

Академия наук  
СССР



# МИНЕРАГЕНИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Издательство · Наука ·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ,  
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ  
Научный совет по рудообразованию

# МИНЕРАГЕНИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

3280



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1980



В книге приведены новейшие данные о минерагении кор выветривания отдельных регионов СССР. Значительное внимание уделено палеогеографическим, палеоструктурным и другим факторам латеритного корообразования и бокситонакопления. Рассмотрены процессы концентрации редких элементов в корах выветривания и условия образования элювиальных россыпных месторождений. Приведено описание минералогии и геохимии никеленосных, фосфатносных и других продуктивных кор выветривания.

Редакционная коллегия

Д.Г. САПОЖНИКОВ (ответственный редактор),  
Ж.В. ДОМБРОВСКАЯ, В.М. НОВИКОВ, Р.А. ЦЫКИН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга содержит часть материала, доложенного на Всесоюзном совещании "Вопросы теории образования коры выветривания", состоявшемся в Москве в апреле 1978 г. В нее включены статьи, посвященные условиям образования и основным особенностям различных полезных ископаемых, связанных с корой выветривания, описанию вещества пород, слагающих ее, и некоторым общим вопросам корообразования.

Другая часть докладов, прочитанных на совещании, касающихся различных аспектов теории образования коры выветривания, включена во второй сборник - "Проблемы и теория образования коры выветривания и экзогенные месторождения".

Сборник включает четыре самостоятельных раздела. В первом из них несколько статей посвящены одному из актуальных направлений современных геологических исследований, связанных с поисками остаточных месторождений редких элементов и элювиальных россыпей. Эти вопросы рассматриваются в статьях В.В. Буркова, Н.А. Григорьева и Ю.А. Бурмина. Авторы подчеркивают, что рудная минерализация и остаточные месторождения коры выветривания образуются при весьма сложном сочетании многих благоприятных факторов, наиболее важно повышенное содержание рудного элемента в составе материнских пород, подвергшихся выветриванию. Этот вывод имеет большое практическое значение, так как позволяет судить по содержанию редких элементов в материнских породах о возможнойрудоносности коры выветривания, развитой на них. К числу других факторов относятся: благоприятные климатические условия, характер рельефа региона, степень разложения материнских пород или степень зрелости коры выветривания, а также благоприятные условия, имеющие второстепенное значение.

Второй раздел посвящен бокситовым месторождениям. Значительный интерес представляет статья Л.И. Киселева с соавторами, включающая описание палеогеографических

условий эпохи формирования меловых латеритных кор выветривания и бокситов Казахстана. Авторы приходят к выводу, что в течение мелового периода произошла миграция коры и бокситообразования из южной части Мугоджар в апте и среднем альбе к северо-западной части Тургайского прогиба и районам Центрального Казахстана – в течение туронского и сенонского веков верхнего мела.

В статьях В.А. Лебедева и Б.А. Яцкевича и А.М. Скловского с соавторами рассмотрены условия формирования бокситов Среднего Тимана. Авторы считают, что это осадочные образования, возникшие за счет размыва и переотложения пород коры выветривания. А.М. Скловский с соавторами полагают, что образование бокситов разных генетических типов связано в этом новом и чрезвычайно интересном районе с блоковыми структурами, обладавшими различной амплитудой вертикальных движений.

По мнению Р.С. Родина, на Сибирской платформе латеритное выветривание проявлялось неоднократно: в рэт-лейасе, мелу – раннем палеогене и палеогене (эоцене). Заслуживает внимания вывод о том, что на породах трапповой формации Сибири могут образовываться высококачественные маложелезистые бокситы.

Как видим, во втором разделе рассматриваются общие вопросы, касающиеся условий образования бокситов, известных на Тимане и в Казахской складчатой стране, и предполагаемых на Сибирской платформе. Несмотря на различное геологическое строение и разный возраст эпох выветривания, необходимым условием для формирования бокситов во всех этих случаях является образование коры выветривания с горизонтом латерита в ее верхней части. Сам латерит может удовлетворять требованиям, предъявляемым к бокситовой руде. Помимо этого, размыв и переотложение пород латеритной коры выветривания зачастую приводят к образованию бокситовых месторождений осадочного генезиса, связанных с той же эпохой выветривания.

В третьем разделе сборника сосредоточены статьи, содержащие описание различных особенностей никеленосных кор выветривания ультраосновных пород. Кроме того, приведен материал по некоторым другим полезным ископаемым, образованным в зоне гипергенеза. Ф.А. Киреев с соавторами описывают особенности никеленосных кор выветривания Ветреного пояса. Они развиты на нескольких небольших массивах ультраосновных пород и перекрыты чехлом четвертичных ледниковых отложений. Никеленосным корам выветривания, развитым на гипербазитах Урала, посвящены статьи Н.А. Журавлевой, а также К.Г. Бородиной. Коры выветривания этих регионов заслуживают внимания благодаря повышенному содержанию никеля, что позволяет рассматривать породы, слаг-

гающие отдельные зоны профиля выветривания, в качестве силикатной никелевой руды. Наряду с этим практическое значение приобретают коры выветривания серпентинитов, развитые в зоне континентального засушливого климата и содержащие полудрагоценные камни.

Интересные сведения о полудрагоценных камнях – хризопразе, кахолонге и других минералах, приуроченных к окремнельным породам коры выветривания серпентинитов одного из районов Казахстана, приведены в статье Н.И. Морозовой. Геологам, работающим на других серпентинитовых массивах в Казахстане и Средней Азии, следует учитывать возможность обнаружения хризопраза, опала и других полудрагоценных камней в коре вывстривания серпентинитов.

Интересные данные приведены по фосфатным образованиям зоны гипергенеза. А.П. Афанасьев и А.В. Атаманов установили связь фосфатных образований с каолинитовой корой выветривания Кольского полуострова. Э.Е. Романова и М.В. Попова рассмотрели в своей статье вопрос о генезисе Телекского месторождения фосфатов. Большинство исследователей связывают его происхождение с процессами инфильтрации фосфатов из кор выветривания, однако авторы высказываются в пользу вулканогенного источника фосфора.

Четвертый раздел книги содержит разнообразный материал по общим вопросам корообразования.

А.Д. Савко выделяет в своей статье 18 эпох образования кор в истории геологического развития Воронежской антеклизы. Эпохи, приходящиеся на фанерозой, в основном общеизвестны и хорошо обоснованы. Вопрос о выделении основных эпох и этапов корообразования давно назрел и требует разработки. В этом отношении попытка, предпринятая А.Д. Савко, заслуживает внимания. В настоящее время другие авторы также рассматривают вопрос об эпохах образования кор выветривания.

Новые данные, освещдающие возможную роль микробиологического фактора при выветривании серпентинитов, приведены в статье Ю.Ю. Бугельского с соавторами.

Проблема гипергенных изменений пород и формирования залежей богатых руд в результате глубинного гипергенеза является новой и актуальной. Она, безусловно, заслуживает внимания, концентрации усилий над ее развитием. Одним из интересных представлений, разрабатываемых в этой области, является концепция о глубинном термальном гипергенезе, развивающаяся в статье В.М. Кравченко на примере железорудных месторождений Украинского щита. Согласно этому представлению, богатые железные руды Криворожского бассейна возникли за счет проработки железистых кварцитов разогретыми поверхностными водами. Последние имели ме-

теорное происхождение, но в процессе фильтрации на глубину постепенно нагревались до температуры 90–130°. Они активно воздействовали на железисто–кремнистые породы, вынося из них кремнекислоту и полностью окисляя минералы, содержащие двухвалентное железо.

Руды, образованные в результате этого процесса, прослеживаются на Криворожских месторождениях на глубину порядка 2500 м. Возможность проникновения метеорных вод вниз на расстояние в несколько километров от земной поверхности, в частности ниже уровня мирового океана, допускается в настоящее время гидрогеологами.

Представление, развиваемое В.М. Кравченко, хорошо объясняет многие особенности богатых руд Криворожского бассейна, постепенное выклинивание их с глубиной, снижение степени выщелачивания минералов на нижних горизонтах и др.

В целом книга содержит значительный материал, освещающий некоторые особенности, геологические условия локализации и генезис остаточных элювиальных россыпей, бокситов силикатных никелевых руд, фосфатов, железных руд и некоторых других полезных ископаемых, связанных с корой выветривания. Рассматриваются также и общие вопросы минералообразования в зоне гипергенеза и формирования древних кор выветривания.

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

УДК 553.493:551.311.23

В.В. БУРКОВ

## НЕКОТОРЫЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания являются одним из перспективных сырьевых источников ряда редких элементов. В настоящее время значительная часть получаемых за рубежом тантала и ниобия добывается именно из кор выветривания, а также тесно связанных с ними россыпей ближнего сноса. В связи с корами выветривания известны уникальные по запасам и качеству руд залежи бацделеита, разрабатываемые на цирконий. Коры выветривания являются источником получения берилля. Известны крупные по запасам и разнообразные по характеру ассоциаций рудных минералов месторождения лантоидов и иттрия. Имеются обнадеживающие перспективы выявления в корах выветривания промышленных концентраций ванадия, скандия, возможно, лития и других редких элементов.

Такие особенности, как значительные запасы руд, преимущественно пластовый характер залегания, незначительная мощность вскрытия, сокращение затрат на дробление и т.д., свойственные многим редкометальным месторождениям в корах выветривания, повышают рентабельность их эксплуатации и позволяют вовлекать в разработку руды с более низкими, по сравнению с коренными месторождениями, содержаниями полезных компонентов.

Среди редкометальных месторождений, связанных с корами выветривания, выделяются два крайних типа [6]. К первому, наиболее известному и наиболее изученному, относятся остаточные месторождения устойчивых в процессе выветривания редкометальных и содержащих редкие элементы минералов (тантало-ниобаты, циркон, бацделеит, монацит и др.). Их относительное накопление в элювии происходит за счет выноса из коры выветривания более легко-подвижных компонентов, без существенного перераспределения главной массы редких элементов в толще коры. Типичные месторождения образуют тантал и ниобий, рассмотренные нами специально [8], а также цирконий, в меньшей степени — редкие земли и др.

Ко второму типу относятся собственно гипергенные месторождения, образующиеся в итоге существенного изменения первичных минералов-носителей, интенсивного перераспределения элементов в толще коры выветривания и образования новых, гипергенных редкometальных минералов. К месторождениям этого менее изученного типа относятся большая часть редкоземельных концентраций, а также некоторые типы концентраций ванадия, германия, бериллия и других элементов.

Кроме того, можно выделить третий тип связанных с корами выветривания месторождений полезных ископаемых, в которых редкие элементы не имеют самостоятельного значения, но могут быть извлечены попутно с основными полезными компонентами (в элювиальных бокситах — галлий, ванадий, скандий, в некоторых случаях ниобий, в апатитовых и апатит-вермикулитовых рудах — редкие земли и стронций, в железных рудах — германий, ванадий, скандий и др.).

Необходимо также отметить, что часто с корами выветривания пространственно и генетически тесно связаны россыпи близкого сноса, в ряде случаев образующие с концентрациями в материнских, исходных породах и редкometальными корами выветривания единый рудный комплекс [8].

Минералого-геохимическое изучение редкometальных кор выветривания в различных районах СССР и анализ литературных материалов позволили выявить ряд факторов, способствующих концентрации или, наоборот, рассеиванию редких элементов в процессе корообразования.

Одним из факторов наиболее общего порядка, имеющим прогнозно-поисковое значение, является наследование корами выветривания редкometальной специфики материнских пород. Так, с корами выветривания метасоматически измененных гранитов и с пегматитами связаны повышенные содержания и значительные по масштабам месторождения ниobia, тантала, редких земель цериевой группы. Вместе с тантало-ниобатами при разработке таких месторождений в некоторых случаях добываются также циркон, берилл, кассiterит и другие минералы. С корами выветривания карбонатитов и щелочных пород связаны месторождения ниobia, тантала, цериевых редких земель, циркония. Принципиально возможно также попутное получение стронция, содержащегося в апатите. В корах выветривания основных и ультраосновных пород известны повышенные содержания ванадия, скандия, галлия.

Распределение редких элементов в корах выветривания метаморфических пород изучено недостаточно, однако в связи с ними уже выявлены перспективные концентрации иттриевых лантаноидов и иттрия.

Характерная связь концентраций элементов в корах выветривания с геохимической специализацией материнских пород особенно четко прослеживается на примере таких кристаллохимически близких элементов, как ниобий и tantal. Несмотря на некоторую дифференциацию этих элементов при выветривании, порядок отношения Nb/Ta в корах выветривания в целом соответствует таковому в

материнских породах — существенно танталоносные коры выветривания и россыпи образуются в связи с редкometальными микроклиновыми, альбитовыми, альбит-сподуменовыми пегматитами, ниобиеносные и комплексные (Ta-Nb) — в связи с субщелочными альбитизированными гранитами, а существенно ниобиеносные — с массивами щелочных пород и карбонатитов.

Поскольку образование остаточных месторождений редких элементов происходит за счет выноса легкоподвижных компонентов породы, то естественно, что обязательным условием их возникновения является наличие уже обогащенного редкometальными минералами коренного источника, который часто имеет промышленный или близкий к нему по содержаниям характер. Это наблюдается на примере хорошо изученных тантало-ниобиеносных кор выветривания, а также на многочисленных примерах концентрации монацита, циркона и других минералов, устойчивых в условиях выветривания.

При образовании собственно гипергенных редкometальных месторождений в корах выветривания наличие коренного обогащенного источника также является благоприятным прогнозно-поисковым признаком, хотя оно и не имеет определяющего значения, как в случае остаточных месторождений. Например, концентрации гипергенных фосфатов берилля образуются в связи с бериллоносными сплюисто-флюоритовыми грейзенами, уникальные концентрации гипергенных минералов сурьмы (в ассоциации с остаточной киноварью) возникли при латеритном выветривании карбонатных пород, содержащих коренные антимонит-джаспероидные месторождения [16]. Вероятным источником гипергенной редкоземельной минерализации (цирианит, бастнезит) в латеритной коре выветривания месторождения Морр-уду-Ферру (Бразилия) являются щелочные ортитоносные породы [19].

Степень подвижности редких элементов при выветривании, а следовательно, возможность образования остаточных либо гипергенных концентраций в значительной степени определяются особенностями баланса их распределения в минералах исходной породы — соотношением их количеств в легко изменяющихся породообразующих и в устойчивых аксессорных минералах. Так, при концентрации лантаноидов преимущественно в монаците или ксенотите их вынос при выветривании не превышает 30–40%, тогда как при аккумуляции лантаноидов в неустойчивых минералах (кальцит, флюорит и др.) их вынос может превышать 70–80%.

Существенное влияние на подвижность редких элементов при выветривании оказывают не только соотношение устойчивых и неустойчивых минералов-носителей, но и характер их ассоциаций в материнской породе. Например, апатит в процессе выветривания обычно неустойчив, что подтверждается как нашими исследованиями, так и литературными данными [10, 13]. Это способствует подвижности редкоземельных элементов, замещающих кальций в апатите. В то же время известны остаточные месторождения апатита и других фосфатов кальция в корах выветривания карбонатных

пород и пород щелочно-ультраосновных массивов [9]. Устойчивость апатита в этих случаях, очевидно, объясняется его ассоциацией в материнских породах с кальцитом. Известно, что в углекислых водах  $P_2O_5$  и  $CaO$  переходят в раствор в соотношении 1:100 [18]. Следовательно, при одновременном выветривании апатита и кальцита растворимость первого должна резко подавляться, что в свою очередь должно способствовать фиксации редких земель в коре выветривания.

