кирпично-красных. Мощность ее до 15 м. Эта грубообломочная толща заполняет мелкие депрессии, нередко с поверхности заболоченные. Она напоминает альб-сеноманские отложения, выделяемые Е. И. Пельтеком. Подобные образования известны на восточном склоне Урала еще со времен А. П. Карпинского (в низах мысовской свиты сеноманского возраста). Нами эта толща сравнивается с нижней подсвитой подсопочной свиты.

Полкановская свита перекрывает обе описанные выше толщи с разрывом и сложена глинами коричневыми и пестроцветными монтмориллонитовыми и каолинит-монтмориллонитовыми. Для пород свиты характерно присутствие разноокатанных обломков псевдоморфных бокситов (1—10 %), кварца, кварцитов, песчаников, гранитоидов, долеритов, тонких прослоек белой каолиновой глины и мелких железистых оолитов. Мощность свиты до 12 м. В единичных образцах Н. В. Кручинной и Л. А. Пановой были обнаружены неогеновые спектры спор и пыльцы. Сравнение с соседними районами не противоречит этим определениям: полкановская свита напоминает тяжинскую свиту Енисейского кряжа и аральскую свиту Западно-Сибир-

ской низменности. Находки обломков бокситов (в том числе псевдоморфных) и сходный облик пород позволяют параллелизовать ее с чернореченской свитой.

Коры выветривания и бокситоносность

Коры выветривания на рассматриваемой территории распространены неравномерно. Наиболее интенсивно уничтожены они в разрезах светланинского типа, где лишь местами сохранился размытый монтмориллонитовый профиль. В Варламовской зоне разрез коры выветривания более полный: под сухoleyбяжинской свитой здесь лежат гетит-каолинит-монтмориллонитовые элювиальные глины, довольно широко распространены монтмориллонитовый и хлоритовый горизонты. В Приенисейской зоне повсеместно наблюдаются каолинит-монтмориллонитовые продукты выветривания. Ниже во всех зонах залегают глины хлоритового горизонта, которые переходят в слабо измененные щебнистые образования. Исходные породы представлены долеритами темно-серыми мелкозернистыми, реже карбонатными и песчано-глинистыми образованиями нижнего палеозоя.

В понижениях выровненных поднятий и на их пологих склонах мощности кор выветривания достигают 30 м. Мощности элювиальных горизонтов по долеритам на изученной территории следующие: гетит-каолинит-монтмориллонитовый — 10 м, монтмориллонитовый — 5 м, хлоритовый — 18 м, щебнистый — 15 м. По карбонатным породам наблюдаются каолинит-гидроslюдистые образования, в низах обогащенные щебнем окремненных известняков, мощностью до 16 м. Мощность гидроslюдистого и щебнистого горизонтов на песчано-сланцевых породах нижнего палеозоя обычно не превышает 10 м. На крутых склонах, в местах интенсивного четвертичного и дочетвертичного размыва (локальные поднятия, крупные речные долины), коры выветривания отсутствуют.

Сопоставление с другими районами показывает, что возраст кор выветривания здесь не может быть древнее позднего триаса. Это подтверждается развитием их на породах раннего триаса. Судя по характеру и возрасту перекрывающих толщ, на изученной территории вскрыты разновозрастные коры выветривания. В Приенисейской зоне они должны быть отнесены к поздне-триасово-раннеюрскому этапу корообразования; выше залегают отложения средней и поздней юры. В Варламовской зоне коры выветривания перекрыты сухoleyбяжинской свитой апта—альба, и наиболее вероятно их отнесение к готерив-барремскому этапу корообразования. Эти выводы хорошо согласуются с результатами изучения кор выветривания на Урале [5 и др.], в Казахстане [6, 7, 11 и др.] и на других окраинах Западно-Сибирской низменности [4 и др.], а также с данными, полученными А. М. Цехомским на Сибирской платформе.

В Светланинской зоне коры выветривания размыты наиболее интенсивно. Там могут быть встречены их реликты палеогенового, реже позднеэриасово-раннеюрского этапов. То, что палеогеновые коры были распространены достаточно широко, косвенно подтверждается постоянным присутствием в полкановской свите (неоген), реже в современной аллювии галек псевдоморфных бокситов. Наличие реликтов более древних кор выветривания доказывает размытый монтмориллонитовый элювий, залегающий под неделинской толщей.

Результаты подсчета по неизообъемной методике сравнения [9] показывают, что условия для концентрации глинозема ($K < 0,25$) в корях выветривания позднеэриасового—раннеюрского этапа вряд ли могли существовать.

Все бокситопоявления в районе приурочены к осадочным породам сухoleyбяжинской свиты. Это типичные пластовые залежи. Гальки бокситов встречены как в современной аллювии, так и в неогеновых образованиях (чернореченская и полкановская свиты). В Варламовской зоне они представлены бобовыми, а в Светланинской — псевдоморфными бокситами. Вместе с последними находятся гальки измененных и свежих долеритов и других пород. В шлифах можно заметить по трещинам вторичный гиббсит. Внутри бобовин обычно имеется обломочный материал из кварца, реже долеритов.

Если взять за условные исходные породы долериты, то можно по материалам Г. А. Трусевич и нашим, обработанным во ВСЕГЕИ по программе многократной корреляции [2, 3], провести их сравнение с бокситами из пластовой залежи Малобахтинского участка. Полученные геохимические ассоциации показали полное сходство бокситов с вмещающими породами сухoleyбяжинской свиты и резкое отличие их как от долеритов, так и от элювия.

Дискриминантный и кластерный анализы четырех совокупностей (пластовых бокситов Малобахтинского участка, галек бобовых бокситов из аллювия рек Кулинны и Черной, а также обломков псевдоморфных бокситов из полкановской свиты) показали резкое отличие статистических геохимических характеристик псевдоморфных бокситов с останца Светлана и бобовых варламовского типа разреза. Так, обобщенные расстояния Махалонбиса, показывающие степень статистического сходства изученных пород независимо от размера выборки, оказываются в четыре с лишним раза больше при сравнении псевдоморфных бокситов с любыми другими, чем всех остальных совокупностей — друг с другом. Одновременно констатируем, что взаимное перекрытие статистических свойств галек псевдоморфных бокситов с таковыми пластовых бокситов сухoleyбяжинской свиты и коры выветривания практически равно нулю, тогда как все остальные объекты перекрывают друг друга по степени сходства на 13—30%. Это может свидетельствовать не только о различ-

ной природе псевдоморфных и бобовых бокситов, но и о разных источниках глинозема.

Таким образом, фактический материал и результаты геохимической обработки позволяют говорить об отсутствии связи бокситов с сохранившейся корой выветривания. С другой стороны, фактом является и присутствие в неогеновых и четвертичных отложениях обломков псевдоморфных бокситов. Вроде бы противоречие — если отвлечься от того, что условия для образования и захоронения были далеко не одинаково оптимальными. Кратко поясним это утверждение. Действительно, в палеогеновый и, возможно, готерив-барремский этапы выветривание могло пойти по пути латеритообразования. Вероятно, гальки псевдоморфных бокситов — следы этого явления. Но условия для захоронения латеритных кор выветривания не было, так как наличие этапов сильного дочетвертичного и четвертичного размыва не вызывает сомнения.

Обсуждение результатов

Мы не пытались быть ниспровергателями сложившихся представлений о прямой связи бокситов с корами выветривания, но полученные результаты заставляют во многом подвергнуть эти представления сомнению. Ясно одно: для обоснования любой поисковой концепции нужны убедительные доводы. Пока мы получили доказательства (убедительные при нашей геологической интерпретации), свидетельствующие об отсутствии на изученной территории прямой связи бокситопроявлений с развитыми сейчас корами выветривания. Даже такие постоянные «оппоненты», как гальки псевдоморфных бокситов, не могут опровергнуть эти результаты.

Если принять наши доводы, то неизбежен вывод: поиски необходимо ориентировать на пластовые залежи осадочных бокситов, т. е. на сухолебяжинскую свиту, особенно в местах перекрытия ее породами подсопочной свиты. А отсюда следствие: основным перспективным объектом для обнаружения промышленных залежей бокситов следует признать варламовский тип разреза — область широкого распространения эрозионно-тектонических впадин.

Мы надеемся, что исследования в рекомендуемом направлении хоть частично закроют огромную брешь в познании перспектив бокситоносности Сибири.

Список литературы

1. Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М., Госгеолтехиздат, 1961. 151 с.
2. Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., Наука, 1968, с. 22—26.

3. Бурков Ю. К., Певзнер В. С. Корреляционный анализ поведения химических компонентов при корообразовании. — В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969, с. 51—57.

4. Выветривание и литогенез/Ред. В. П. Казаринов. М., Недра, 1969. 456 с.

5. Ли П. Ф., Певзнер В. С. Геология и металлогения кор выветривания Зауралья. Л., Недра, 1968. 122 с.

6. Михайлов Б. М., Петровская Т. С. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского буроугольного бассейна. Л., 1959. 142 с.

7. Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 317—320.

8. Певзнер В. С. Меловые отложения восточного склона Среднего Урала и Зауралья. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 39, с. 65—76.

9. Певзнер В. С. Геохимические методы изучения кор выветривания. Л., 1981. 30 с.

10. Проблема бокситов Сибири/В. И. Будников, В. И. Бгатов, Н. Е. Гайдуков и др. — Труды СНИИГГиМС, 1970, вып. 86, с. 29—40.

11. Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 272—298.

УДК 551.311.23 : 553.643(470.23+474.2)

Я. Я. Малдре

ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ РАКУШЕЧНЫХ (ОБОЛОВЫХ) ФОСФОРИТОВ ЭСТОНИИ И ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Ракушечные фосфориты Эстонии и Ленинградской области приурочены к пакерортскому горизонту нижнего ордовика. Они, как и вмещающие породы, представлены кварцевыми песками и песчаниками, но в отличие от последних содержат в большом количестве в различной степени раздробленные фосфатные створки беззамковых брахиопод.

Процессы химического выветривания ракушечных фосфоритов, за исключением месторождений Кингисеппское и Нарва, слабо развиты, так как фосфориты надежно защищены от действия агентов выветривания граптолитовыми аргиллитами (диктионемовыми сланцами). Последние являются водоупором, и поэтому приток подземных вод через них сверху крайне ограничен. Кроме того, проникая медленно через богатые сульфидами и органическим веществом аргиллиты, вода теряет основную часть растворенного кислорода. В обнажениях вмещающие породы и сами фосфориты легко подвергаются механическому разрушению, которое заметно опережает химическое выветривание. Основные минеральные компоненты фосфоритов — фторкарбонат апатит створок и обломочный кварц — весьма устойчивы к действию агентов выветривания. На поверхности горных выработок (Юльгазе, Иру и др.) створки сохраняются обычно совер-

шенно свежими в течение 40—60 лет. Более длительному воздействию агентов выветривания подвергались фосфориты в естественных обнажениях, но фосфатные створки там тоже почти не затронуты процессами разрушения.

Однако встречаются фосфориты, которые носят явные следы химического выветривания. Обусловлены они главным образом наличием пирита. В первую очередь окисляется та часть пирита, которая находится в цементе в виде мелких рассеянных агрегатов. Сплошной пиритовый цемент песчаников и фосфоритов, так называемого пиритового прослоя, более устойчив к окислению. Он охватывает самые верхи оболочкой толщ. Количество цемента в нем уменьшается сверху вниз по мере удаления от контакта с граптолитовыми аргиллитами, а пористость соответственно увеличивается. Поэтому пирит окисляется главным образом в низах прослоя и вдоль трещин, а в верхней части он заметно слабее затронут названным процессом. Пирит, рассеянный в створках, является самым устойчивым, вероятно вследствие изоляции от действия агентов выветривания фторкарбонатапатитом.

На первой стадии окисления пирита образуются сульфат закисного железа и свободная серная кислота. Первый из них при наличии влаги и растворенного кислорода неустойчив и легко замещается сульфатом окисного железа, который, в свою очередь, — окислами и гидроокислами железа. При этом в раствор переходит сульфат-ион. Вынос сульфатов железа слабый из-за недостатка влаги в фосфоритах и вмещающих породах. Особенно мало влаги в них в летнее время, когда окисление пирита происходит наиболее интенсивно. В таких условиях образуются сульфатные растворы, которые интенсивно разрушают карбонатный цемент. При этом кальцит, несколько медленнее анкерит и доломит замещаются сульфатами. Растворимость сульфатов значительно выше, чем карбонатов, и поэтому названный процесс способствует выносу магния, в меньшей мере кальция и железа. Сульфаты железа, как и при окислении пирита, замещаются окислами и гидроокислами, и при медленном водообмене основная часть железа отлагается в зоне выветривания. Реже осаждается сульфат кальция в виде гипса, а легко-растворимый сульфат магния выносится практически полностью.

Кальцит, рассеянный в створках, первоначально с сульфатными растворами не реагирует, так как он изолирован от их действия фторкарбонатапатитом. Однако для нейтрализации сульфатного иона карбонатного цемента обычно недостаточно и поэтому происходит разрушение фосфатных створок. Особенно интенсивно этот процесс идет при недостатке влаги и отсутствии карбонатов на контакте окисляющегося пирита и фторкарбонатапатита. В таких условиях образуются высококонцентрированные сульфатные растворы, разлагающие фторкарбо-

натапатит; фосфат-ион последних переходит в раствор, а часть кальция отлагается на месте в виде гипса. Гипс встречается в виде белой порошкообразной массы и лишь изредка образует мелкие кристаллы.