Действительно, при изучении коры выветривания биотитовых пироксенитов щелочно-ультраосновных пород установлено, что на долю кальцита в материнских породах приходится 25–40% редких земель относительно их суммарного содержания в породе, а на долю апатита – 45–75%. В коре выветривания апатит, наряду с минералами глинистой фракции, является одним из главных носителей редких земель. Устойчивость апатита в присутствии выветривающегося кальцита способствует стабильности редких земель при выветривании биотитовых пироксенитов, их коэффициент устойчивости в среднем 0,92 [7].

Аналогичная фиксация редких земель апатитом установлена нами при изучении коры выветривания карбонатитов одной из линейных зон тектономагматической активизации в докембрии Украины. Доля апатита как минерала-носителя редких земель по сравнению с исходными породами увеличивается в коре выветривания в 4 раза – до 28% суммарного содержания в породе, а доля кальцита соответственно уменьшается примерно вдвое – до 24%.

При изучении метасоматически измененных, грейзенизованных гранитов нами установлена высокая подвижность редких земель в процессе выветривания этих пород. Одной из причин этого, вероятно, является присутствие флюорита среди минералов-носителей редких земель в материнских породах. Его неустойчивость при выветривании приводит к поступлению в раствор фтора и к образованию легкомигрирующих фторидных (или фторидно-карбонатных) комплексных соединений редких земель.

Возможно также, что подвижность бериллия в коре выветривания слюдисто-флюоритовых грейзенов, приводящая к образованию гипергенных фосфатов бериллия, объясняется наличием в составе исходной минеральной ассоциации флюорита, и, следовательно, миграцией бериллия в виде легкоподвижных фторидных комплексов.

Для оценки возможностей образования собственно гипергенных концентраций редких элементов в тех или иных зонах профиля коры выветривания существенное значение имеют данные о формах миграции элементов, поступающих в воды в процессе выветривания неустойчивых минералов-носителей.

Анализ экспериментальных данных, результатов изучения конкретных форм миграции элементов в природных водах и сведений о химии комплексных соединений [1, 11, 17] показывает, что ниобий, tantal, цирконий, гафний, бериллий и в значительной степени редкие земли при выветривании часто мигрируют в форме комплекс-

ных соединений — органических, карбонатных, фтор-карбонатных, фторидных и др. В то же время перенос лития, рубидия, цезия происходит в катионной форме, а стронция — в катионной и бикарбонатной.

Принимая во внимание данные химии об устойчивости комплексных соединений металлов при разных значениях pH среды, можно предполагать, что при образовании зоны дезинтеграции в щелочных условиях наибольшей подвижностью обладают тяжелые лантаноиды, цирконий, гафний, ниобий, tantal, а в нейтральных, оклонейтральных и кислых условиях, в верхних зонах коры выветривания — легкие лантаноиды, бериллий. Это в большинстве случаев хорошо подтверждается характером реального распределения редких элементов по зонам коры выветривания.

Одним из факторов, определяющих возможность образования гипергенных редкometальных концентраций в коре выветривания, является аккумуляция редких элементов тонкодисперсными (глинистыми и др.) минералами, в большинстве случаев имеющая, вероятно, сорбционную природу. Литий, рубидий и цезий, для которых характерны преимущественно рассеянная форма нахождения в легко изменяющихся породообразующих минералах коренных пород (слюды, полевые шпаты) и катионные формы миграции, максимально, по сравнению с другими редкими элементами, аккумулируются глинистыми минералами (до 80–95% валового количества). В связи с этим образование гипергенных минералов этих элементов маловероятно. Лишь в отдельных случаях (латеритные коры выветривания, выветривание железо-марганцевых месторождений) возникают обогащенные литием монтмориллониты и гидроокислы марганца типа литиофорита (содержат до 2,14% Li<sub>2</sub>O), имеющие, однако, минералогический, но не практический интерес.

Аналогично этому, сорбционная форма ниobia, tantalа и циркония, а в большинстве случаев и бериллия является фактором, способствующим рассеиванию этих элементов в толще коры и препятствующим возникновению гипергенных концентраций. Для этих элементов наиболее характерны остаточные месторождения в корах выветривания.

Е.И. Семеновым [15] показана возможность образования гипергенных ниобиевых минералов (герасимовскит, гидропирохлор, гидроокись ниobia и др.). Ввиду трудности диагностики этих, обычно тонкодисперсных минералов при массовом минералогическом анализе не исключена возможность их более широкого, чем кажется сейчас, распространения в корах выветривания щелочных пород, карбонатитов и т.д., но очевидные трудности обогащения руд с такими минералами снижают практическую ценность этих вероятных находок.

Судя по имеющимся данным, стронций сорбируется глинистыми минералами в значительно меньшей степени, чем редкие щелочи, ниобий, tantal, цирконий, бериллий, что объясняет частое нахождение в корах выветривания собственно стронциевых минералов (це-

лестин, гояцит, сванбергит, палермоит, калкинсит и др.). Однако очень высокая степень подвижности стронция при выветривании ограничивает возможность образования скоплений этих минералов в количествах, которые имели бы практическое значение.

По данным Е.К. Подпориной, доля глинистых минералов в балансе редких земель по компонентам коры выветривания колеблется в среднем от 10–12 до 50–70% суммарного содержания этих элементов в породе. Следовательно, рассеивающее влияние глинистых минералов для редких земель менее характерно, чем для многих других редких элементов. Это обуславливает возможность возникновения в коре выветривания собственно редкоземельных гипергенных минералов (бастнезит, рабдофанит, монацит, черчит и пр.) вплоть до образования концентраций промышленного масштаба.

Характер распределения редких элементов в разрезах кор выветривания в известной степени определяется разной сорбционной емкостью глинистых и других тонкодисперсных минералов, а также избирательной сорбицией ими тех или иных редких элементов. Так, скандий, по данным Л.Ф. Борисенко [4], лучше сорбируется ферригаллуазитом, чем галлуазитом, ниобий интенсивнее связывается монтмориллонитом по сравнению с каолинитом, tantal лучше аккумулируется глинистыми минералами и, очевидно, гидроокислами алюминия, а гидроокислы железа более обогащаются ниобием [11]. Германий связывается галлуазитом предпочтительнее, чем каолинитом.

Изучение глинистых минералов из осадочных пород показывает, что легкие редкие земли максимально аккумулируются каолинитом, средние – хлоритом и гидрослюдами, а средние и тяжелые – монтмориллонитом [3]. Результаты наших исследований [5] показывают, что каолинитовые фракции проб коры выветривания гранитов относительно обогащены легкими лантаноидами, а гидрослюдисто-вермикулитовые (кора выветривания биотитовых пироксенитов) – средними лантаноидами. В то же время установлено, что фракционирование редких земель глинистыми минералами и аккумуляция их последними являются сложными процессами. Они определяются не только характером глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит и др.), но, возможно, в большей степени исходным составом редких земель и их содержанием в материнской породе, ассоциациями сосуществующих в коре выветривания новообразованных редкоземельных минералов, режимом pH и др. Чаще всего состав лантаноидов в глинистых минералах (с известной поправкой на фракционирование в процессе выветривания) наследуется от исходного состава в материнских породах. Этим объясняется то, что, например, каолиниты из кор выветривания разных пород имеют очень широкий спектр лантаноидов.

Различия в формах первичного распределения элементов в исходных породах, в формах миграции, в устойчивости комплексных соединений при меняющемся режиме pH, в степени сорбируемости глинистыми и другими минералами приводят к дифференциации

близких по кристаллохимическим свойствам редких элементов, а также к разделению редких и породообразующих элементов. Так, дифференциации ниобия и тантала способствуют более быстрый вынос ниобия при выветривании слюд, лучшая сорбируемость ниобия гидроокислами железа, а тантала — глинистыми минералами и гидроокислами алюминия, а также большая устойчивость комплексных соединений ниобия. Различия в подвижности комплексных соединений индивидуальных лантаноидов приводят к относительному росту доли элементов иттриевой и скандиевой подгрупп в конечных продуктах выветривания [2, 5].

Для выветривания характерны разделение таких пар элементов, как Ca – Sr, Li – Mg, K – Rb, TR – Ca, а также своеобразное латеритному выветриванию отделение лития от других щелочных редких металлов — рубидия и цезия. Геохимическое значение этих процессов для распределения содержаний редких элементов по профилю коры выветривания очевидно. В то же время они являются важным фактором, способствующим образованию практически ценных концентраций тех или иных элементов в коре выветривания и в связанных с ней полезных ископаемых. Например, при изучении латеритных кор выветривания было установлено, что дифференциация Li – Rb – Cs приводит к селективному обогащению элювиальных бокситов литием, а дифференциация Nb – Ta — ниобием. Дифференциация железа и скандия является причиной обогащения лейкоксенитизированных ильменитов скандием в корах выветривания габброидов. Цирконы при выветривании иногда обогащаются гафнием. Очевидно, что подобные факты должны учитываться при оценке возможностей комплексного использования элювиальных бокситов, железных руд и других полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

В ряде случаев процессы дифференциации непосредственно являются одной из причин образования гипергенных редкометальных концентраций. Например, по данным Е.К. Подпориной, при выветривании метаморфических пород (сланцы, гнейсы, амфиболиты) глинистые минералы интенсивно сорбируют легкие цериевые лантаноиды. Это приводит к относительному обогащению растворов в коре выветривания промежуточными, тяжелыми лантаноидами и иттрием, что создает предпосылки для формирования гипергенных черцит-иттий-рабдофанитовых руд существенно иттриевого состава.

Очевидно, что при оценке возможностей концентрации или, наоборот, рассеивания редких элементов в коре выветривания нельзя пренебрегать таким фактором, как влияние наложенных, вторичных процессов. Так, установлено, что в горизонте оглеения в коре выветривания Кольского массива на Урале содержания молибдена и ванадия возрастают примерно в 10, цинка — в 2,5, меди — в 2, свинца — в 7 раз по сравнению с зоной выщелачивания [12].

Влияние наложенных процессов на содержания редких элементов изучено пока недостаточно. Судя по результатам анализа латеритных кор выветривания, вторичные процессы оказывают небольшое влияние на перераспределение ниобия, тантала, олова и других эле-

ментов, которые в основном связаны с минералами тяжелой фракции. В то же время они сильнее воздействуют на элементы, преимущественно связанные с гидроокислами железа, алюминия и с глинистыми минералами.

Установлено, что процессы дебокситизации (шамозитизация, каолинизация) в латеритной зоне приводят к дополнительному росту содержаний лития за счет перераспределения внутри толщи коры выветривания без привноса извне. С другой стороны, дебокситизация сопровождается некоторым уменьшением содержаний галлия, а также скандия и циркония.

Известно, что в различных ландшафтных (или фациальных, по Б.М. Михайлову [14]) условиях на породах одинакового состава образуются коры выветривания разной полноты профиля и различных минералого-геохимических типов. Безусловно, принадлежность коры выветривания к тому или иному фациальному типу должна сказываться как на подвижности редких элементов, так и на возможностях образования гипергенных их концентраций. Отчасти это было показано нами на примерах поведения бериллия, циркония и скандия в разрезах тропических кор выветривания островов Маэ и Таити (образцы для изучения были любезно предоставлены Н.А. Лисицыной). Однако вопрос о влиянии фациального типа кор выветривания на образование месторождений редких элементов в более широком плане требует дополнительного и специального изучения.

Таким образом, возможность формирования месторождений редких элементов в корах выветривания определяют ряд факторов: связь редкометальных кор выветривания с определенными типами материнских пород и наследование корами их редкометальной специализации; связь с коренными источниками, обогащенными редкими элементами; характер ассоциаций элементов — носителей редких элементов в материнских породах; формы миграции редких элементов при различных pH среды минералообразования; сорбция редких элементов глинистыми и другими минералами коры выветривания; дифференциация редких элементов, близких по кристаллохимическим свойствам; влияние наложенных процессов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бабко А.К., Штокало М.И. Изучение относительной прочности некоторых комплексов ниобия с помощью металл-индикаторного метода. — Укр. хим. журн., 1963, 29, № 10.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
3. Балашов Ю.А., Гирин Ю.П. О резерве подвижных редкоземельных элементов в осадочных породах. — Геохимия, 1969, № 7.
4. Борисенко Л.Ф. О распределении скандия в гипербазитах и развившихся на них корах выветривания. — Геохимия, 1969, № 1.
5. Бурков В.В., Подпорина Е.К. Редкие земли в корах выветривания гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1975, 177, № 3.

6. Бурков В.В., Подпорина Е.К. Месторождения редких элементов в корах выветривания. - В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
7. Бурков В.В., Подпорина Е.К. Редкоземельные элементы в процессе выветривания биотитовых пироксенитов. - Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.
8. Бурков В.В., Потемкин К.В., Пятнов В.И. Новые данные о месторождениях кор выветривания и россыпях тантала за рубежом. М.: Наука, 1972.
9. Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М.: Наука, 1969.
10. Казанский Ю.П. Об устойчивости реликтовых минералов в профиле каолиновой коры выветривания. - Тр. СНИИГГИМС, 1961, вып. 14.
11. Крайнов С.Р. Особенности распределения и формы миграции редких элементов-гидролизатов (ниобий, редкие земли, бериллий) в природных водах с щелочной реакцией. - Геохимия, 1968, № 3.
12. Куземкина Е.Н. Геохимические особенности преобразованной никеленоносной коры выветривания ультраосновных пород Кольского массива (Северный Урал). - В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969.
13. Ляхович В.В. Аксессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967.
14. Михайлов Б.М. Кора выветривания Либерийского щита. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1967.
15. Семенов Е.И. К геохимии и минералогии гипергенальных и эпимеральных процессов в щелочных массивах и их пегматитах. - В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермальных щелочных массивов. М.: Наука, 1967.
16. Федорчук В.П. О вторичных месторождениях ртути и сурьмы. - Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. наук, 1960, 2, вып. 9.
17. Черняев А.И., Черняева Л.К. Закономерности миграции ниobia в гипергенных подземных водах. - Докл. АН СССР, 1969, 184, № 5.
18. Graham W.A. Experiments on the origin of the phosphate deposits. - Econ. Geol., 1925, 20, N 4.
19. Wedow H. The Morro de Ferro thorium and rare-earth ore deposits, Pocos de Caldas district, Brazil. - U. S. Geol. Surv. Bull., 1967, N 1185-D.

УДК 553.411.068.4

М.Н. АЛЬБОВ

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В золотоносных районах СССР широко развита мощная кора выветривания мезозойского (юра - мел) и палеогенового возраста. Вдоль выходов золоторудных месторождений образовались линейные коры выветривания боковых пород глубиной в десятки метров от дневной поверхности с хорошо развитой зоной окисления рудных жил. Тонкодисперсное золото, содержащееся в сульфидах, освобождалось при быстром их окислении и из верхних горизонтов вместе с гидроокис-

лами железа перемещалось вниз по падению жил в виде суспензионной взвеси [1].

Под выходами жил с пониженным содержанием золота образовалась зона вторичного золотого обогащения, вытянутая по падению жил на один-два этажа горных работ. Видимым в зонах признаком обогащенной зоны служат корки и натеки гидроокислов железа (переотложенные лимониты). Интенсивность вышелачивания золота из верхних горизонтов возрастает при повышенной трещиноватости рудных выходов, особенно на минерализованных золотоносных зонах смятия. Интенсивность вторичного обогащения рудных жил возрастает с увеличением содержания сульфидов в рудах. На залежах массивных сульфидных руд возникают железные шляпы с резко повышенным содержанием золота, серебра, ртуть в нижних горизонтах зоны окисления.