Разрушение створок, как правило, начинается с их внутренней стороны, которая представлена плохо раскристаллизованным фосфатом и тонкорассеянным карбонатом кальция и поэтому легче разрушается под действием сульфатных растворов. Пирит также встречается чаще и в более значительных количествах на внутренней поверхности створок и в непосредственной близости от них. Кроме того, логично отметить, что наружная поверхность створки подвергалась активному воздействию окружающей среды уже при жизни организма и, следовательно, должна быть особенно устойчивой к выветриванию. Вероятно, вследствие этих причин явные следы химического выветривания встречаются на наружной поверхности створок значительно реже, чем на внутренней, и приурочены обычно лишь к контакту с окисленным пиритом. Несколько интенсивнее происходит разрушение фосфата с края обломков створок. Кроме гипса, окислов и гидроокислов железа в процессе окисления пирита и разрушения фосфатных створок и карбонатного цемента образовался ряд других минералов. В засушливый период они, вероятно, отлагались из растворов в результате испарения на поверхности обнажений или в непосредственной близости от них в виде белых налетов. Специальному минералогическому исследованию эти очень тонкие, порошкообразные смеси не подвергались. Однако оценка геохимической обстановки и микрохимические реакции, проведенные нами для определения наличия в их составе Fe^{2+} , Fe^{3+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Pb^{2+} , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , PO_4^{3-} и других катионов и анионов, показывают, что налеты сложены в основном сульфатами кальция и железа. В виде заметной примеси присутствуют сульфаты и карбонаты бария и стронция, фосфаты кальция, железа и, очевидно, свинца. Точная диагностика их, в связи с очень тонкой смесью минералов в налетах, сложна, и решение этой сугубо минералогической задачи требует специального исследования.

Сравнительно интенсивное химическое выветривание фосфоритов, особенно в базальном слое оболовой толщи, наблюдается лишь на месторождениях Кингисеппское и Нарва. Здесь граптолитовые аргиллиты отсутствуют либо они маломощные и сильнопесчаные. Поэтому в оболовую толщу интенсивно проникают слабокислые болотные воды*, а также воды из карбонатной толщи. В углекислых водах фторкарбонатапатит неустойчив и легко разлагается. До $pH > 6,5$ фосфориты практически не изменя-

* К вопросу о минералогии ракушечных фосфоритовых руд Прибалтийского бассейна/А. И. Смирнов, Т. Я. Буробина, Э. К. Журавлева, Н. М. Карпова, М. Н. Платова. — В кн.: Геология фосфоритов. М., 1974, с. 52—67.

ются, а под действием более кислых растворов начинается выщелачивание фосфора*. Последнее охватывает в створках в первую очередь ослабленные участки, к которым принадлежат контакты пластинок фосфата, микротрещины, а также аморфный фосфат, богатый тонкорассеянными карбонатами и пиритом. В результате частичного растворения фосфата и разрушения кальцита и пирита створки становятся рыхлыми и хрупкими. Одновременно увеличивается их водопроницаемость, что способствует полному окислению пирита и выносу железа. В зависимости от полноты последнего процесса створки приобретают белую или желтую окраску, а при наличии существенной примеси гидроокислов и окислов железа они окрашены в бурые и коричневые тона. Цвет створок, не затронутых химическим выветриванием, меняется в зависимости от содержания тонкорассеянного пирита от серого до черного.

Интенсивное химическое выветривание фосфоритов приводит к ухудшению их качества.

УДК 552.5.12 : 552.42(470.11)

М. Д. Крылова

О ПРИРОДЕ КОНГЛОМЕРАТОВИДНЫХ ПОРОД В ГРАНУЛИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА

В 1971 г. геологами С. И. Турченко и М. М. Ефимовым на островах Хлебцы в порьегубской части Кандалакшского залива были отмечены своеобразные породы валунно-галечного сложения, описанные ими как конгломераты [10]. Позднее С. И. Турченко определил их как псевдоконгломераты и предположил, что эти породы имеют тектонитовую природу [9].

При полевых работах 1975 г. эти образования были выделены нами под названиями «ржавые зоны» и «ржавые пачки» вследствие их специфической окраски в результате позднейшего окисления сульфидов.

Исследования, проведенные в 1979 г. [4], показали, что наибольшим распространением эти породы пользуются в гранулитовом комплексе Порьей губы (рис. 1), но они наблюдались нами также на о-ве Великом и на островах, входящих в состав Кандалакшского архипелага (о-в Ламбин и луда Заячья). Известно, что природу конгломератовидных пород установить в ряде случаев непросто. Главная трудность состоит в том, чтобы выяснить, каким путем сформировалась округлость обломков. Это особенно важно при изучении докембрийских комплексов,

* Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов.— В кн.: Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 593—600.

для которых значение собственно конгломератов как пород, документирующих стратиграфические рубежи, чрезвычайно велико.

Среди конгломератовидных пород (или псевдоконгломератов) в настоящее время известны два типа: 1) породы тектонической природы с обломками округлой формы, возникшей в процессе перемещения материала при дифференциальных тектонических движениях [3, 5], и 2) породы, представляющие со-

Рис. 1. Обзорная карта полосы распространения зон конгломератовидных пород в Порьей губе (показана крапом).



бой explosive туфобрекчии, где округлость обломков является результатом соударений и истирания при выбросах в трещинные зоны магматических масс, насыщенных газами [6, 11, 12].

В гранулитовом комплексе на берегах Кандалакшского залива мы имеем дело еще с одним, третьим, типом таких образований в виде оруденелых (богатых сульфидами) конгломератовидных пород.

При проведении многочисленных разрезов выяснилось, что интересующие нас образования не представляют собой единого однородного по составу пласта или горизонта, а являются зонами сульфидного оруденения, развивающегося по породам разнообразного состава. Преобладающее положение зон — согласное, однако в некоторых случаях, как, например, в северной части о-ва Северный Хлебец или на Заячьей луде, наблюдаются зоны, косящие кристаллизационную сланцеватость и слоистость метаморфических толщ.

Наиболее типично линзовидное залегание конгломератовидных пород с варьирующей мощностью в раздувах. Так, в Порьей губе мощность «ржавых зон» и соответственно зон с конгломератовидной текстурой меняется от 1 до 3,5 м, а на северо-восточном берегу о-ва Великого, восточнее Станцевой губы, достигает 5 м.

В Порьей губе «ржавые зоны» с конгломератовидными породами наибольшее развитие получают в полосе северо-западного простирания, где они протягиваются с перерывами от кута губы Костарихи к юго-востоку вдоль восточного побережья Порьей губы и на прилегающих к нему островах, включая о-в Паленый, т. е. приурочены к осевой зоне Лапландского глубинного разлома, где породы имеют повышенную проницаемость.

В связи с интересом к природе конгломератовидных пород А. Н. Берковским в 1978 г. был проведен магнитный профиль через северо-западную часть северного берега о-ва Паленого, где наблюдаются четыре выклинивающиеся по простиранию зоны рудосодержащих пород с конгломератовидной текстурой, степень совершенства которой меняется по простиранию. Орудене-

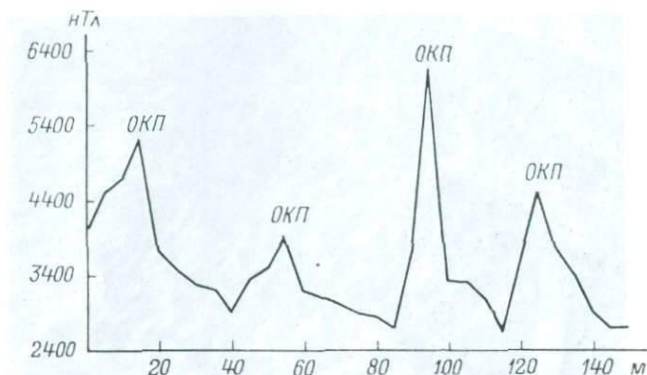


Рис. 2. Магнитный профиль через северо-западную часть северного берега о-ва Паленого. Составил А. Н. Берковский, 1978 г.

Горизонтальная ось — длина разреза (м), вертикальная — напряженность магнитного поля (нТл); ОКП — оруденелые конгломератовидные породы.

ние представлено сульфидами (главным образом пирротином) и в меньшей степени магнетитом. На профиле (рис. 2) зоны оруденелых конгломератовидных пород выразились четкими пиками магнитности.

Оруденение, сочетающееся с той или иной степенью конгломератовидности, наиболее часто приурочено к кристаллическим сланцам состава: биотит+гиперстен+диопсид+плагиоклаз (\pm амфибол, гранат). Вариации обычно обусловлены выпадением одного или двух минералов из этой ассоциации или присутствием кварца в переменном, иногда значительном количестве в связи с проявлением наложенного процесса окварцевания.

В одном разрезе по вертикали можно наблюдать несколько выклинивающих зон с конгломератовидными текстурами, например на о-ве Паленом — пять зон.

Зоны сульфидного оруденения (с конгломератовидной текстурой или без нее) часто сопрягаются с зонами окварцевания, возникающими в процессе кислотного выщелачивания на регрессивном этапе регионального метаморфизма. Специальные металлогенические исследования, проведенные в свое время

С. И. Турченко на этих объектах, привели его к выводу о прямой генетической связи между оруденением и зонами окварцевания [9]. Кроме того, им выделялся в гранулитовом комплексе и другой тип сульфидного оруденения, для которого предполагалась осадочно-вулканогенная природа рудного вещества. Надо сказать, что впервые на рудные зоны обратил внимание в

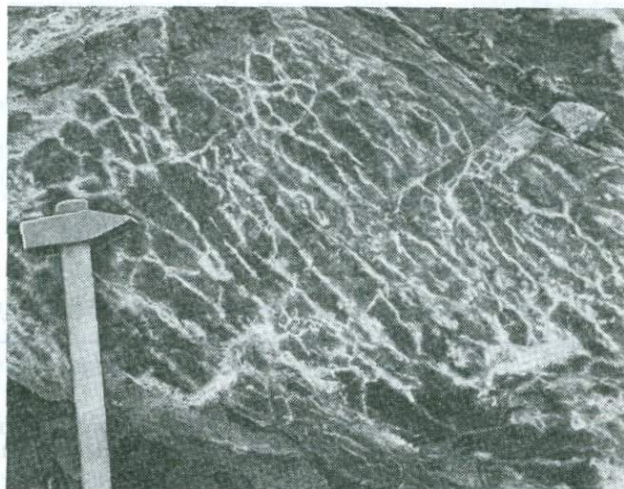


Рис. 3. Сеть трещин, по которым начинается частичное растворение вещества породы. Северо-восточный берег о-ва Великого в районе Станцевой губы.

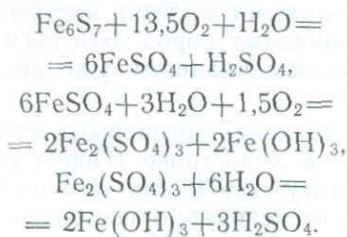
1921 г. Д. С. Белянкин, назвавший их фальбандами и отметивший их частую приуроченность к основным породам. Позже были высказаны и другие представления.

Однако, каким бы путем ни возникали зоны сульфидного оруденения, принципиально важным является факт приуроченности пород с конгломератовидной текстурой именно к этим зонам.

Проведенные исследования показали, что конгломератовидная текстура возникает следующим образом. Монолитность пласта первоначально нарушается системой трещин, которые становятся проводниками растворов (рис. 3). Так как это обогащенные сульфидами породы, растворы становятся сернокислыми, легко растворяющими вещество породы. При этом материал, прилегающий к трещинам, превращается в рыхлую дресвяную массу, а более отдаленные от трещины участки сохраняются в виде сглаженных блоков, похожих на валуны или гальки. Край таких блоков обычно десквмируются, приобретая скорлуповатое строение. Размер «валунов» и «галеков» варьирует чрезвычайно широко. Частичная их повернутость, наблюдаемая в не-

которых случаях, является результатом смещения обломков при дезинтеграции. Полуразрушенная или совершенно рыхлая масса, заполняющая промежутки между обломками, имеет тот же состав, но за вычетом частично растворенного и вынесенного материала. Три последовательные стадии преобразования исходной породы схематически изображены на рис. 4.

В геохимическом смысле — это процесс окисления обогащенных сульфидами зон за счет кислорода, который поставляется главным образом нисходящими поверхностными водами. Известно, что нижняя граница зоны окисления может опускаться довольно глубоко (до 500 м от поверхности). Течение этого процесса достаточно хорошо изучено и подтверждено как непосредственными наблюдениями, так и экспериментальными данными [8]. При окислении сульфидов на первом этапе образуются сульфаты, которые подвергаются дальнейшему окислению, а затем гидролизу с выделением свободной серной кислоты. Последовательность реакций при окислении пирротина следующая:



В отличие от сульфатов железа гидраты окиси железа труднорастворимы и, накапливаясь, окрашивают оруденелую зону в характерный буровато-ржавый цвет. Серная кислота, как один из продуктов окисления, — сильный реагент, способствующий дальнейшему растворению сульфидов и переходу их в сульфаты. При этом еще следует иметь в виду, что реакции окисления являются экзотермическими. Выделение тепла при окислении сульфидов бывает настолько велико, что, например, при разработке колчеданных месторождений приводит к так называемым под-

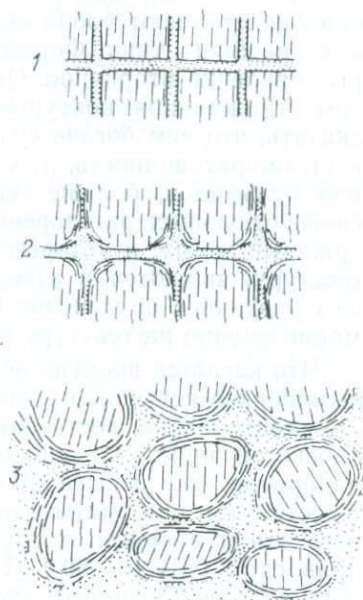


Рис. 4. Схематическое изображение трех последовательных стадий формирования конгломератной текстуры.