Методика исследования. Статистическая обработка многочисленных проб на золото по горизонтальным сечениям жил является единственно объективным научным методом изучения вертикальной зональности (первичной и вторичной) и распределения рудных столбов в рудных жилах. Это позволяет на вертикальном поперечном разрезе жилы построить график изменения среднего содержания золота по горизонтам (по штрекам) по мере углубления горных работ. Экстраполяция полученной кривой вниз по падению совместно с минералогическим изучением руд по штрекам дает объективную оценку более глубоких горизонтов рудных жил.

Для быстрого нахождения рабочего горизонта с наибольшим развитием явлений вторичного золотого обогащения можно использовать подмеченную автором зависимость процентного выхода богатых проб от среднего содержания металла. Максимум выхода богатых проб отвечает рабочему горизонту с наибольшим золотым обогащением, с наибольшим средним содержанием металла [8].

Гипергенные изменения самородного золота и их влияние на технологию извлечения металла из руд. В геохимическом цикле золота ясно определяются три периода: 1) гипогенный период возникновения первичного золота в коренных рудных месторождениях; 2) гипергенный период изменений и миграции золота в зоне окисления рудных месторождений; 3) период размыва, уничтожения окисленной зоны рудных тел, механического переноса золота из руд в россыпи с последующим истиранием металла и его рассеянием в толще осадочных пород.

В окисленных рудах происходит укрупнение золотинок с образованием на них высокопробной оболочки и повышается пробность золота. Толщина высокопробной оболочки не превышает 20 мкм. Совершенно несомненно, что эта высокопробная оболочка по отношению к самой золотинке является более молодым образованием, возникшим в зоне гипергенных изменений. На золотинках из заведомо первичной зоны отсутствуют подобные новообразования. Доля высокопробной оболочки в объеме золотинок резко возрастает при уменьшении их диаметра. Расчеты показывают, что эти новообразо-

вания обусловливают повышенную пробность металла из окисленных руд по сравнению с золотом из заведомо первичных руд.

Образование вторичных рудных столбов в зоне гипергенеза рудных жил. В пределах 100 м от дневной поверхности горные выработки вскрывают и первичные рудные столбы, и вторичные концентрации золота, и участки наложения вторичного обогащения на первичные рудные столбы [3, 6, 7, 12, 14].

Признавая ведущее значение локальных факторов в процессе возникновения рудных столбов любого генезиса в жильных месторождениях, мы не можем рассматривать их изолированно, в отрыве от окружающей их геологической среды. Обязательным условием формирования вторичных (экзогенных) рудных столбов в жильных месторождениях является развитие площадной коры выветривания. При этом вдоль выходов рудных жил возникают узкие и глубокие карманы коры выветривания. Наложение карманов на структуры жил, благоприятные для вторичного обогащения, создает предпосылки для образования экзогенных рудных столбов.

Не меньшее значение имеют продолжение в данном регионе тектонических движений, вызывающих послерудные смещения жил, а также явления неотектоники. В отдельных случаях при длительной эксплуатации жильных месторождений некоторую роль в изменении естественного положения вторичных рудных столбов играет человеческая деятельность.

Среди локальных факторов, благоприятных для формирования экзогенных рудных столбов, решающим является структурный (или структурно-морфологический [2]), сущность которого можно выразить понятием о барьерах, непроницаемых для движения нисходящих поверхностных вод.

Решающим фактором локализации золотых самородков в жильных месторождениях является содержание сульфидов в рудах. Золотые самородки эндогенного (первичного) происхождения характерны для жил малосульфидной формации. Решающим условием локализации золотых самородков в зоне гипергенеза кварц-сульфидных жил служат те же структурные признаки (непроницаемые барьеры), которые типичны для образования вторичных рудных столбов [5, 9, 13].

Влияние неотектоники и геоморфологии на вторичную зональность золоторудных месторождений. На положение зоны вторичного золотого обогащения в кварц-сульфидных жилах существенное влияние оказывают неотектонические движения региона и мощная древняя кора выветривания горных пород, вмещающих рудные жилы [10]. В блоках поднятия кора выветривания подвергается усиленной эрозии. При значительном ее размыве пояс вторичного золотого обогащения рудных жил часто выходит на дневную поверхность. Наложение этого пояса на первичные рудные столбы создает участки жил, необычайно богатые золотом.

В блоках опускания пояс вторичного золотого обогащения рудных жил полностью сохраняется с хорошо развитыми переотложенными лимонитами на глубине нескольких десятков метров от сов-

ременной дневной поверхности. При этом на выходах золотоносных зон смятия наблюдается заметное обеднение золотом, что может служить основанием для промышленной их переоценки.

В блоках поднятия зона богатых вторично обогащенных рыхлых золотых руд подвергается энергичной эрозии. Самородное золото переходит в элювиальные и делювиальные россыпи. Особенно благоприятные для размыва геоморфологические условия создаются для жильных месторождений, расположенных по периферии блоков поднятия. В ручьях и речных долинах, размывающих блок поднятия, возникают золотые россыпи, нередко с весьма богатым содержанием ценного металла [4].

Месторождения золота с гипергенным оруденением. Во многих золотоносных районах широко развиты зоны смятия разнообразных горных пород с рассеянной в них пиритизацией и карбонатизацией. Некоторые зоны смятия на выходах имеют малое содержание золота, определяемое иногда десятыми долями грамма на тонну. Объем таких минерализованных зон смятия во много раз превышает суммарный объем кварц-сульфидных жил. Поэтому в подобных зонах в рассеянном состоянии содержатся значительные запасы ценного металла [11].

Наложение на минерализованные зоны смятия глубокой линейной коры выветривания приводит к существенному изменению их минерального и химического состава и одновременно к резкому уменьшению их крепости. На глубине 40–60 м от дневной поверхности эти породы превращаются в белые и светло-желтые рыхлые массы в основном каолинового состава. Рассеянное в зонах смятия тонкодисперсное золото под влиянием гипергенных процессов образует зону вторичного золотого обогащения. Содержание золота в этой зоне на глубине 20–60 м от дневной поверхности возрастает в несколько раз и достигает нескольких граммов на тонну. Это позволяет выделить новый тип гипергенного золотого оруденения, связанный с формацией глубокой линейной коры выветривания слабо золотоносных горных пород. Возникают благоприятные горно-технические условия для разработки подобных месторождений открытым способом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов М.Н. О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
2. Альбов М.Н. О роли структурных факторов в гипергенном обогащении жильных месторождений. – В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2.
3. Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
4. Альбов М.Н. Геолого-экономическая оценка жил и россыпей, содержащих золотые самородки. Магадан: Колыма, 1969, № 12.
5. Альбов М.Н. Геологические структуры жильных месторождений, благоприятные для нахождения золотых самородков. – Изв. Томск. политехн. ин-та, 1970, 239.

6. Альбов М.Н. Закономерности распределения золотого оруденения в жильных месторождениях. – В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972.
7. Альбов М.Н. Зона окисления Сибаевского медноколчеданного месторождения. – В кн.: Геология, поиски, разведка рудных месторождений. Иркутск: Иркутск. политехн. ин-т, 1973, вып. 1.
8. Альбов М.Н. Опробование месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
9. Альбов М.Н. Условия локализации золотых самородков в жильных месторождениях. – В кн.: Геология, поиски, разведка рудных месторождений. Иркутск: Иркутск. политехн. ин-т, 1977, вып. 4.
10. Альбов М.Н., Нестеров Н.В. Влияние неотектоники на вторичную зональность золоторудных месторождений. – Докл. АН СССР, 1969, 188, № 3.
11. Кураев Н.И. Миасская кварцево-серicitовая полоса с сульфидным оруденением. – Сов. золотопромышленность, 1935, № 8.
12. Миков А.Д. К вопросу о вторичной зональности в золоторудных жилах Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). – Изв. Томск. политехн. ин-та, 1965, 138.
13. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1975.
14. Шлыгин Е.Д. О гипергенной концентрации золота на золоторудных месторождениях Северного Казахстана. – Вестн. АН КазССР, 1963, № 8.

УДК 550.4+549:551.311.231:553.466

Н.А. ГРИГОРЬЕВ

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОЛУМБИТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ

Колумбитоносные коры выветривания и связанные с ними россыпи – главный источник Та в недавнем прошлом – перспективны и сейчас. Главное их достоинство по сравнению с эндогенными месторождениями, позволяющее резко снизить затраты на эксплуатацию, заключается в том, что частицы tantalо-ниобатов находятся здесь в свободном состоянии [1, 3, 11, 12]. Для получения правильного представления об оптимальных условиях образования подобных месторождений необходимо выяснение причин, способствующих выщемлению tantalо-ниобатов, а также получение данных об их интенсивности и характере выветривания. Эти вопросы подробно рассматриваются впервые.

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геология и отчасти минералогия описываемого редкометального месторождения на Урале охарактеризованы Н.Е. Чистяковым [12]. Оно расположено в приконтактовой зоне гранитного массива. Эндоконтактовая часть последнего сложена мусковитовыми и двуслюдя-

ными пегматоидными гранитами. В горных породах экзоконтакта (амфиболитах, гнейсах, метаморфизованных ультрабазитах, кремнисто-углистых сланцах) находятся пучки пегматитовых жил. Пегматиты преимущественно слабо дифференцированные, альбитизированные. Интенсивность альбитизации в них уменьшается в направлении гранитного массива. В пегматитах и в пегматоидных гранитах из акцессорных минералов преобладают гранаты ряда альмандин — спескартин и эпидот, характерны циркон, апатит, очень редки самарсцит и минералы ряда колумбита — танталит, зато широко распространены минералы ряда колумбита — танталит, образование которых связывается с альбитизацией. Полевые наблюдения, сопровождавшиеся ручной разборкой материала выветрелых пегматитов блоковой структуры, показали, что минералы ряда колумбита — танталит встречаются в виде включений в альбите (не менее 80—90%), мусковите, калиевых полевых шпатах, кварце и гранатах.

Пегматитовое поле расположено в почти равнинной местности, где широко развиты линейно-площадные коры выветривания предположительно мезозойско-кайнозойского возраста. Залегают они полосой шириной до нескольких километров вдоль контактовой зоны гранитного массива. Мощность коры выветривания варьирует от 0 до 40 м и в целом уменьшается по направлению к центральной части гранитного массива. Мощность перекрывающих делювиальных и отчасти аллювиальных отложений в большинстве случаев не превышает 1—2 м. Коры выветривания мощностью до 5 м обычно представлены лишь зоной дезинтеграции. По химическому и минеральному составу породы этой зоны почти не отличаются от исходных горных пород (табл. 1). В более мощных корах выветривания выше нее обычно имеется зона выщелачивания (по классификации А.П. Никитиной и др. [8]), характеризующаяся интенсивным замещением альбита монтмориллонитом и каолинитом. Менее интенсивно замещение калиевого полевого шпата каолинитом и мусковитом — гидромусковитом. Здесь уменьшается содержание Na и Si и увеличивается количество воды. На поведение остальных компонентов заметно влияют процессы, происходящие в корах выветривания окружающих пород. В пегматитах, расположенных среди горных пород основного состава, K из этой зоны выносится заметно, а щелочно-земельные металлы — сравнительно слабо. В пегматоидных гранитах, образующих поля значительной площади, картина обратная. Разрезы наиболее мощных кор выветривания венчаются нижними частями зоны гидролиза, для которых характерна каолинизация калиевых полевых шпатов, реликтов альбита и отчасти гидромусковита. Это зона выноса главным образом Na и Si, а также почти всех остальных компонентов. Переходы между зонами постепенные.

Среди эндогенных породообразующих минералов в коре выветривания гранитов и пегматитов наименее устойчивы кислые плагиоклазы, в том числе резко преобладающий среди них альбит № 3—5. Уже в зоне дезинтеграции около 1/4 его замещается каолинитом и монтмориллонитом, а 3/4 дезинтегрируется преимущественно до

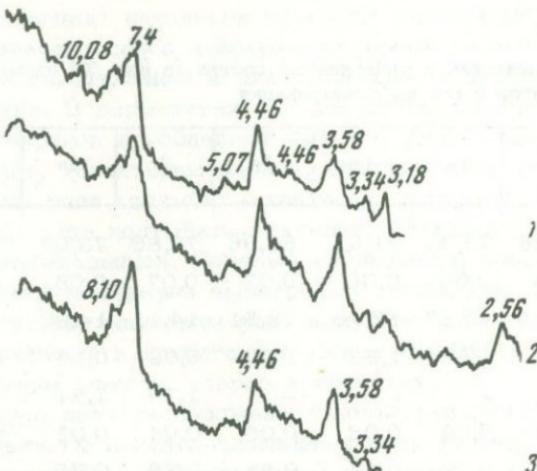
Таблица 1

Средний химический и минеральный состав (в вес. %) пегматитов, пегматоидных гранитов и кор их выветривания

Компоненты	1	1а	1б	1в	2	2а	2б	2в
SiO <sub>2</sub>	73,48	72,94	71,01	68,96	73,86	73,07	71,41	70,56
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,08	0,06	0,07	0,07	0,08	0,09	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,86	15,17	17,26	19,51	14,11	14,82	16,90	17,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	1,80	1,53	1,50	0,05	0,18	0,21	0,28
FeO*	-	-	-	-	1,74	1,51	1,51	1,38
MnO	0,09	0,08	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02
CaO	0,35	0,29	0,22	0,21	0,66	0,65	0,27	0,22
MgO	0,20	0,32	0,24	0,22	0,13	0,16	0,16	0,09
K <sub>2</sub> O	3,89	3,78	3,63	2,73	4,45	4,42	4,65	4,63
Na <sub>2</sub> O	4,97	3,56	2,37	0,21	3,66	3,27	1,46	0,58
П.п.п.	0,37	1,80	3,22	5,77	0,52	1,15	3,10	4,17
Сумма	99,86	99,82	99,66	99,23	99,29	99,34	99,79	99,86
Альбит	42	32	24	1	31	-	-	3
Калиевый полевой шпат	20	20	18	12	30	-	-	27
Мусковит	8	7	7	6	7	-	-	2
Кварц	30	32	34	39	30	-	-	35
Гидромусковит	-	1	3	6	0	-	-	13
Монтмориллонит	-	5	4	3	-	-	-	-
Каолинит	-	3	10	33	0	-	-	20
Биотит	-	-	-	-	2	-	-	0
Сумма	100	100	100	100	100	-	-	100

\* В пегматитах и коре их выветривания все железо определено в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

1 - пегматит; 1а-1в - кора выветривания пегматита; 2 - пегматоидный гранит; 2а-2в - кора выветривания пегматоидного гранита; зоны коры выветривания: а - дезинтеграции, б - выщелачивания, в - гидролиза



Фиг. 1. Дифрактограммы классов естественной крупности мельче 2 мкм из псевдоморфоз каолинита по альбиту (1, 2) и по калиевому полевому шпату (3)

фракции 0,1–1 мм. В средних частях разрезов подвергаются каолинизации в основном мелкие частицы этого минерала. Калиевые полевые шпаты (ортоклаз и микроклин) в зоне дезинтеграции примерно наполовину распадаются на частицы < 1 мм. В средних и верхних частях разрезов процессы дезинтеграции крупных их частиц и каолинизации мелких примерно уравновешены. Постепенная гидратация мусковита начинается уже в зоне дезинтеграции, при этом связь между листочками ослабевает, однако разрушение листочек заметно проявляется лишь в зоне гидролиза. Кварц относительно устойчив, дезинтегрируется слабо, это главный минерал фракции > 1 мм. Содержание его здесь возрастает снизу вверх от 50–75% в зоне дезинтеграции до 86% в зоне гидролиза.

Основной экзогенный минерал коры выветривания – каолинит. На его дифрактограммах главнейшие рефлексы широкие, межплоскостное расстояние 001 варьирует от 7,22 до 7,40 (фиг. 1). Под электронным микроскопом во фракциях < 2 мкм видны изометричные листочки с неправильными границами, обычная небольшая примесь трубок галлуазита, псевдогексагональных листочек и неправильной формы комочеков, вероятно, монтмориллонита. Глинистый минерал диагностирован как плохо окристаллизованный каолинит [5] с существенной примесью галлуазита или метагаллуазита. Большую часть объема выветреного мусковита составляет гидромусковит. В зоне дезинтеграции и нижней части зоны выщелачивания гидромусковит фракции 2–50 мкм образует изредка псевдоморфозы по калиевому полевому шпату, в которых в том или ином количестве всегда присутствуют каолинит и микроскопические хорошо ограниченные со всех сторон кристаллики кварца. От мусковита он отли-

чается переменным химическим составом, пониженным содержанием  $K_2O$  (7,15–9,80%), повышенным –  $H_2O$ , а также физическими свойствами. Дебаеграммы характеризуются пониженной интенсивностью рефлексов мусковита, иногда несколько повышенной величиной межплоскостного расстояния  $O-O$  и почти всегда относительно слабо выраженными рефлексами каолинита. В нижних и средних частях коры выветривания пегматитов обычны монтмориллонитовые минералы. Образуются они исключительно по темноцветным минералам (нонтронит) и плагиоклазам (монтмориллонит, близкий к бейдэллиту).

Таким образом, наблюдается классический случай коры выветривания неполного гидрослюдисто-каолинитового профиля (по классификации А.П. Никитиной и др. [8]).

#### МИНЕРАЛЫ РЯДА КОЛУМБИТ – ТАНТАЛИТ, ИХ ВЫСВОБОЖДЕНИЕ И ВЫВЕТРИВАНИЕ

В коренных пегматитах и пегматоидных гранитах минералы ряда колумбит – танталит образуют пластинчатые, реже призматические кристаллы размером преимущественно в десятые и сотые доли миллиметра, характерны параллельные сростки по  $O-O$ . Мономинеральные фракции, выделенные из коры выветривания пегматитовых жил с повышенным содержанием  $Ta_2O_5$ , по химическому составу обычно отвечают тантало-колумбиту (по М.В. Кузьменко [6]), реже ниобо-танталиту (табл. 2) и колумбиту. Однако они неоднородны и состоят из частиц разного химического состава. Например, во фракции, отвечающей в целом тантало-колумбиту, выделенной из зоны дезинтеграции пегматитовой жилы, на микроанализаторе IXA-5 установлены колумбит, тантало-колумбит и ниобо-танталит с 6–69%  $Ta_2O_5$ . Количество частиц колумбита в пределах рудного поля меняется слабо, а содержание тантало-колумбита существенно уменьшается в направлении гранитного массива, в результате этого в том же направлении уменьшается доля тантало-колумбита в мономинеральных фракциях. Например, в одном из участков, в зоне выщелачивания коры выветривания пегматитов, расположенных на расстоянии 700, 550, 450, 300 м от контакта гранитного массива, эта доля составляет соответственно 68, 49, 21, 3%. В коре выветривания пегматоидных гранитов в целом резко преобладает колумбит, однако встречаются участки с существенным содержанием тантало-колумбита.

При просмотре кристаллов и образующихся при их выветривании частиц в отраженных электронах на микроанализаторе IXA-5 установлено, что это по существу многофазные зональные образования, причем многочисленные зоны роста сильно варьируют по ширине. Нередки закономерные срастания или прорастания кристаллических индивидов, измеряемых микрометрами и десятками микрометров. На них накладываются иногда более поздние "полоски" весьма

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) мономинеральных фракций минералов ряда колумбит - танталит из коры выветривания пегматитов

Компоненты	Ниобо-танталиты	Тантало-колумбиты		
SiO <sub>2</sub>	0,42	0,22	0,65	0,30
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,59	0,40	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,52	0,50	0,22
FeO	4,66	7,80	5,35	10,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,66	5,14	5,88	2,09
MnO	8,02	7,46	7,60	7,46
SnO <sub>2</sub>	0,14	-	0,14	-
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	33,01	41,95	47,70	50,90
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	46,78	35,57	32,00	28,10
Прочие	0,05	-	0,05	-
Сумма	99,71	99,25	100,27	100,02

причудливых очертаний, имеющие свой собственный состав. В ряде случаев природа отдельных составляющих непонятна. Почти в любом кристаллике можно выделить 2-4 фазы, которыми фактически определяется его химический состав, однако каждая из них обычно не представляет единое целое, а разобщена на отдельные самостоятельные части. По содержанию главных компонентов преобладающие фазы то весьма близки, то существенно отличаются (табл. 3), а иногда даже принадлежат к разным минералам в пределах ряда. Нередко они отличаются по содержанию элементов-примесей: Ti, Si, Al, Sn и др. Среди второстепенных фаз обычны принадлежащие не к тому минералу, которым представлен основной объем частицы. Необходимо, однако, отметить, что при всем непостоянстве химического состава колумбит в целом характеризуется сопоставимыми величинами содержания Fe и Mn, а тантало-колумбит и ниобо-танталит - еще и сопоставимыми величинами содержания Nb и Ta (см. табл. 3), т.е. это разновидности, для которых, по литературным данным [10], максимально характерны разупорядоченные кристаллические структуры. Среди полученных нами дебаеграмм и дифрактограмм встречаются отвечающие совершенной колумбит-танталитовой структуре ромбической симметрии и структуре, приближаю-

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) наибольших по объему фаз, составляющих частицы минералов ряда колумбит – танталит. Зона гидролиза коры выветривания мелкоблоковой части пегматитовой жилы; пробы взята в пределах одного шурфа\*

Главный минерал частиц	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	MnO
Колумбит	7,8	67,2	9,2	10,1
	8,1	67,6	8,1	9,9
	8,6	69,1	10,0	9,7
"	8,9	67,1	9,1	9,2
	9,3	66,1	9,8	9,2
	12,5	65,9	10,2	8,6
"	13,0	64,7	8,3	10,7
	13,2	66,8	8,9	8,7
"	13,5	62,5	8,6	9,9
"	13,2	66,8	10,7	8,8
	14,4	65,4	10,2	8,0
"	14,4	64,5	11,3	8,1
"	12,1	66,6	9,6	6,5
	18,1	53,4	10,3	8,5
Тантало-колумбит	19,3	58,7	7,8	11,4
	21,4	57,9	8,7	9,7
	22,3	54,1	7,7	11,3
	25,6	50,9	11,3	7,7

\* Результаты определений на микроанализаторе IXA-5. Оператор В.Е. Масленников.

щейся к иксиолитовой (фиг. 2), однако резко преобладают деба-граммы с такими отклонениями от идеальной картины, которые обычно относятся за счет некоторой неупорядоченности ромбической кристаллической структуры. Чаще всего отражения в области больших углов относительно нечеткие, как бы размытые, иногда имеют заметно пониженную интенсивность. Не всегда разрешены  $\alpha$ -дублетные рефлексы. Часто некоторые рефлексы не проявляются, в том числе и O2O (табл. 4), считающийся важным при решении вопроса о степени упорядоченности [10]. Необходимо, однако, заметить, что исследования кристаллической структуры минералов ряда колумбит – танталит не сопровождались пока достаточно подробным изучением внутреннего строения их кристалликов. То, что считается признаками разупорядоченности структуры, в действительности может оказаться особенностями строения кристалликов.

Таблица 4

Дебаеграммы фракций тантало-колумбита (естественная круп-

Зона гидролиза		Зона выщелачивания		Зола дезинтеграции	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
5	3,65	5	3,67	5	3,67
-	-	-	-	1	3,56
10	2,94	10	2,97	10	2,97
2	2,85	2	2,86	2	2,86
2	2,55	2	2,55	2	2,55
4	2,49	4	2,49	4	2,49
4	2,37	4	2,38	4	2,38
-	-	-	-	-	-
1	2,23	1	2,23	1	2,22
3	2,21	2	2,21	3	2,21
4	2,08	4	2,08	3	2,08
1	2,04	1	2,05	-	-
5	(1,897)	5	(1,900)	5	(1,899)
4	1,835	4	1,836	4	1,833
1	1,800	1	1,804	1	1,804
9	1,769	8	1,776	8	1,779
9	1,738	8	1,743	8	1,738
10	1,717	9	1,722	9	1,720
1	1,677	1	1,677	1	1,675
6	1,539	7	1,543	7	1,539
-	-	-	-	-	-
3	1,480	4	1,484	4	1,480
8	{ 1,464	{ 1,465	{ 1,464	{ 1,464	{ 1,464
	{ 1,450	{ 1,453	{ 1,451	{ 1,451	{ 1,451
1	1,432	2	1,433	1	1,432
5	1,378	5	1,376	4	1,377

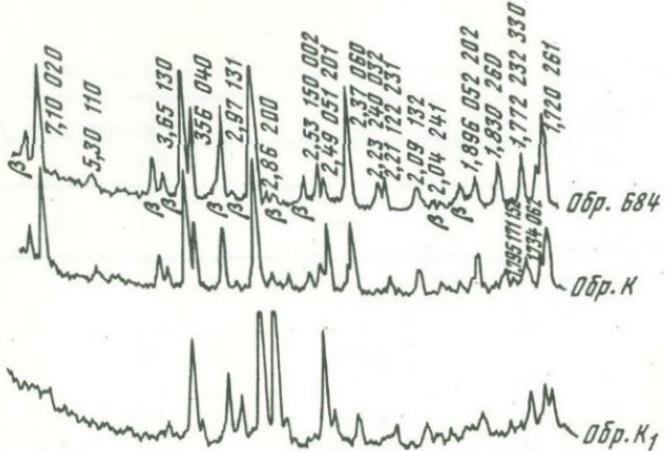
\* Fe-излучение,  $\beta$ -рефлексы исключены, диаметр камеры 57,3 мм.

Как уже упоминалось, минералы ряда колумбит – танталит в пегматитах находятся в основном в легко выветривающемся альбите; в результате половина их высвобождается в зоне дезинтеграции и еще 30–40% – в зоне выщелачивания, где в виде вростков в реликтах эндогенных минералов сохраняется в среднем 10–15% кристалликов. Высвобождение сопровождается распадом кристалликов

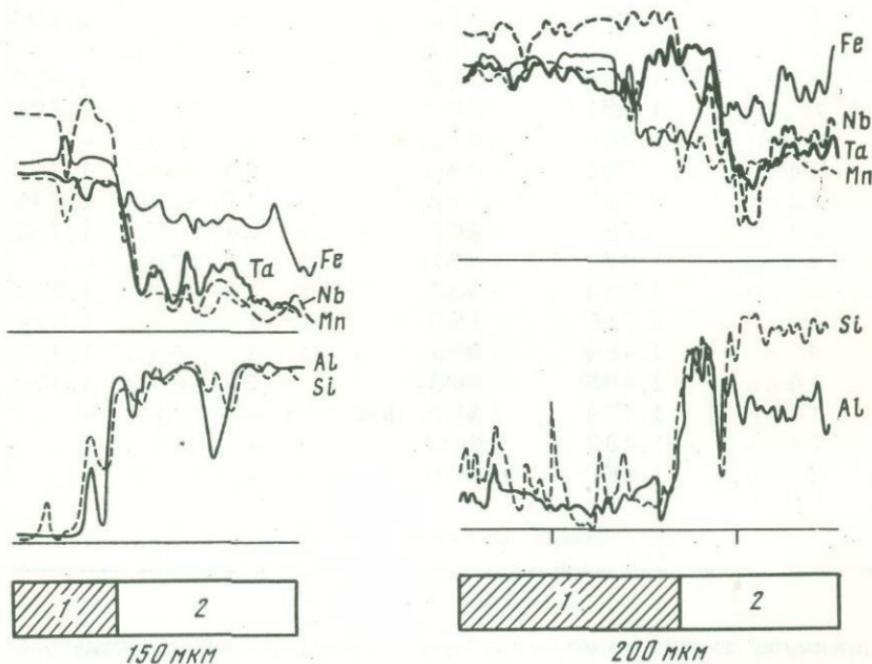
ность 0,07 мм)\*

Колумбит-танталит [13]			Иксиолит, обр. М-6591 [13]	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
12	7,13	020	-	-
4	5,30	110	-	-
48	3,66	130	32	3,65
9	3,57	040	-	-
100	2,96	131	100	2,98
10	2,86	200	5	2,87
6	2,53	002	13	2,57
12	2,49	201	20	2,51
12	2,38	060	5	2,37
1	2,279	151	-	-
3	2,236	032	2	2,265
4	2,207	231	4	2,213
5	2,084	132	9	2,104
3	2,043	241	-	-
5	1,898	202	4	1,915
9	1,831	260	6	1,826
4	1,796	152, 171	-	-
14	1,772	330	13	1,772
12	1,735	062	17	1,746
22	1,721	261	24	1,722
2	1,672	331	-	-
8	1,534	133	12	1,554
1	1,516	190	1	1,521
4	1,484	262	1	1,490
14	1,465	203	29	1,459
12	1,454	191, 332	-	-
1	1,432	400	-	-
2	1,380	401	-	-

преимущественно на изометричные частицы, имеющие тускую, землистую поверхность. В пределах разрезов, разбуренных большим количеством скважин, среднее содержание свободных частиц минералов ряда колумбит – танталит быстро нарастает снизу вверх примерно до середины зоны выщелачивания. В зоне гидролиза оно либо сохраняется почти постоянным (табл. 5, жилы 2–4), либо нес-



Фиг. 2. Дифрактограммы тантало-колумбитов с ромбической кристаллической структурой (обр. 684, К) и со структурой, приближающейся к иксиолитовой (обр. К<sub>1</sub>)



Фиг. 3. Изменение содержания Ta, Nb, Fe, Mn, Al, Si на границе выветривающегося тантало-колумбита (1) и каолинита (2). Результаты сканирования по профилям с помощью микроанализатора IXA-5, оператор В.Е. Масленников

Таблица 5

Среднее содержание (в усл. ед.) свободных частиц минералов ряда колумбит – танталит в коре выветривания пегматитов

Зона		Жила 1	Жила 2	Жила 3	Жила 4
Гидролиза	Верх	80	94	100	97
	Низ	83	100	92	97
Выщелачивания	Верх	100	92	78	100
	Низ	81	75	79	98
Дезинтеграции	Верх	Не опр.	58	79	66
	Низ	"	52	62	47

Таблица 6

Дебаеграммы пигмента, выделенного из ореолов тантало-колумбита\* и эталонного гетита [7]

Пигмент		Гетит		Пигмент		Гетит	
I	d	I	d	I	d	I	d
-	-	1	5,07	6	1,709	8	1,725
10	4,16	10	4,14	-	-	2	1,699
1	3,34	2	3,39	-	-	1	1,668
1	(2,95)	-	-	-	-	2	1,610
6	(2,68)	8	2,70	3	1,556	7	1,574
2	2,55	5	2,59	3	1,502	7	1,512
10	2,44	10	2,46	3	1,448	6	1,461
4ш.	2,26	6	2,27	-	-	1	1,426
4ш.	2,17	6	2,20	-	-	1	1,397
1	1,904	1	2,01	1	1,360	2	1,363
-	-	2	1,934	2	1,314	6	1,320
-	-	2	1,802				

\*  $\text{Fe}_{\alpha\beta}$ -излучение, диаметр камеры 57,3 мм, диаметр образца 0,35 мм. Исполнитель А.Н. Айзикович.