1 — возникновение системы трещин; 2 — частичное растворение породы в зонах, примыкающих к трещинам, сглаживание контуров обломков, частичная десквамация; 3 — образование рыхлой или полуразрушенной массы, разоблачающей округленные блоки, местами несколько повернутые.

земным колчеданным пожарам (подъем температуры до 300 °С), в зоне которых рудничные воды нагреваются до 100 °С.

Учитывая все эти данные, легко понять причину и ход процесса разрушения монолитного субстрата и формирования конгломератовидных пород.

Таким образом, интересующие нас породы не имеют ничего общего ни с конгломератами, ни с тектонитами. По существу они представляют собой образования древней коры выветривания линейного типа. Формирование конгломератовидной текстуры — явление вторичное. Округлость блоков является результатом сглаживания контуров при растворении. В целом можно сказать, что чем богаче сульфидами зона, тем лучше выражена конгломератовидность, т. е. мощнее протекает процесс окисления сульфидов, больше генерируется сернокислых растворов, способствующих растворению вещества. Из этого следует, что «ржавые зоны», в которых породы имеют конгломератовидную текстуру, являются в известной степени поисковым признаком на сульфидное оруденение и в этом случае надо обращать внимание именно на текстуру пород.

Что касается времени формирования, то для оруденелых зон, являвшихся источником сернокислых растворов, оно может быть документировано достаточно надежно. Эти зоны используют плоскости кристаллизационной сланцеватости метагаббро-лабрадоритов, уже испытавших метаморфизм гранулитовой фации. Вместе с тем они смяты в пологие открытые складки более позднего этапа с осями, погружающимися в северо-восточном направлении (СВ 40—50°). Такую складку, например, можно видеть на о-ве Северный Хлебец. Расколы вдоль осевых плоскостей складок используются пегматитовыми жилами, которые секут зоны оруденелых конгломератовидных пород. Эти пегматиты характеризуются минеральными ассоциациями уже не гранулитовой, а амфиболитовой фации.

Определения изотопного возраста калий-аргоновым методом [1] для таких пегматитовых жил на Хедострове (Порья губа) дали следующие значения: по биотиту — 1976 млн. лет, по мусковиту — 1849 млн. лет. Некоторые исследователи связывают эти пегматиты с поздними этапами формирования Умбинского массива порфирированных гранитоидов [7]. Для гранитоидов имеются следующие датировки: рубидий-стронциевый метод — 1950 ± 250 млн. лет [2], уран-свинцовый — 2140 ± 150 млн. лет [2]; для пегматитов — 1787 млн. лет по свинец-свинцовому методу [2]. Образование сульфидных зон предшествовало этому времени. Что же касается собственно конгломератовидных пород, то они начали формироваться в приповерхностных условиях; главное их развитие относится к тому времени, когда исходные для них породы приблизились к поверхности и стали доступны действию гипергенных процессов.

Автор благодарит доктора геолого-минералогических наук А. М. Цехомского за консультации и интерес к этим исследованиям.

Список литературы

1. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова/К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Л., 1962. 306 с. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 14).
2. Возрастное положение лицо-арагубского и умбинского комплексов порфиридных гранитоидов по данным U-Th-Pb, Rb-Sr и K-Ar методов/Ю. Д. Пушкарев, В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов и др. — В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфиридные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 340—353.
3. Казаков А. Н. Псевдоконгломераты мамского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 336—356.
4. Крылова М. Д. Псевдоконгломераты и оруденение. Тез. докл. Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск, 1981, с. 195—196.
5. Крылова М. Д., Неелов А. Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 386—397.
6. Курылева Н. А., Носиков Б. В. Вулканические трубки взрыва на Кольском полуострове. — Разведка и охрана недр, 1959, № 3, с. 10—15.
7. Левковский Р. З. Вещественный состав, внутренняя структура и возраст умбинского гранитоидного комплекса. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, Наукова думка, 1970, с. 30—31.
8. Сауков А. А. Геохимия. М., Наука, 1966. 487 с.
9. Турченко С. И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л., Наука, 1978. 120 с.
10. Турченко С. И., Ефимов М. М. Особенности сульфидного оруденения Кандалакшко-Колвицкой структурной зоны в связи с металлогеническим прогнозом для Русской плиты. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 2. М., 1976, с. 207—210.
11. Шуркин К. А. О «конгломератах» Кандалакшских островов и Турего мыса. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 398—411.
12. Шуркин К. А., Румянцева Т. А. Эксплозивные брекчии кандалакшского комплекса щелочных лампрофиров. — В кн.: Петролого-минералогические особенности пород и технических камней. М., Наука, 1979, с. 131—146.

УДК 550.4 : 551.3

Нгуен Нгок Чыонг, Май Чонг Ньюан

К МЕТОДУ ОЦЕНКИ ПОДВИЖНОСТИ ХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Для выявления геохимических особенностей развития коры выветривания и определения условий миграции и концентрации рудных компонентов необходимо установить поведение химических компонентов (элементов, окислов и т. д.) в коре выветривания. Известны различные способы оценки поведения компонентов в коре выветривания. Среди них можно выделить две

Подвижность (K_i и K_i') и баланс (Δp_i и $\Delta p_i'$) химических компонентов

Компонент	Исходная порода		Кора			
	P_i^0 , %	N_i^0 , г/1000 см ³	Гетит-каолининовая зона			K_i
			P_i^k , %	N_i^k , г/1000 см ³	$\Delta p_i = \Delta p_i'$, г/1000 см ³	
Na	2,188	58,66	0,02	0,237	-58,42	247,51
K	0,788	21,88	9,034	0,451	-21,43	48,51
Ca	6,032	162,20	0,058	0,677	-161,52	239,58
Mg	3,842	103,32	0,059	0,548	-102,77	188,54
Si	24,47	658,19	13,19	207,05	-451,14	3,17
Al	7,68	211,41	16,49	259,58	+48,17	0,79
Fe ³⁺	2,12	83,91	13,77	216,70	+132,79	0,26
Mn	0,091	2,448	0,04	0,629	-1,82	3,89
Ti	1,08	29,05	1,84	29,05	0	1
$\Sigma \Delta p_i$					-616,14	

Примечание: N_i^0 , N_i^k определяются по формуле, указанной в работе Б. М. 9); $\Delta p_i'$, K_i' — по формулам, приведенным в данной статье.