колько уменьшается (жилы 1). Последнее имеет место в разрезах, где тантало-колумбит преобладает над колумбитом. Таким образом, в этой зоне выветривание рассматриваемых минералов уже влияет на содержание их свободных частиц. Признаки выветривания наблюдаются даже в зоне дезинтеграции, но наиболее заметны в верхних

частях разрезов. Исследование с помощью микроанализатора IXA-5 показало, что выветривание проявляется в основном в растворении по микротрещинкам, в частности по спайности. При этом участки с повышенным содержанием Та растворяются наиболее интенсивно. Образующиеся микрополости обычно остаются пустыми, но иногда выполняются кремнекислотой и, по-видимому, каолинитом. При сканировании по профилям заполненные микротрещинки и поры фиксируются в виде острых пиков, соответствующих повышенному содержанию Si, а иногда и Al (фиг. 3). Высвобождающиеся при растворении Fe и отчасти Та, Nb и Mn осаждаются совместно с каолинитом рядом с выветривающимися кристалликами, образуя бурые ореолы. Рентгеноструктурный анализ бурого пигmenta, выделенного из ореолов, показал, что это в основном слабо раскристаллизованный гетит (табл. 6). Вещество ореолов, непосредственно прилегающее к выветривающимся частицам, сложено примерно в равной мере вынесенными компонентами и компонентами каолинита (см. фиг. 3). Содержание Mn здесь существенно ниже, а Fe — примерно такое же, как в выветривающихся минералах. Распределение Nb и Та довольно неравномерное, хотя и наблюдается тенденция уменьшения их содержания в сторону каолинита. Отношение содержаний Та/Nb существенно выше, чем в исходном минерале. Таким образом, наблюдаемая картина, казалось бы, не соответствует существующему представлению о накоплении Nb в гидроокислах железа и рассеянии Та в каолините [2]. Однако это отношение в каждом конкретном случае в пределах всей исследованной части ореола довольно постоянное (см. фиг. 3), что позволяет предполагать наличие здесь тонкораспыленного экзогенного тантало-ниобиевого минерала.

В зоне гидролиза иногда встречаются псевдоморфозы черной, очень пористой охры по кристалликам минералов ряда колумбит — танталит, исследовать которые не удалось. В целом тантало-колумбит и ниобо-танталит выветриваются несколько интенсивнее, чем колумбит. Об этом свидетельствуют результаты исследований на микроанализаторе и особенности распределения свободных частиц в разрезах.

Подводя итог, отметим, что описанное внутреннее строение кристалликов минералов ряда колумбит — танталит может быть только следствием кристаллизации их в обстановке постоянного колебания состава гидротермальных растворов. В свою очередь очевидно, что именно отмеченными особенностями внутреннего строения обусловлена пониженная устойчивость рассматриваемых минералов в отношении процессов выветривания.

#### ВЫНОС Та И ИЗМЕНЕНИЕ ЕГО ПОМИНЕРАЛЬНОГО БАЛАНСА

Среднее содержание  $Ta_2O_5$  по разрезу коры выветривания пегматитов почти постоянное [12]. Вынос Та при образовании зоны гидролиза, рассчитанный изоалюминиевым методом, составляет в среднем 23%. В коре выветривания пегматоидных гранитов вариации

содержаний Та существеннее, что свидетельствует о большей его подвижности. Так, в разрезе из трех скважин средневзвешенное его содержание (в %) составляет: в двуслюдяных пегматоидных гранитах - 0,00098; в зоне дезинтеграции - 0,0013; в зоне выщелачивания - 0,00088; в зоне гидролиза - 0,00082. Вынос этого элемента при формировании зоны гидролиза составляет 34%. Как известно, в гранитах и пегматитах Та находится не только в составе тантало-ниобатов, но и в породообразующих силикатах, особенно в слюдах. Поведение его при выветривании слюд хотя и сложное, но на стадии каолинизации он выносится [2,4].

На примере данного месторождения изучено поведение Та при выветривании плагиоклазов. Для этого из зоны выщелачивания взяты два образца выветрелых кристаллов без видимых ореолов, сопровождающих разрушающиеся танталовые минералы. Содержание Та (в %, среднее по 3-5 активационным анализам) следующее. В первом случае: в альбите - 0,00041, в каолините фракции 2-6 и < 2 мкм - соответственно 0,00053 и 0,00049; во втором случае: в альбите - 0,0006, в плотных обособлениях монтмориллонита - 0,0011, в рыхлом монтмориллоните с примесью каолинита - 0,00069. Расчет изоалюминиевым методом показал, что каолинизация протекала с выносом 23-32% Та исходного его количества, а монтмориллонитизация - с привносом 6-46% количества, имеющегося в монтмориллоните. Следовательно, изменение содержания Та при образовании зоны выщелачивания коры выветривания не дает представления об изменении промышленной ценности руды. Для получения такого представления необходимо знать также характер изменения поминерального баланса.

В пегматитах изученного месторождения основная масса Та со- средоточена в минералах ряда колумбит - танталит. Меньшее его количество содержат мусковит, полевые шпаты и кварц. Гранаты, самарскит и минералы ряда пирохлор - микролит обычно существенной примеси не имеют. При этом если в мусковите (и гранатах) Та, вероятно, изоморфно рассеян в кристаллической решетке, то в полевых шпатах и кварце он находится в основном в виде микровключений танталовых минералов. Об этом свидетельствуют результаты анализа мономинеральных фракций 10-20 мкм, многократно центрифугированных в тяжелых жидкостях. Химическими анализами, выполненными в ИМГРЭ, во фракциях полевых шпатов и кварца после этой очистки обнаружено менее 0,0002%  $Ta_2O_5$ . В мусковите и гранатах после аналогичной очистки содержание осталось обычным. По мере понижения содержания  $Ta_2O_5$  в породе роль минералов ряда колумбит - танталит в поминеральном балансе Та снижается.

В двуслюдяных пегматоидных гранитах на первом месте по содержанию Та находятся слюды. Изменение поминерального баланса при образовании коры выветривания пегматоидных гранитов изучалось на примере упоминавшегося выше разреза. Здесь в невыветрелом граните основная масса Та находится в слюдах, а в зоне гидролиза коры выветривания - в каолините, тонкодисперсном гидромус-

Таблица 7

Расчет потери и поглощения ионов Та минералами и подземными водами (в % к исходному их количеству)

Минерал	Поминеральный баланс Та, %			Потеря	Поглощение
	в граните	в зоне гидролиза	в системе зона гидролиза+вода		
1	2	3	4	5	6
Кварц	10	9	6	4	-
Альбит	2	1	1	1	-
Калишпат	2	3	2	-	-
Мусковит	46	8	5	41	-
Биотит	34	0	0	34	-
Колумбит	14	19	12	2	-
Гидромусковит	0	20	12	-	12
Каолинит	0	29	17	-	17
Подземные воды	0	0	34	-	34
Сумма	108	89	89	82	63*

\* Разница в суммах потери и поглощения обусловлена неравенством сумм исходных поминеральных балансов.

ковите и колумбите (табл. 7, колонки 2 и 3). Доля Та, связанного в колумбите, в зоне гидролиза несколько выше, чем в пегматоидном граните. Однако прямое сопоставление поминеральных балансов для определения сущности этого явления неправомерно, поскольку в них учтены разные количества ионов Та. В балансе пегматоидного гранита учтены все ионы, вступающие в процесс каолинизации, а в балансе зоны гидролиза — только те, которые на данной стадии процесса остаются на месте. Выше было показано, что 34% Та выносится подземными водами, следовательно, на месте остается только 66%. Это должно быть учтено при пересчете (см. табл. 7, колонка 4). Сопоставление после пересчета колонок 4 и 2 показывает, что подземными водами выносятся главным образом ионы Та, первоначально рассеянные в слюдах (см. табл. 7). Потери, обусловленные разрушением колумбита, незначительные. Интересно, что на стадии полной каолинизации альбита возможности выноса Та за счет разрушения эндогенных породообразующих минера-

лов оказываются практически исчерпанными. Дальнейший вынос может происходить лишь в результате преобразования глинистых минералов или разрушения колумбита.

В коре выветривания пегматитов картина изменения поминерального баланса несколько иная, свидетельствующая о тенденции некоторого уменьшения доли Та, приходящейся на минералы ряда колумбит - танталит в зоне гидролиза. В качестве примера сопоставим поминеральные балансы для зон выщелачивания и гидролиза блоковой части одной и той же жилы. Здесь распределение Та по минералам (в %) соответственно следующее: тантало-колумбит и колумбит (в сумме) - 87 и 75; полевые шпаты - 4 и 0; кварц - 1 и 2; мусковит - 4 и 8; каолинит с гидромусковитом - 4 и 15. Различие в характере изменения поминерального баланса при развитии коры выветривания на пегматоидных гранитах и пегматитах представляется естественным, поскольку в первом случае тантало-ниобаты представлены колумбитом, а во втором - еще и несколько менее устойчивым в поверхностных условиях тантало-колумбитом.

Процесс образования месторождений обычно сложен. Отдельные его этапы могут быть разобщены значительными промежутками времени [9]. Справедливость этого положения особенно очевидна на примере редкометальных кор выветривания, формирование которых возможно практически лишь в тех случаях, когда в исходных породах уже имело место образование минерализации, приближающейся к промышленной [1,3,11]. В настоящей работе показано, что даже второстепенные, на первый взгляд, детали рудоподготовительного эндогенного процесса могут оказать существенное влияние на результаты последующего рудообразующего экзогенного. На изученном месторождении формирование пегматитов и пегматоидных гранитов сопровождалось относительно невысокой концентрацией Та [12]. Поэтому понижение его содержания за счет выветривания минералов ряда колумбит - танталит могло оказаться губительным для объекта. Минералы эти образовались в условиях постоянного изменения состава танталоносных растворов. "Кристаллы" их фактически представляют собой поликристаллические и даже полиминеральные образования, в результате чего они характеризуются пониженной устойчивостью в зоне гипергенеза. Однако возможные последствия отмеченных неблагоприятных обстоятельств оказались фактически нереализованными вследствие относительно неглубокого развития процессов выветривания. Оно привело к высвобождению минералов ряда колумбит - танталит, а не к несущественному их разрушению и выносу Та из породы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бурков В.В., Бойко Т.Ф., Пятнов В.И. и др. Коры выветривания и россыпи - перспективный сырьевой источник tantalа. - В кн.: Коры выветривания Урала. Саратов: Саратовск. ун-т, 1969.

2. Бурков В.В., Подпорина Е.К., Ерошев-Шак В.А. Редкие элементы в биотитах из зоны гипергенеза. — Докл. АН СССР, 1973, 213, № 2.
3. Гинзбург А.И., Овчинников Л.Н., Соловьев Н.А. Генетические типы месторождений tantalа и их промышленное значение. — Геол. рудн. месторожд., 1970, вып. 12, № 4.
4. Григорьев Н.А., Поташко К.А., Чистяков Н.Е. О поведении Та при выветривании слюд. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13.
5. Гримм Р.К. Минералогия глин. М.: Мир, 1969.
6. Кузьменко М.В. Минералы ниобия и tantalа. — В кн.: Минералогия, geoхимия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, т. 2.
7. Минералы. Справочник. М.: Наука, 1967, т. 2, вып. 3.
8. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-geoхимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.
9. Овчинников Л.Н. Геологические процессы рудообразования (к основам систематики). — В кн.: Редкометальные месторождения, их генезис и методы исследования. М.: Наука, 1972.
10. Сидоренко Г.А., Солнцева Л.С., Горжевская С.А. Кристаллохимическое изучение минералов серии колумбит — tantalит. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1971, вып. 20.
11. Соловьев Н.А. О перспективах экзогенных месторождений tantalа и некоторых вопросах их поисков и оценки. — В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. М.: ИМГРЭ, 1969, вып. 3.
12. Чистяков Н.Е. Редкометальное месторождение в коре выветривания замещенных пегматитов на Урале. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
13. Nickel E.H., Rowland J.E., Mc Adam R.C. Ixiolite a columbite substructure. — Amer. Miner., 1963, 48.

УДК 550.422:553.252.2

С.М. ЖМОДИК, З.В. МАЛЯСОВА, Н.А. НЕМИРОВСКАЯ

## ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА В МИНЕРАЛАХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Информация о распределении урана в корах выветривания представляет значительный интерес. Прежде всего это объясняется тем, что данные об изменении концентрации урана в процессе выветривания являются ключевыми при изучении его поведения в осадочном цикле. Кроме того, в последнее время предпринимаются попытки использования вариаций содержания урана в качестве индикатора процессов формирования и преобразования пород. Данная работа посвящена исследованию распределения урана в профилях выветривания сиенитов и кварцевых сиенитов методом нейтронно-осколочной радиографии. Основы метода описаны в работе И.Г. Берзиной с соавторами [2]. Нами применена методика, предложенная А.Г. Мироновым и З.В. Ма-

лясовой [7] для количественного изучения распределения урана по данным  $f$ -радиографии с использованием урановых эталонов на основе фторид-натриевых таблеток, применяющихся в люминесцентном анализе. Шлифы, изготовленные из пород субстрата и коры выветривания, покрывали детектором (лавсан) с последующим их облучением совместно с эталонами тепловыми нейтронами в канале реактора (интегральный поток  $6 \cdot 10^{15} - 5 \cdot 10^{16}$  н/см $^2$ ). Из глинистой фракции ( $< 0,001$  мм), выделенной из выветрелых разностей пород, готовили препараты.

На палеозойских гранитоидах в Забайкалье развита четвертичная (ранний плейстоцен) кора выветривания. Монтмориллонит-иллитовый состав глинистых минералов, преимущественное развитие дезинтеграции пород (содержание фракции  $< 0,001$  мм не превышает 4%, среднее 1–1,5%), незначительные изменения химического состава и наличие зон карбонатизации в профиле позволяют предположить, что изученная кора выветривания сформировалась в условиях климата, близкого к аридному. Нижние горизонты ее не имеют четких границ с коренными породами. Элювиальные отложения залегают плашебраздально и перекрыты четвертичными отложениями. Максимальные мощности (до 40 м) коры выветривания приурочены к зонам дробления.

Методом  $f$ -радиографии изучено распределение урана в коренных породах, зонах начального изменения и дезинтеграции. Прежде всего необходимо отметить неравномерность распределения урана не только по всему объему породы, но и в минералах. Для калиевого полевого шпата характерно низкое содержание урана (0,15–0,45 г/т), установленное на участках минерала без микровключений и трещинок. Концентрация урана в полевом шпате с учетом микродефектов и включений повышается в 2–6 раз. Определение количества элемента в урансодержащих микровключениях связано с трудностями из-за высокой концентрации урана (до 0,2–0,25%) и их малых размеров: (площадь  $(6-10) \cdot 10^{-5}$  мм $^2$ ). Для биотита установлены содержания урана 2,2–2,6 г/т, причем основная его масса (до 90–95%) сосредоточена в краевых частях выделений слюды, в полоске шириной не более 0,1 мм (фиг. 1,а, см. в конце книги). Это отмечается как для совершенно неизмененного, так и для слабо хлоритизированного биотита, независимо от плоскости среза. Подобный тип пространственного распределения урана наблюдается и в магнетите (см. фиг. 1,б), для которого также характерна преимущественная концентрация его по периферии зерен. Содержание урана в нем 18,3–56,6 г/т. Как показано ранее [5, 6], уран в процессе кристаллизации пород обогащает остаточный расплав. Вероятно, этим можно объяснить увеличение концентрации урана в краевых частях магнетита и биотита.

В пироксене содержится 0,55–5,7 г/т U, равномерно распределенного в объеме минерала. На радиографических снимках отчетливо видно равномерное распределение урана также в апатите (36,5–56,3 г/т; см. фиг. 1,в), сфене (80–96,0 г/т), цирконе ( $\sim 2000$  г/т),

Распределение урана (в вес. %) в минералах из профилей  
горнно-осколочной радиографии

Зона	Общее количество, г/т	Калиевый полевой шпат	Пелитизированный калиевый полевой шпат	Биотит	Пироксен
<b>I</b>					
В	4,66	-	29,0	0,6	-
Б	3,89	4,6	12,3	15,2	1,3
А	3,65	12,6	-	14,5	1,6
<b>II</b>					
В	4,81	-	25,4	-	-
Б	4,33	4,2	13,4	6,9	-
А	3,14	7,9	-	21,9	0,5

А - исходные породы; Б - зона начального изменения; В - зона дезинтеграции.

Таблица (окончание)

Зона	Общее количество, г/т	Циркон	Карбонат	Гидроокислы железа	Минералы глин	Хлорит
<b>I</b>						
В	4,66	4,3	2,3	12,9	10,7	-
Б	3,89	2,6	3,6	4,6	-	4,6
А	3,65	2,7	-	-	-	0,31
<b>II</b>						
В	4,81	4,2	1,4	9,8	7,3	-
Б	4,33	4,6	0,9	2,5	-	4,8
А	3,14	5,3	-	-	-	-

что не противоречит предположениям о его изоморфном вхождении в структуру минералов.

В кварцевых сиенитах наблюдается аналогичная картина с незначительными отклонениями (повышенное содержание урана в полевом шпата). Для кварца отмечается низкая концентрация урана, не превышающая 0,2 г/т. Большая часть урана в изученных поро-

выветривания сиенита (I) и кварцевого сиенита (II), по данным нейт-

Кварц	Магнетит	Магнетит, гематит	Сфен	Сфен, лейкоксено	Апатит
-	-	17,1	-	17,8	5,2
-	20,6	-	24,7	-	10,5
-	27,4	-	29,0	-	11,8
0,8	-	28,7	-	17,1	5,4
0,5	-	21,7	30,0	-	10,4
0,5	24,3	-	27,4	-	12,1

дах сосредоточена в сфене, магнетите, апатите и биотите, на долю которых приходится 80–90% валового урана (см. таблицу).

При микроскопическом изучении можно проследить характер начальных изменений породы, выраженных в пелитизации, иногда в пигментации гидроокислами железа полевых шпатов, хлоритизации биотита и пироксена. В полевых шпатах обнаруживаются мелкие трещинки, заполненные гетитом. Рентгенометрическое изучение магнетита указывает на замещение его гематитом.

Содержание урана в пелитизированных полевых шпатах в общем случае повышается, особенно наглядно это проявляется на участках, где наряду с минералами глин присутствуют гидроокислы железа. В трещинках, заполненных гетитом, отмечено повышенное количество урана – от 10,65 до 35,65 г/т (фиг. 2, см. в конце книги). Иногда к подобным образованиям приурочены значительные его концентрации (см. фиг. 2, б).

В более измененных породах зоны дезинтеграции наблюдается дальнейшее перераспределение урана. В биотите и пироксене, замещенных хлоритом и, вероятно, окислами титана [6], распределение урана близко к равномерному (4,25–18,6 г/т; см. фиг. 2, б). В магнетит–гематитовых образованиях уран также распределен равномерно по всему объему (32,0–57,5 г/т).

Повсеместная пелитизация полевого шпата приводит к повышению в нем содержания урана до 0,9–1,4 г/т, причем доля урана увеличивается за счет микроподключений. Кварц большей частью тре-

шиноват, корродирован, в связи с чем также возрастает количество урана от 0,1 до 1,61 г/т. Реликты сфена в виде мелких неправильных обломков, окруженных бурым криптозернистым веществом (лейкоксен), содержат до 103 г/т U. В глинистых фракциях, состоящих из новообразованных монтмориллонита и иллита, установлено очень высокое содержание урана (от 5-10 до 69,9 г/т) по сравнению с минералами, за счет которых они образовались. Подобные концентрации –  $(10-60) \cdot 10^{-4}\%$  – отмечены в морских и океанических осадках [5], что может быть связано не только с аутигенным обогащением ураном фосфатов и органики, но и с поступлением его, при определенных условиях, в бассейн конечного стока с континента со слоистыми алюмосиликатами глинистой и коллоидной размерности.

Таким образом, при изучении распределения урана в генетическом ряду неизмененная порода – кора выветривания выяснено, что поведение элемента зависит от первоначального его нахождения в коренных породах, процессов выветривания и, вероятно, климата, в котором протекает данный процесс.

Если основными минералами-носителями урана в неизмененных породах были биотит, магнетит, сфен и апатит, то в выветрелых разностях это гематит, лейкоксен, минералы глин, гидроокислы железа и пелитизированный полевой шпат (90–99%; см. таблицу). В верхних горизонтах коры выветривания на долю монтмориллонита и иллита иногда приходится более 30–35% всего урана при содержании глинистой фракции менее 4%. Соответственно меняются и формы нахождения урана. Наиболее характерная для коры выветривания форма нахождения – сорбционная и в виде урансодержащих микровключений, к сожалению, неопределенной природы. Минералами-концентраторами урана в гранитоидах являются циркон, сфен, магнетит, апатит; в коре выветривания – лейкоксен, слоистые алюмосиликаты, гематит, а также относительно устойчивые в экзогенном процессе циркон и апатит.

Содержания урана в минералах коренных пород – биотите, пироксене, магнетите, сфене и в продуктах их замещения близки между собой. Коэффициенты концентрации урана в изученных зонах выветривания, полученные при пересчете по методу абсолютных масс, меняются незначительно, т.е. вынос урана при выветривании в рассмотренных профилях не наблюдается. Характерно перераспределение урана внутри минералов с обогащением ураном тонкодисперсных минералов глинистой фракции (монтмориллонита и иллита).

Схема распределения урана в профилях выветривания, установленная многими исследователями [3, 8, 9], заключающаяся в выносе урана на стадии корообразования, не является единственной. Возможно не только постоянство валовых содержаний урана в профиле выветривания, но и увеличение его количества вверх по разрезу со значительным накоплением в глинистой составляющей, которая в благоприятных условиях может служить источником ураноносных растворов [4, 5] либо образовывать осадки с повышенным содержанием урана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Уран в современном морском осадочном цикле. – Геохимия, 1973, № 9.
2. Берзина И.Г., Берман И.Б., Гурвич М.Ю. и др. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах. – Атомная энергия, 1967, 23, № 6.
3. Васильева В.И. Закономерности миграции урана в древней коре выветривания Восточного Оренбуржья. – Геохимия, 1971, № 10.
4. Гавшин В.М., Бобров В.А., Пяллинг А.О., Лаврентьев Ю.Г. Сорбенты урана в осадочных породах и вопросы происхождения рудообразующих растворов. – В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975.
5. Елисеева О.П., Омельяненко Б.И. Локальное распределение урана в горных породах и минералах как индикатор петрохимических процессов. – Сов. геология, 1976, № 1.
6. Елисеева О.П., Рябчиков И.Д., Богатырева Н.А. О типах распределения урана в кристаллах акцессорных цирконов. – Геохимия, 1974, № 9.
7. Миронов А.Г., Маслясова З.В. О применении метода нейтронно-осколовой радиографии для количественного изучения распределения урана в минералах горных пород. – Геол. и геофиз., 1973, № 12.
8. Титаева Н.А., Векслер Т.И. Уран и торий в процессе выветривания пород Якутии. – Геохимия, 1969, № 6.
9. Шалмина Г.Г., Крендлев Ф.П., Заипова Г.Ф., Бобров В.А. Радиоактивные элементы в корах выветривания гранитов Южного Урала. – В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск: Наука, 1972.

УДК 553.068.54

Ю.А. БУРМИН

### ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ

Элювиальные россыпи являются одним из типов месторождений полезных ископаемых формации рудоносной коры выветривания. Способность минералов извлекаться в концентрат при обогащении "песков" гравитационными методами – отличительная черта таких элювиальных россыпей.

В элювиальных россыпях содержится значительная часть мировых запасов многих редких элементов: 40% ниобия, 5–6% тантала, около 4% циркония и гафния, 3% цериевых редких земель. Промышленное значение за рубежом имеют элювиальные россыпи минералов олова, вольфрама, лития, бериллия, иттриевых редких земель, ртути, а также алмазов, драгоценных металлов, хромитов, драгоценных и полудрагоценных камней, барита, апатита и других полезных ископаемых. Удельный вес добычи за рубежом из элювиальных россыпей составляет для ниобия около 50%, для тантала – 40%, для алмазов – 10%, для циркония – 5%.

Таблица 1

Коэффициенты устойчивости элементов при выветривании породообразующих и собственных минералов

Граниты		Пегматиты	
Элементы	$K_y$	Минералы	$K_y$
Nb	0,6-0,7	Колумбит	1,8-2,0
Be	0,4-0,5	Берилл	1,5
Si	0,7	Кварц	2,0

На территории СССР не известны молодые элювиальные россыпи, подобные многочисленным месторождениям тропических районов Земли. Элювиальные месторождения СССР связаны с древними корами выветривания, которые перекрыты иногда осадочными отложениями, местами размыты или трансформированы. Формирование и распространение таких кор выветривания зависит от суммы природных факторов (палеоклиматического, литолого-петрографических, минералогических и др.). Для формирования элювиальных россыпей определяющими являются только минералогические факторы.

Одно из главных условий формирования элювиальных россыпей – повышенное содержание россыпебобразующих минералов в материнских породах в количествах, достаточных для промышленной их концентрации, при относительном обогащении в процессе формирования коры выветривания. Если в образовании остаточных месторождений Ni, Mn, Al, Fe и некоторых других металлов миграционные свойства этих элементов играют важнейшую рудообразующую роль, то для формирования элювиальных россыпей подвижность элементов и их способность концентрироваться в глинистой коре выветривания значения не имеют. В этом случае определяющими являются физико-химические особенности россыпебобразующих минералов, обусловливающие их устойчивость в условиях корообразования. Четкие отличия в поведении элементов можно наблюдать при сравнении коэффициентов устойчивости ( $K_y$ ) элементов и их минералов на примере каолинит-гидрослюдистой коры выветривания гранитов и пегматитов (табл. 1).

В гранитах элементы концентрируются в легко выветривающихся породообразующих минералах, в пегматитах – формируют собственные минералы, устойчивые в условиях корообразования. Содержание россыпебобразующих минералов в коре выветривания по сравнению с исходными породами увеличивается в связи с интенсивным выносом легкоподвижных компонентов (кремнезема, шелловой и др.). Например, образование россыпей танталита возможно при содержании  $Ta_2O_5$  в исходных породах 0,003-0,004%, или 30-40 г/т (выше клярковых значений, но непромышленное). В коре

выветривания содержание  $Ta_2O_5$  повышается до 0,005–0,007% (50–70 г/т), или 80–120 г/т танталита, и имеет уже практическое значение. Для образования ильменитовых россыпей содержание минерала в исходных породах должно быть не менее 3–4% (30–40 кг/т), в коре выветривания концентрация ильменита возрастает до 50–80 кг/т и более.

Элювиальные россыпи каждого конкретного минерального типа связаны с определенными по степени зрелости корами выветривания или их зонами, что объясняется индивидуальной устойчивостью каждого россыпьобразующего минерала к воздействию процессов выветривания (табл. 2). Систематизация минералов по их устойчивости в определенных зонах коры выветривания позволила выделить ряды россыпьобразующих минералов, максимально извлекающихся из концентрата при гравитационном обогащении. По приуроченности минералов к определенному ряду (соответствующему той или иной зоне выветривания) можно определить наиболее оптимальные условия формирования элювиальных россыпей для того или иного минерального комплекса в коре выветривания, развитой на конкретных горных породах или рудах. В табл. 2 приведены далеко не все минеральные типы элювиальных россыпей. Так, коры выветривания, развитые на конгломератах и песчаниках в зонах окисления и гидролиза, могут содержать промышленную концентрацию золота, алмазов, циркона, рутила, в зонах выщелачивания и гидратации – те же минералы, ильменит и монацит. В элювиальных россыпях, связанных со вторичными кварцитами и метаморфическими породами, накапливаются корунд, высокоглиноземистые минералы, благородная шпинель, изумруд, сапфир, гранат. Элювиальные скопления золота, кассiterита, вольфрамита, киновари, барита отмечаются в зонах окисления некоторых рудных месторождений.

Необходимое условие извлечения минералов из коры выветривания – их полное высвобождение из вмещающих материнских пород. Это возможно при наличии зрелой площадной коры выветривания глинисто-гидрослюдистого типа. Минеральный тип коры выветривания для россыпьобразования практического значения не имеет.

Обычно не весь металл концентрируется в рудных минералах. Значительная его часть рассеивается в породообразующих и акцессорных минералах. В этих случаях при расчете баланса вещества и оценке промышленной значимости россыпи рассеянный металл исключается из суммарного содержания. Наглядным примером может служить поведение колумбита в коре выветривания грейзенизованных лейкократовых гранитов (табл. 3).

В данном случае значительное количество ниobia в коре выветривания гранитов рассеяно в породообразующих и акцессорных минералах, при выщелачивании и разрушении которых некоторая часть его мигрирует. В то же время концентрация колумбита в каолинит-гидрослюдистой зоне коры выветривания пегматитов относительно увеличивается – более чем в 2 раза. В каолинитовой зоне до 60-

Таблица 2

Распределение главных россыпьобразующих минералов по зонам коры выветривания

Зона выветривания	Мигматизированные гнейсы	Амфиболиты, габброиды	Ультрабазиты	Кимберлиты
Окисления и конечного гидролиза	Циркон	Рутил	Платиноиды	Алмазы
Гидролиза и начала окисления	Циркон, ксенотит	Рутил, благородная шпинель	Платиноиды, хромшпинелиды	"
Выщелачивания и начала гидролиза	Циркон, ильменит, ксенотит, ортит, монацит, чернит	Ильменит, рутил, апатит, благородная шпинель, альмандин	Платиноиды, хромшпинелиды, ильменит, сапфир	Алмазы, пироп
Гидратации и развития вышещелачивания	Циркон, ильменит, ксенотит, ортит, монацит, чернит, черлит	Ильменит, рутил, апатит, благородная шпинель, альмандин, пироп, перидот, сапфир	Платиноиды, хромшпинелиды, ильменит, сапфир, апатит	"

80% зерен колумбита при механическом обогащении рассыпаются в тончайшую пыль, и в концентрат извлекается лишь 20–40% минерала.

Оценивая поведение колумбита по зонам выветривания, приходим к выводу, что в каолинитовой зоне он легко разрушается при незначительном механическом воздействии, в каолинит–гидрослюдистой и гидрослюдистой зонах его извлечение в концентрат максимальное, в зоне дезинтеграции колумбит находится в сростках с породообразующими минералами. Таким образом, практическое значение могут иметь лишь элювиальные россыпи колумбита, приуроченные только к двум зонам коры выветривания – каолинит–гидрослюдистой и гидрослюдистой.