При выветривании обычно происходит изменение объема пород [7—9, 11, 12 и др.]. Поэтому метод определения баланса и подвижности компонентов с учетом этого изменения дает более объективные результаты.

Рассмотрим, насколько полно полученные разными вариантами объемных методов коэффициенты отражают поведение компонентов в коре выветривания. Как видно из таблицы, баланс вещества (Δp_i), вычисленный по формулам В. С. Певзнера [7—9], показывает, что при формировании гетит-каолининовой зоны коры выветривания базальтов района Конплонг (Южный Вьетнам) Na, K, Ca, Mg, Si и Mn выносятся примерно в таких же количествах, что и при формировании гетит-гипсбитовой зоны. Суммарное количество выноса каждого компонента в двух зонах оказалось больше, чем его количество в исходной неизменной породе (в том случае, когда процесс выветривания многоактивный, можно производить такое суммирование). Так, например, количество натрия в исходной породе 58,66 г/1000 см³, при формировании гетит-каолининовой зоны его убыль составляет 58,42 г/1000 см³, а при формировании гетит-гипсбитовой зоны — 58,33 г/1000 см³. Таким образом, суммарное количество

в коре выветривания базальтов района Конплонг (Южный Вьетнам)

выветривания	Гетит-гипсбитовая зона					
	P_i^k , %	N_i^k , г/1000 см ³	Δp_i , г/1000 см ³	$\Delta p_i'$, г/1000 см ³	K_i	K_i'
	0,022	0,323	-58,337	+0,086	181,61	0,73
	0,039	0,416	-21,66	-0,035	52,59	1,08
	0,073	1,04	-161,16	+0,366	155,96	0,65
	0,054	0,627	-102,69	+0,079	164,78	0,874
	5,61	112,89	-545,3	-94,16	7,46	1,84
	23,47	471,89	+260,48	+212,31	0,56	0,55
	11,85	238,25	+154,34	+21,55	0,306	0,91
	0,032	0,639	-1,809	+0,01	4,86	0,98
	1,445	29,05	0	0	1	1
			-476,136	+140,206		

Михайлова [6], с пересчетом на г/1000 см³; Δp_i , K_i — по формулам В. С. Певзнера [7—

двух различных зон постоянна. В гетит-гипсбитовой зоне Na, K и Ca являются сверхподвижными компонентами ($K_i \geq 15$). В действительности на данной стадии выветривания происходит привнос этих элементов: они попадают в класс слабоподвижных или стабильных компонентов [8, 9]. Сходные результаты могут быть получены при вычислении поведения химических компонентов в различных зонах коры выветривания по материалам других исследователей [2—6 и др.].

Следовательно, коэффициенты, вычисленные изобъемными методами, отражают лишь поведение компонентов в зоне, лежащей непосредственно над исходной породой (т. е. только по отношению к неизменной породе), но не вскрывают их поведения по отношению к выше- и нижележащим зонам коры выветривания. Другие методы оценки поведения компонентов в коре дают еще большие искажения [1, 10, 11]. Поэтому в данном сообщении делается попытка определить коэффициенты, более объективно отражающие сам процесс выветривания в любой зоне и в коре выветривания в целом.

Ограничение объемных методов заключается в сравнении абсолютных количеств компонентов (в мг/см³, г/см³, г/1000 см³

и т. д.) в единичном объеме исходной породы с подобными величинами в таком же первоначальном, восстановленном с помощью стабильного компонента объеме пород каждой зоны коры выветривания. Вероятно, не всегда зоны коры выветривания образуются непосредственно за счет исходных пород. На примере латеритных кор современных влажных тропиков Юго-Восточной Азии можно констатировать, что вышележащая зона обычно образуется непосредственно за счет нижележащей. Поэтому сравнение только по отношению к исходным образованиям не вскрывает картины поведения компонентов при выветривании. В данном случае следует сравнивать нижележащую зону с вышележащей. Для оценки поведения компонентов в коре выветривания в целом надо сравнить их количества в единичном объеме исходной породы с их средними количествами в единичном объеме пород всей коры выветривания. При этом можно определить абсолютное количество компонента в исходной породе (N_i^0) по формуле, предложенной в 1958 г. Б. М. Михайловым, с пересчетом на г/1000 см³, а абсолютные количества компонентов в каждой зоне (N_i^k) и всей коре выветривания (N_i^w) устанавливаются по формулам В. С. Певзнера [8, 9]. Баланс вещества и подвижность компонентов определяются следующим образом:

для каждой зоны коры выветривания:

$$\begin{aligned} \Delta p'_i &= N_i^k - N_i^0 = \frac{10d_0C_0}{C_k} P_i^k - \frac{10d_0C_0}{C_0} P_i^0 = \\ &= 10d_0C_0 \left(\frac{P_i^k}{C_k} - \frac{P_i^0}{C_0} \right), \end{aligned} \quad (1)$$

$$K'_i = \frac{N_i^0}{N_i^k} = \frac{C_k P_i^0}{C_0 P_i^k}; \quad (2)$$

для всей коры выветривания:

$$\Delta p_i^w = N_i^w - N_i^0 = 10d_0 \left(\frac{C_0}{C_w} P_i^w - P_i^0 \right), \quad (3)$$

$$K_i^w = \frac{N_i^0}{N_i^w} = \frac{C_w P_i^0}{C_0 P_i^w}, \quad (4)$$

где $\Delta p'_i$, Δp_i^w — привнос-вынос компонента i при формировании соответственно зоны и всей коры выветривания;

d_0 — объемный вес исходной породы, г/см³;

C_0 , C_k , C_w — содержания стабильного компонента соответственно в исходной породе, в породах зоны и всей коры выветривания, вес. % (для коры выветривания базальтов в районе Конплонг за стабильный компонент принимается титан);

P_i^0 , P_i^k , P_i^w — содержания компонента i соответственно в исходной породе, в породах зоны и всей коры выветривания, вес. %;

K_i' , K_i^w — коэффициенты подвижности компонента i соответственно в зоне и всей коре выветривания.

Когда нижележащей зоной коры выветривания является исходная неизменная порода (т. е. при вычислении $\Delta p_i'$ и K_i' для компонентов в зоне, непосредственно лежащей над исходной породой), то формулы (1)—(4) имеют такой же вид, как и формулы В. С. Певзнера [7—9].

Следует отметить, что коэффициенты K_i^w и Δp_i^w отражают поведение компонентов при формировании профиля коры выветривания только в том случае, если кора выветривания с момента образования не была эродирована и затронута вторичными процессами. Иначе параметры, рассчитанные по результатам анализов проб наблюдаемой части коры, не могут показать действительный баланс и подвижность компонентов в первичной коре выветривания.

Что касается $\Delta p_i'$ и K_i' , то они позволяют детально оценить баланс и подвижность химических компонентов в любой зоне коры выветривания. При анализе значений $\Delta p_i'$ и K_i' установлено (см. таблицу), что поведение многих компонентов в двух зонах коры выветривания значительно различается. При формировании гетит-каолинитовой зоны такие элементы, как Na, K, Ca и Mg, наиболее энергично выносятся, в меньшей степени (но тоже энергично) выносятся Si и Mn, а Al, Fe³⁺ привносятся. При формировании гетит-гипсбитовой зоны картина меняется: щелочные и щелочноземельные элементы, Al и Fe³⁺ привносятся, а Si интенсивно выносятся. Подобные результаты могут быть получены при сравнении значений Δp_i , вычисленных по формулам В. С. Певзнера [7, 8] для гетит-каолинитовой и гетит-гипсбитовой зон. При суммировании балансов каждого компонента в двух зонах ($\Delta p_i'$) оказывается, что при формировании этих зон такие элементы, как Na, K, Ca, Mg, Si и Mn, выносятся и только Al и Fe³⁺ привносятся (привнос Fe³⁺ связан с окислением, а Al привнесен, вероятно, из почвенной зоны).

На основе анализа и сравнения значений $\Delta p_i'$ и K_i' выявляются ряды подвижности компонентов для каждой зоны коры выветривания:

для гетит-каолинитовой зоны:



для гетит-гипсбитовой зоны:



Таким образом, при сравнении зон на основании определения и анализа поведения элементов для каждой зоны и всей коры выветривания можно более детально и объективно выявить подвижность химических компонентов при выветривании горных пород. Баланс вещества и подвижность характеризуют динамику образования каждой зоны и коры выветривания в целом.

При оценке баланса и подвижности компонентов только одной зоны коры выветривания можно использовать формулы В. С. Певзнера, обеспечивающие надежные результаты.

Авторы выражают искреннюю благодарность Б. М. Михайлову и В. С. Певзнеру за помощь при выполнении данной работы.

Список литературы

1. Додатко А. Д. О методах определения миграционной способности элементов в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания на территории УССР. Ч. 2. Киев, Наукова думка, 1971, с. 67—78.
2. Кондрачук В. Ю., Полетаева Л. Н. Некоторые вопросы количественной характеристики процесса выветривания горных пород. — В кн.: Кора выветривания Урала. Изд-во Саратовского ун-та, 1969, с. 119—123.
3. Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения коры выветривания. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1, с. 3—18.
4. Мельничук Э. В. Метод кислородно-кварцевого пересчета при изучении миграции элементов в коре выветривания. — В кн.: Вторая конференция молодых геологов Украины при ИГН АН УССР. Тез. докл. Киев, Изд-во АН УССР, 1962, с. 99—100.
5. Мельничук Э. В., Кондрачук В. Ю. Миграция элементов в коре выветривания и вопросы количественной ее оценки. — В кн.: Материалы к совещанию по геохимии гипергенеза. Минск, Наука и техника, 1964, с. 144—145.
6. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977. 158 с.
7. Певзнер В. С. Оценка изменения объема пород при определении перемещения вещества в породах выветривания. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 185—188.
8. Певзнер В. С. Об оценке поведения химических компонентов в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания на территории УССР. Ч. 2. Киев, Наукова думка, 1971, с. 78—88.
9. Певзнер В. С. Изучение кор выветривания при крупномасштабной геологической съемке. Л., Недра, 1974. 24 с.
10. Перельман А. И. Ряды миграции химических элементов в коре выветривания. — Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 4, с. 269—272.
11. Проскурин Г. П., Тарасенко В. С. Увеличение объема пород и баланс вещества в коре выветривания габброидов Коростенского плутона (Украинский щит). — В кн.: Кора выветривания и бокситы. Тез. докл. Алма-Ата, 1981, с. 69—70.
12. Слукин А. Д. О методах подсчета баланса вещества в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания Урала. Изд-во Саратовского ун-та, 1969, с. 305—306.
13. Tuan D. T., Truong N. N., Nhuon M. T. Ve hanh vi cae nguyen to trong qua trinh phong hoa da bazan o Tay Nguyen. — Cac khoa hoc ve trai dat, 1981, № 10, с. 8—12.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>А. М. Цехомский.</i> Эпохи развития кор выветривания и экзогенная минералогия	5
<i>Б. М. Михайлов.</i> Фациальная обусловленность геохимических типов современного гипергенеза	31
<i>В. Е. Кудрявцев.</i> Химическое выветривание как генератор рудообразующих растворов	42
<i>А. Т. Соловьев.</i> Общие условия формирования и критерии прогноза стратиформных флюоритовых месторождений	52
<i>М. М. Сомов.</i> О флюоритовой минерализации пермских отложений Приуралья	60
<i>В. Г. Колокольцев, Н. Н. Петрова.</i> Девонская крадаллит-франколит-диаспоровая формация коры выветривания Тимана	64
<i>В. Л. Либрович.</i> Фосфориты коры выветривания западного склона Южного Урала	75
<i>В. С. Певзнер, Н. С. Малич.</i> К вопросу о бокситоносности западных районов Сибирской платформы	80
<i>Я. Я. Малдре.</i> Химическое выветривание ракушечных (оболовых) фосфоритов Эстонии и Ленинградской области	88
<i>М. Д. Крылова.</i> О природе конгломератовидных пород в гранулитовом комплексе Кандалакшского залива	91
<i>Нгуен Нгок Чыонг, Май Чонг Ньюан.</i> К методу оценки подвижности химических компонентов в коре выветривания	97

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
ТЕРРИТОРИИ СССР

Сборник научных статей

Редактор *В. А. Митракова*
Техн. редактор *А. А. Иванова*
Корректор *В. И. Гинцбург*

Сдано в набор 24/I 1985 г. Подп. в печать 19/XII 1984 г. М-33628.
Формат бумаги 60×90 1/16. Печ. л. 6³/₄+вкл. Уч.-изд. л. 7,28. Тираж 400 экз. Зак. 70.
Цена 1 р. 10 к.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

УДК 551.311.231 : 553(47+57)

Эпохи развития кор выветривания и экзогенная минерализация. Цехомский А. М.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 5—30.

Статья посвящена вопросу об этапах развития кор выветривания на территории СССР. Намечается 13 таких этапов — эпох корообразования. С ними связаны затухание тектонической деятельности и выравнивание рельефа, общая гумидизация климата и усиление химических процессов. К эпохам корообразования приурочено формирование большинства месторождений гипергенных полезных ископаемых. Выделение эпох корообразования важно не только с теоретической точки зрения, но и имеет большое практическое значение.