Еще контрастней поведение ильменита и  $TiO_2$  в коре выветривания амфиболитов (табл. 4). В этом случае содержание  $TiO_2$  в каолинитовой зоне резко повышается по сравнению с исходными амфиболитами, а ильменит или замещается лейкоксеном, или нацело разрушается. В данном случае россыпь не формируется. При изучении элювиальных бокситов различных месторождений установлено, что весь  $TiO_2$  концентрируется в рутиле, анатазе и лейкоксене. Ильменит в бокситах практически отсутствует.

ривания различных генетических типов материнских пород

Карбонаты	Шелочные породы	Метасоматиты по гранитам	Биотитовые альбитизированные граниты	Пегматиты гранитные
Циркон	Циркон, бадделейт (калдосит)		Циркон	
Циркон, бадделейт	Циркон, бадделейт, лопарит, торианит	Кассiterит, фергусонит	Циркон, кассiterит	Кассiterит, слабощелочной берилл, частично морион; горный хрусталь, топаз
Циркон, апатит, Циркон, бадделейт, ко- лумбит, кассите- рит, фергусонит, монацит, ксенотит, то- паз	апатит, торианит, монацит, эвксенит, самарскит, пи- рохлор	Танталит-ко- лумбит, кассите- рит, фергусонит, эвксенит, самарскит, то- паз	Циркон, колум- бит, кассите- рит, монацит, ксенотит, то- паз	Танталит-колум- бит, кассите- рит, берилл, морион, горный хрусталь, топаз, поллуксит, изумруд
Циркон, апа- тит, бадделейт, лопарит, торианит, монацит, ксенотит, то- паз	апатит, торианит, монацит, бастнезит, пирохлор, бастнезит, гатчетит, монацит, толит, паризит	Танталит-ко- лумбит, кассите- рит, фергусонит, эвксенит, самарскит, микролит, топаз	Циркон, колум- бит, кассите- рит, монацит, ксенотит, бастнезит, пирохлор, сапфир, топаз	Танталит-колум- бит, кассите- рит, берилл, морион, горный хрусталь, топаз, поллуксит, изумруд, сподумен

Устойчиво ведут себя в верхних зонах коры выветривания алмазы, высокоглиноzemистые минералы, золото (в бокситах Греции), платина (в бокситах Индии), циркон (в Чадобецких бокситах). В коре выветривания рудных столбов крупное золото ведет себя инертно. Скрытокристаллическое и тонкоэзернистое золото свободно мигрирует и имеет тенденцию к образованию самородков. Таким образом, в головах рудных столбов присутствует и первичное, и вторичное золото. В малокомпонентных сульфидных рудах первичное золото преобладает в коре выветривания, в многокомпонентных же преобладает вторичное золото, которое по своим свойствам не отличается от остаточного. Изменение самородного золота в элювиальных россыпях выражается в коррозии периферических зон золотин с частичным растворением золота в приповерхностном слое и облагораживании золотин за счет выноса из приповерхностного слоя примеси серебра и других элементов. В целом содержание золота в верхних зонах коры выветривания в 3–4 раза выше, чем в материнских породах (рудах).

Некоторое своеобразие присуще формированию элювиальных россыпей в дресвяно–щебенчатых корах выветривания, образующихся при физическом выветривании (кассiterит, золото, алмазы). Хими-

Таблица 3

Содержание (в г/м<sup>3</sup>) Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и колумбита в профиле коры выветривания

Компоненты	Лейкократовые граниты	Гидрослюдистая зона	Каолинит-гидрослюдистая зона	Каолинитовая зона	<i>K<sub>y</sub></i>
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,4	6,0	3,2	2,9	1,2
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	72,0	120,0	90,0	64,0	0,9
Колумбит	17,0	Нет данных	45,0	30,0	1,8

Таблица 4

Содержание (в г/м<sup>3</sup>) TiO<sub>2</sub> и ильменита в профиле коры выветривания

Компоненты	Зона выветривания				<i>K<sub>y</sub></i>
	амфиболиты	гидрослюдисто-гидрохлоритовая	каолинит-гидрослюдисто-гидрохлоритовая	окристо-каолинитовая	
TiO <sub>2</sub>	1200	6000	3600	5600	4,6
Ильменит	720	1300	450	30	0,04

ческое выветривание в полярных районах происходит, когда выветриванию подвергаются уже дезинтегрированные породы при воздействии на них некоторых низкомолекулярных кислот (уксусной, муравьиной и др.). Формирование типичных для почвы гуминовых и фульвокислот затруднено и осуществляется в ограниченных количествах. Проработанные коры выветривания, сохранившиеся в отдельных районах севера, как правило, имеют древний возраст. В современных условиях возможно незначительное гравитационное обогащение нижних горизонтов россыпи при высвобождении минералов из дезинтегрированных пород, когда на распределение минералов в элювии может оказывать влияние их удельный вес, при увеличении которого повышается концентрация минералов в предполовиковой части элювия. Промышленные россыпи в этом случае не образуются.

Суммируя изложенное, приходим к выводу, что формирование элювиальных россыпей возможно при следующих условиях.

1. Повышенное содержание россыпебобразующих минералов в субстрате и полное их высвобождение из выветривающихся материнских пород.

2. Наличие зрелой коры выветривания с зонами, для которых характерны определенные минеральные ассоциации (ряды).

3. Способность россыпебобразующих минералов выделяться в коллективные и селективные концентраты при гравитационном обогащении.

В последние годы элювиальные россыпи выдвигаются в число перспективных сырьевых источников минералов редких элементов, ильменита, рутила, кассiterита, апатита и других полезных иско-паемых. В связи с этим детальное изучение вещественного состава и условий формирования элювиальных россыпей является одной из основных задач при геологических исследованиях в районах развития кор выветривания.

УДК 549.621.98:549.641.23:551.311.231:552.323.6

В.П. АФАНАСЬЕВ, Н.Н. ЗИНЧУК, А.Д. ХАРЬКИВ,  
В.Н. СОКОЛОВ

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ МАНТИЙНЫХ МИНЕРАЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

На многих кимберлитовых трубках Якутии и Африки развита элювиальная кора выветривания. В Якутии большинство кимберлитовых трубок полностью перекрыты верхнепалеозойскими или мезозойскими осадочными толщами, реже пластовыми интрузиями траппов [3, 14, 19], под которыми зачастую находятся в различной степени выветрелые породы [15, 17 и др.]. Изученные нами разрезы коры выветривания кимберлитовых пород ряда трубок Якутии можно отнести к типу остаточной, локально распространенной коры выветривания без четко выраженной зональности по составу продуктов выветривания. В большинстве случаев можно лишь выделить кимберлиты разных стадий выветривания (слабо, умеренно и сильно выветрелые). Слабо выветрелые породы обычно полностью сохраняют структуру исходного кимберлита. В умеренно выветрелых реликтовые структуры кимберлитов и присутствующих в них различных ксенолитов сохраняются, но часто затушеваны развитием вторичных глинисто-железистых образований. В сильно выветрелых породах первичная структура кимберлитов практически не сохранилась. Породы этой стадии выветривания представлены преимущественно комковатыми глинистыми образованиями различной окраски, в основном зависящей от концентрации железистых соединений. В большинстве изученных раз-

резов сильно выветрелые породы тяготеют к верхним частям коры выветривания. Однако в отдельных случаях они отмечаются также и на значительных глубинах (до 100 м и более), что связано, по-видимому, с избирательным характером процессов выветривания и степенью трещиноватости кимберлитовых тел. Резкие различия в физических свойствах пород из таких разрезов обычно не наблюдаются. Отмечается лишь некоторое увеличение общей пористости пород (с 20 до 27%).

Проведенное нами комплексное изучение образцов довольно четко проявленной коры выветривания на одной из трубок Мало-Бортубинского района позволило выделить ряд зон по физическим свойствам пород и по их гранулометрическому и минеральному составу (фиг. 1). В процессе выветривания кимберлитов постепенно уменьшается объемный вес (с 2,60 до 1,50 г/см<sup>3</sup>) и резко увеличивается общая пористость пород (с 7 до 49%). В то же время удельный вес пород изменяется в незначительных пределах (2,50–2,70 г/см<sup>2</sup>).

Вверх по разрезу также возрастает количество пелитовой составляющей (фракции <0,001 мм), достигающее в верхних горизонтах 90% объема породы. В составе легкой фракции постоянно присутствуют в разной степени измененные (особенно в верхних частях разрезов) зерна кварца и полевых шпатов, основными источниками которых являются, по-видимому, обломки осадочных пород. Доминирующее значение (до 60–80% объема фракции) принадлежит слюдисто-глинистым и глинисто-железистым агрегатам. В верхних горизонтах обычно увеличивается содержание обломков осадочных пород. В процессе выветривания кимберлитовых пород флогопит почти полностью замещается вторичными образованиями вермикулита и хлорита, причем степень изменения слюды и направленность замещения ее вторичными продуктами зависят как от степени выветрелости исходных пород, так и от геохимической обстановки в коре выветривания кимберлитов [8].

Среди минералов–спутников алмаза в образцах коры выветривания кимберлитов обычно доминируют пикроильменит и гранаты, отношение которых изменяется в зависимости от степени выветрелости материнских пород (см. фиг. 1). В верхних горизонтах зоны дезинтеграции отмечена значительная лейкоксенизация пикроильменита, как правило, увеличивающаяся в образцах зоны гидролиза и выщелачивания. Вверх по разрезу коры выветривания кимберлитов в зависимости от степени химического преобразования пород значительно уменьшается содержание пиропа, что отмечалось и ранее [15]. Количество других, весьма устойчивых минералов (циркона, турмалина, сфена, рутила и др.) в сумме редко превышает 10%, и распределение их по разрезу довольно равномерное. В составе аутогенного комплекса минералов тяжелой фракции обычно доминируют гидроокислы железа (гетит, гидрогетит, гематит). В ряде разрезов в верхних горизонтах увеличивается содержание сидерита и пирита. Концентрация барита редко превышает 5–10%.

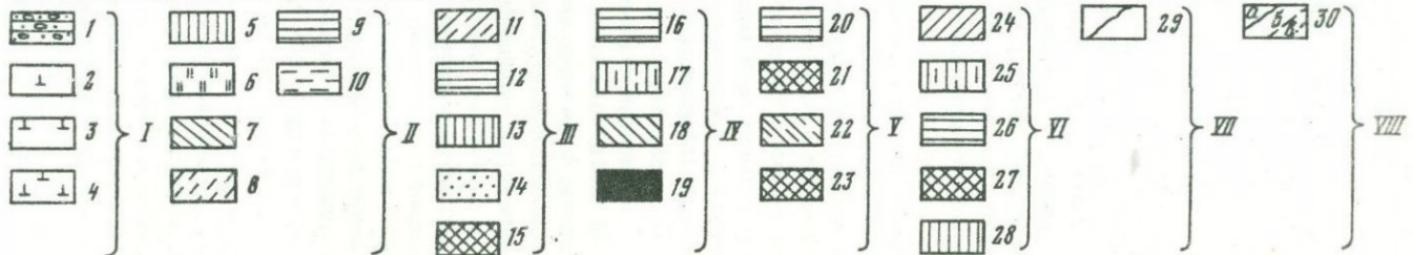
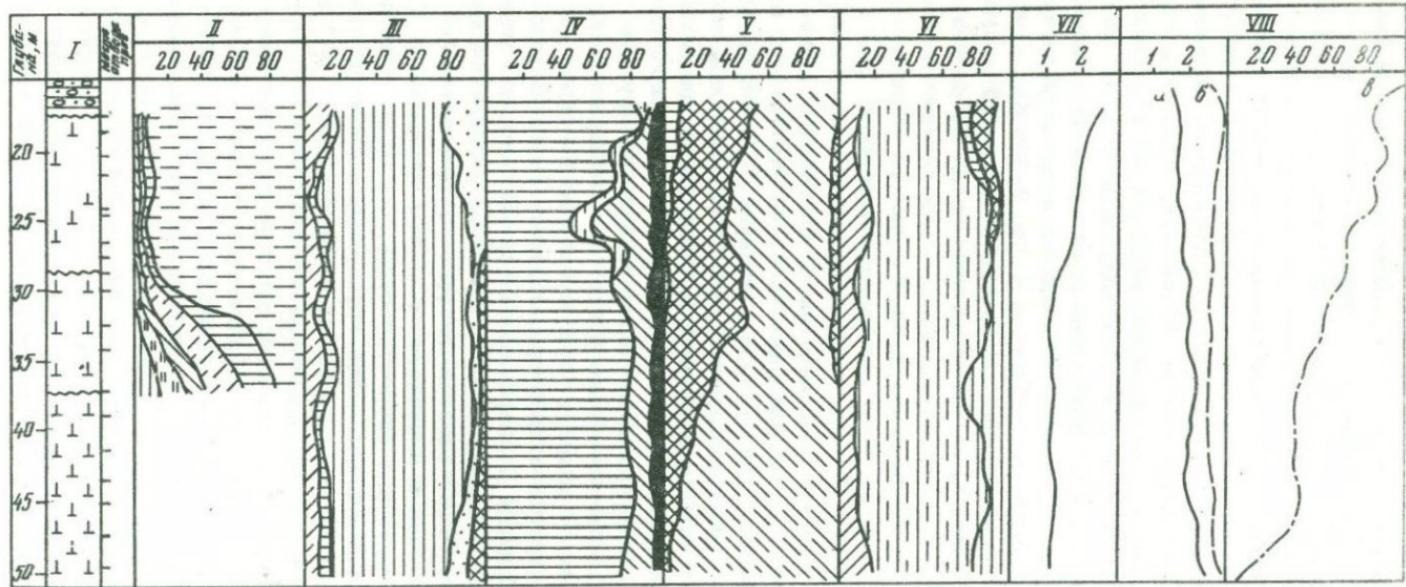
При выветривании кимберлитовых пород Якутии и Африки за счет разложения серпентина, флогопита и других минералов увеличивается количество слоистых силикатов, главным образом монтмориллонита, монтмориллонит-гидрослюдистых смешанно-слойных образований, магнезиального и железисто-магнезиального хлорита, вермикулита [9, 12]. В продуктах выветривания кимберлитов преобладают монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанно-слойные образования (см. фиг. 1). В подчиненном количестве присутствуют гидрослюда и хлорит. В верхних горизонтах коры выветривания кимберлитовых пород нередко увеличивается количество плохо упорядоченного каолинита и метагаллуазита. В этом же направлении практически во всех изученных нами разрезах изменяется отношение интенсивностей основных базальных отражений диоктаздрической гидрослюды (особенно рефлексов 10 и 5 Å). Как видно на фиг. 1, отношение интенсивностей первого и второго базальных отражений гидрослюды постепенно увеличивается вверх по разрезу, что позволяет использовать эту закономерность для характеристики степени выветрелости кимберлитовых пород. Ранее эта особенность гидрослюды использовалась другими исследователями [1 и др.] при характеристике степени выветрелости пород другого состава.

Исследования последних лет показали значительную неустойчивость в коре выветривания кимберлитовых пород сопутствующих алмазу пиропа, пикроильменита, пироксенов и оливина [2]. Оливин и пироксены практически полностью замещаются вторичными образованиями (серпентином и монтмориллонитом), сильно корродируются гранаты пиропового ряда, несколько меньше изменяется пикроильменит, достоверные изменения хромшпинелидов пока не обнаружены.