Список лит. 22 назв.

УДК 550.4 : 551.3

Фациальная обусловленность геохимических типов современного гипергенеза. Михайлов Б. М.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 31—42.

Новейший этап развития Земли характеризуется резко контрастным поведением породообразующих элементов, что обуславливает их дифференциацию и возникновение в различных фациальных обстановках (гипергенных средах) моно- и трехкомпонентных пород, неизвестных либо мало распространенных в предшествующие эпохи: лессов, суглинков, супесей, латеритов, каличе, силкретов и др. Каждая из этих пород является конечным продуктом гипергенных преобразований субстрата в строго определенных фациальных обстановках. Уникальность современных обстановок обуславливает необходимость осторожного использования актуалистических методов для анализа палеогеографических условий в мезозое, палеозое и особенно в докембрии.

Ил. 3, табл. 1, список лит. 12 назв.

УДК 551.311.2

Химическое выветривание как генератор рудообразующих растворов. Кудрявцев В. Е.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 42—52.

Рассматривается вопрос о возможности формирования при химическом выветривании таких металлоносных вод, которые при определенных условиях способны создавать жильные рудные месторождения. Подобные месторождения предлагается называть гидатогенными. В качестве примера гидатогенных месторождений рассматриваются ураноносные карбонатно-кварцевые жилы, залегающие в линейно-трещинных корах выветривания гранитоидов.

Ил. 2, список лит. 10 назв.

УДК 553.634.12.065

Общие условия формирования и критерии прогноза стратиформных флюоритовых месторождений. Соловьев А. Т.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 52—60.

Выделено несколько генетических типов стратиформных флюоритовых месторождений — осадочный, гидротермальный, сложный — и показано, что главное промышленное значение имеют стратиформные флюоритовые образования гидротермального типа. Их размещение контролируется такими структурами, как тектонические зоны срыва, характерные для платформенных областей, брекчи зон надвигов и зоны кор выветривания. Последние представляют наибольший интерес: в них локализованы наиболее крупные флюоритовые месторождения как у нас, так и за рубежом.

Табл. 1, список лит. 10 назв.

О флюоритовой минерализации пермских отложений Приуралья. Сомов М. М.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 60—64.

Обсуждаются вопросы генезиса флюоритовой минерализации в сульфатно-карбонатных отложениях Пермского Приуралья. Автор приходит к выводу о полигенном происхождении оруденения. Первично-осадочные концентрации фтора связаны с накоплением его в условиях формирования карбон-пермского галогенного бассейна. В связи с продвижением бассейна в указанный период с севера на юг в этом же направлении смещаются вверх по стратиграфическому разрезу и уровни флюоритонакопления. Вторичные, наиболее значительные скопления флюорита в пермских отложениях обусловлены переотложением фтора при гипергенном изменении осадочных толщ в связи с неоген-четвертичной активизацией Урала.

Ил. 1, список лит. 8 назв.

Девонская крадаллит-франколит-диаспоровая формация коры выветривания Тимана. Колокольцев В. Г., Петрова Н. Н.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 64—75.

Эта формация, включающая залежи бокситовых и фосфатных руд, установлена на южном склоне Цильменского Камня. Дорудный фундамент здесь сложен рифейскими песчано-глинисто-сланцевыми и карбонатными породами. Залежи руд располагаются на контакте рифейских карбонатных пород с девонскими отложениями. Формация является перспективной на промышленные залежи руд и требует дальнейшего изучения.

Ил. 6, табл. 1, список лит. 16 назв.

Фосфориты коры выветривания западного склона Южного Урала. Либрович В. Л.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 75—79.

Для залежей руд характерны приуроченность к кремнисто-карбонатной толще позднего карбона и перми, а также брекчиевое сложение фосфоритов. Брекчии образуют тела сложной морфологии; окраска руд в основном охристая и серая до почти черной. Руды локализируются преимущественно в зонах трещиноватости и разрывных нарушений. Месторождения имеют промышленное значение и частично разрабатываются.

Табл. 1, список лит. 8 назв.

К вопросу о бокситоносности западных районов Сибирской платформы. Певзнер В. С., Малич Н. С.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 80—88.

На фактическом материале доказано отсутствие связи известных на территории залежей бокситов с сохранившейся корой выветривания. Поиски необходимо ориентировать на пластовые залежи осадочных бокситов: сухоблажнинскую свиту раннего мела, особенно в местах перекрытия ее породами подопочной свиты. Основным перспективным объектом следует признать варламовский тип разреза — область распространения эрозионно-тектонических впадин.

Ил. 1, список лит. 11 назв.

УДК 551.311.23 : 553.643(470.23+474.2)

Химическое выветривание ракушечных (оболовых) фосфоритов Эстонии и Ленинградской области. Малдре Я. Я. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 88—91.

Химическое выветривание фосфатных створок оболит тесно связано с наличием пирита, главным образом в составе цемента фосфоритов. Лишь на месторождениях Кингисеппское и Нарва ведущую роль играют слабокислые воды. Вследствие отсутствия надежного водоупора в виде граптолитовых аргиллитов они проникают в оболочку толщу из вышележащих карбонатных пород и болотных отложений. Развитие процессов химического выветривания приводит к ухудшению качества ракушечных фосфоритов.

Список лит. 2 назв.

УДК 552.5.12 : 552.42(470.11)

О природе конгломератовидных пород в гранулитовом комплексе Кандакшского залива. Крылова М. Д. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 91—97.

Конгломератовидные породы в древнейшем гранулитовом комплексе Кандакшского залива приурочены к зонам значительного обогащения сульфидами. Конгломератовидность — явление вторичное и представляет собой результат окисления содержащихся в породе сульфидов, дезинтеграции породы по системе трещин и сглаживания обломков при частичном разложении сернокислыми растворами, которые возникают в процессе окисления сульфидов. В рассматриваемом регионе зоны конгломератовидных пород могут служить поисковым признаком на сульфидное оруденение.

Ил. 4, список лит. 12 назв.

УДК 550.4 : 551.3

К методу оценки подвижности химических компонентов в коре выветривания. Нгуен Нгок Чьонг, Май Чонг Ньюан. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 326, с. 97—102.

Рассмотрены современные способы оценки поведения химических компонентов в коре выветривания. На основе неизобъемных методов сравнения уточнен способ расчета поведения (баланс вещества и подвижность) химических элементов в зонах коры выветривания. Приведены расчетные формулы. Результаты изучения поведения химических компонентов в коре выветривания базальтов Южного Вьетнама показывают, что предложенная методика позволяет установить динамику самого процесса выветривания.

Табл. 1, список лит. 13 назв.

1 р. 10 к.

74
т. 326