Более детально процессы изменения реликтовых минералов кимберлитов изучались нами по разрезу коры выветривания одной из кимберлитовых трубок, кратко охарактеризованному выше. Закономерности изменения пиропов и пикроильменитов исследованы методами растровой электронной микроскопии, оптико-микроскопическими и рентгеновскими, а также экспериментально путем травления минералов-спутников алмаза в плавиковой и серной кислотах.

По химическим и структурно-энергетическим свойствам минералы-спутники алмаза представляют собой группу наиболее глубинных парагенезисов. Термодинамические пределы их устойчивости по температуре – до 1200°С и по давлению – до 40 кбар, что обеспечивает возможность их широкой изоморфной смесимости. Специфические условия генезиса и эволюции кимберлитового расплава до момента становления кимберлитовой трубки определяют для всех без исключения первичных минералов кимберлитов высокую дефектность структуры. Поскольку дефектность обуславливает существенные черты выветривания минералов-спутников алмаза, на ней следует остановиться подробнее.

Для пиропа характерно блоковое строение кристаллов. Структурное травление полированных поверхностей овальных зерен пиропа показало существование эпигенетической зональности по степени



дефектности структуры – более дефектной по периферии и совершенной в ядре. Зональность четко выражена у наиболее глубинных пиропов различных оттенков фиолетового цвета, а у менее глубинных оранжевых пиропов она часто не прослеживается. Для последних характерны блоковое строение и повышенная дефектность всего зерна. В целом дефектность повышается в ряду фиолетовые – красные – оранжевые пиропы. В редких случаях встречаются пиропы с полосами пластической деформации. В кимберлитах практически отсутствуют зерна пиропа, не трещиноватые в той или иной степени; степень трещиноватости увеличивается от фиолетовых пиропов к оранжевым и связана с их изменениями в постмагматическую стадию. Дефектность повышают также структуры распада твердого раствора, сингенетические включения хромита, пикроильменита, оливина, пироксена и др., создающие в матрице вокруг себя поле напряжений за счет разницы коэффициентов термического расширения [2, 21].

Пикроильменит, являющийся одним из самых распространенных минералов кимберлитов, парагенетически связан с оранжевыми пиропами и характеризуется чрезвычайно высокой дефектностью структуры. На лауэграммах это выражается в значительном астеризме рефлексов. Анишлифы в отраженном поляризованном свете показывают волнистое погасание. Обладая избыточной энергией, связанной с дефектами структуры, часть зерен пикроильменита в благоприятных условиях проходит рекристаллизацию, в результате которой об-

Фиг. 1. Литологический разрез образований верхних горизонтов одной из кимберлитовых трубок Мало-Ботуобинского района

I – литологическая колонка: 1 – перекрывающие трубку песчано-гравийно-галечные образования плинсбахского яруса ( $J_{1p}$ ), 2 – сильно выветрелые кимберлиты, 3 – дезинтегрированные кимберлиты, 4 – очень плотные кимберлиты; II – гранулометрический состав (в %) пород (размеры фракций – в мм): 5 –  $>0,5$ , 6 – 0,5–0,25, 7 – 0,25–0,1, 8 – 0,1–0,05, 9 – 0,05–0,01, 10 –  $<0,01$ ; III – минеральный состав (в %) легкой фракции (0,1–0,05 мм): 11 – кварц, 12 – полевые шпаты, 13 – слюдисто-глинистые и глинисто-железистые агрегаты, 14 – обломки пород, 15 – слюды; IV – состав первичных минералов (в %) тяжелой фракции (0,1–0,05 мм): 16 – пикроильменит, 17 – лейкоксен, 18 – гранаты, 19 – другие весьма устойчивые минералы (циркон, турмалин, сфен, рутил и др.); V – минеральный состав (в %) аутигенной части тяжелой фракции (0,1–0,05 мм): 20 – пирит, 21 – сидерит, 22 – гидроокислы железа (гематит, гидрогематит, гематит), 23 – барит; VI – минеральный состав (в %) фракции  $<0,001$  мм: 24 – гидрослюды, 25 – монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанно-слойные образования, 26 – каолинит, 27 – метагаллуазит, 28 – хлорит; VII – 29 – отношение I ( $10 \text{ \AA}$ ):II ( $5 \text{ \AA}$ ); VIII – 30 – физические свойства выветрелых кимберлитов: а – объемный вес (в  $\text{г}/\text{см}^3$ ), б – удельный вес (в  $\text{г}/\text{см}^2$ ), в – пористость (в %)

разуется равновесный агрегат бездефектных зерен; этот процесс редко доходит до конца, и чаще встречаются разнозернистые агрегаты со сложными межзерновыми границами. Межзерновые границы являются местом концентрации всех возможных в кристаллах дефектов и потому обладают избыточной энергией. К дефектам структуры пикроильменита следует также отнести структуры распада твердого раствора и включения иных фаз.

В зоне гипергенеза, где условия для объемной диффузии практически отсутствуют, на первый план выступают диффузионные явления, связанные с дефектами и несовершенствами кристаллической решетки, поскольку энергия активации диффузии по ним значительно ниже, чем энергия активации объемной диффузии [4, 6]. Одно- и двумерные дефекты кристаллической решетки, в меньшей мере поля напряжения вокруг трехмерных дефектов служат проводниками вещества минерала в окружающую среду. Эта диффузия и определяет морфологию коррозионных поверхностей: каналы и щели травления, впадины и каверны, положительный блоковый рельеф, образующийся при проплавлении границ между блоками, и др.

Выветривание пиропов. Характернейшей особенностью пиропов в процессе выветривания является образование трихитических (воло-соподобных) каналов травления [20–22] и более крупных клиновидных впадин (фиг. 2, а, б, см. в конце книги). Они являются одномерными нарушениями структуры – дислокациями и благодаря избыточной энергии обеспечивают повышенную миграцию вещества кристалла по ним. Клиновидные впадины всегда одиночны; трихитические каналы образуют в поверхностном слое кристалла спутанную сеть, настолько густую, что у некоторых разновидностей выветрелых пиропов поверхность становится белесой, как бы выщветает. Их образование связывается нами с процессами полигонизации при отжиге в магматическом расплаве; эти процессы приводят к преимущественной концентрации дислокаций в периферической части овальных зерен пиропа, внутренняя же часть остается малодефектной. Такая зональность отчетливо проявляется на гранатах из коры выветривания кимберлитов, когда коррозии подвергается поперечный скол. Трихитические каналы, соответствующие дислокациям, декорируют малоугловые границы между блоками.

Другой характерной особенностью выветривания является коррозионное растрескивание, связанное с адсорбционным понижением прочности (эффект Ребиндера) и обеспечиваемое поверхностью-активными органическими веществами [4, 10]. Гранаты в коре выветривания более трещиноваты, чем в плотном кимберлите, значительная часть их переходит в мелкие классы. Эффект Ребиндера вносит существенный вклад в самопроизвольную диспергиацию пиропов в процессе выветривания, увеличение же удельной поверхности ведет к возрастанию темпов выветривания [4, 5, 10, 11]. Это приводит к резкому возрастанию количества пиропов в классе ( $-0,1$ ) – ( $+0,05$ ) мм в образцах из нижней части коры выветривания; вверх по разрезу, по мере возрастания выветрелости пород, их

Соотношение цветовых разновидностей пиропа в плотном и выветрелом кимберлите (в %)

Тип породы	Класс крупности, мм					
	(-2) - (+1)			(-1) - (+0,5)		
	оранжевые	красные	фиолетовые	оранжевые	красные	фиолетовые
Плотный кимберлит	9,59	8,22	82,19	8,88	3,12	88,00
Выветрелый кимберлит	1,69	1,01	97,30	3,05	3,05	93,90

количество быстро убывает в связи с интенсивным растворением диспергированных зерен (см. фиг. 1). Кроме того, эффект Ребиндерса по-разному проявляется в разных генетических группах пиропа. Зональные фиолетовые гранаты как бы шелушатся, сбрасывая с себя дефектную оболочку; существенный вклад в ее разрушение вносит развитие трихитических каналов. В результате обнажается устойчивое к процессам выветривания малодефектное ядро. Оранжевые гранаты разбиваются серией трещин на разновеликие блоки, шелушение поверхности для них менее характерно. Интересно, что трещины и сколы, образующиеся под влиянием адсорбционного понижения прочности, по морфологии неотличимы от механических.

Коррозионное растрескивание, параллельно с развитием трихитических и клиновидных впадин, определяет начальные этапы выветривания пиропов, характеризующиеся существенным снижением их избыточной энергии по отношению к среде. После удаления наиболее дефектных объемов кристаллов оставшиеся части оказываются более устойчивыми к выветриванию [2, 16], и их эволюция идет по пути образования равновесных форм растворения — кубоидов (см. фиг. 2, а). Поверхность кубоидов обычно имеет каплевидный, бугорчатый, пирамидальный рельеф, подчеркивающий блоковое строение кубоида. Однако углы разориентации между блоками весьма малы, и соответственно энергия активации диффузии по ним велика; это обеспечивает устойчивость формы кубоидов в процессе выветривания. Лишь в редких случаях по границам между блоками проравливаются узкие щели (см. фиг. 2, г). Повышенная дефектность оранжевых пиропов и более равномерное распределение дислокаций в объеме кристалла делают их менее устойчивыми к выветриванию, чем фиолетовые и красные, что приводит к обеднению ими цветовой гаммы пиропов в коре выветривания охарактеризованной выше трубки по сравнению с неизмененным кимберлитом (см. таблицу). Травление пиропов в плавиковой кислоте с контролем потери веса также показало меньшую устойчивость оранжевых гранатов.

Выветривание пикроильменитов. Благодаря значительно большей устойчивости к агентам выветривания зерна пикроильменита корродируются незначительно, и коррозионный рельеф можно заметить лишь по суммарному отблеску от поверхностей, близких к пинакоиду. Вследствие весьма высокой дефектности большинства зерен пикроильменита коррозионный рельеф хаотичный, особенно в поясе тройной оси (см. фиг. 2, *δ*); здесь развивается контрастный кавернозный рельеф, при интенсивном развитии напоминающий наездак. Поверхности, близкие к пинакоиду, более устойчивы к коррозии; на них образуются пологие овальные или тригональные впадины (см. фиг. 2, *ε*). Такая картина травления подчеркивает анизотропность распределения дислокаций и концентрирование их в слоях, параллельных пинакоиду. Эффект адсорбционного понижения прочности приводит к скальванию с поверхности зерен тончайших чешуек.

Несколько иначе ведут себя рекристаллизованные агрегаты пикроильменита. Освободившись в процессе рекристаллизации от дислокаций, зерна агрегата приобрели совершенную структуру [7]. В процессе выветривания такие зерна корродируются равномерно, слабо; коррозионный рельеф четкий, отражающий симметрию поверхности, на которой он развит, скульптуры распределены равномерно. Поскольку большая часть избыточной энергии связана с межзерновыми границами, именно здесь и проявляется в основном действие факторов выветривания, в первую очередь адсорбционного понижения прочности [10]. Агрегаты пикроильменита, таким образом, в процессе выветривания менее устойчивы, чем монолитные кристаллы. Помимо этого, устойчивость пикроильменита существенно зависит от размеров зерен. В классах крупности  $< 0,1$  мм в образцах из нижней части коры выветривания обычно (см. фиг. 1) появляется лейкоксен, развитый по пикроильмениту; в верхних горизонтах коры выветривания количество его увеличивается, достигая 15%.

Как уже упоминалось, пикроильменит в процессе выветривания более устойчив, чем пироп. Поэтому образования коры выветривания обогащены пикроильменитом и обеднены пиропом по сравнению с плотным кимберлитом [13, 15].

Влияние геохимии среды на выветривание минералов-спутников алмаза практически не изучено. В этом плане можно высказать лишь некоторые предварительные соображения. Отмечены некоторые отличия морфологии коррозионных поверхностей пиропов из верхнепалеозойских и мезозойских продуктов переотложения кор выветривания Мало-Ботубинского района. Для пиропов из верхнепалеозойских отложений характерна менее интенсивная коррозия; менее развиты трихитические каналы, слабее проявлен эффект Ребиндера. Характерными чертами пиропов из мезозойских отложений являются широкое развитие трихитических и клиновидных каналов, сильная коррозионная трещиноватость.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о различной и невысокой устойчивости мантийных минералов-спутников алмаза в корах выветривания кимберлитовых пород. Основные первич-

ные минералы кимберлитов по степени возрастания устойчивости образуют ряд: пироксены – оливин – пироп – пикроильменит – хромшпинелиды; устойчивость в этом ряду связана со структурно-энергетическими особенностями минералов. Устойчивость различных генетических групп одного минерала определяется степенью и характером дефектности структуры. Выветривание в основном происходит путем диффузионного выноса вещества по дислокациям и дислокационным межблоковым границам, так как для них энергия активации значительно понижена. Широко развиты явления адсорбционного понижения прочности, приводящего к диспергации вещества кристалла и соответственно к повышению темпов выветривания. В ряду фиолетовые – красные – оранжевые пиропы степень дефектности повышается от начала к концу, и соответственно понижается устойчивость в процессах выветривания; поэтому цветовая гамма пиропов в коре выветривания обогащена фиолетовыми гранатами. Среди пикроильменитов менее устойчивы агрегатные зерна. Повышенная устойчивость пикроильменита и хромшпинелидов относительно пиропа приводит к изменению их соотношения в пользу рудных минералов в коре выветривания по сравнению с невыветрелым кимберлитом.

Некоторые различия в морфологии пиропов из разновозрастных отложений, обогащенных продуктами перемыва и переотложения древних кор выветривания, свидетельствуют о влиянии геохимии среды на характер процессов выветривания, однако формы этого влияния требуют дальнейшего изучения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971.
2. Афанасьев В.П., Харькив А.Д., Белик Ю.П. Морфология и генезис скользутизованных гранатов из кимберлитовых пород Якутии. – Геол. и геофиз., 1976, № 10.
3. Богатых И.Я. Новые данные о динамическом воздействии траппов на кимберлитовые тела. – Докл. АН СССР, 1976, 226, № 1.
4. Гегузин Я.Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М.: Наука, 1974.
5. Гинзбург И.И., Беляцкий В.В., Матвеева Л.А. и др. Разложение минералов органическими кислотами. – В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968.
6. Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
7. Жабин А.Г., Харченков А.Г. Равновесная структура мономинерального агрегата. – В кн.: Кристаллография и минералогия. Л., 1972.
8. Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Котельников Д.Д. Флогопиты и генетически связанные с ними хлориты и вермикулиты из кимберлитов Якутии. – В кн.: Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., 1976.
9. Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Котельников Д.Д. и др. Сравнительная характеристика глинистых минералов из кор выветривания кимбер-

- литов : Якутии и Лесной Гвинеи. – В кн.: Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., 1976.
10. Куковский Е.Г., Принципы механизма выветривания. – В кн.: Минералогия осадочных образований. Киев: Наукова думка, 1976, № 3.
11. Матвеева Л.А. Экспериментальное и теоретическое обоснование механизма взаимодействия воды с породой при выветривании. – В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
12. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальные типы кор выветривания на кимберлитах Западной Африки. – В кн.: Геология и минералогия коры выветривания. М.: Наука, 1970.
- 13 Рожков И.С., Харькив А.Д., Мельник Ю.М. Древняя кора выветривания кимберлитовых пород трубы Им. XXIII съезда КПСС' (Якутия). – Докл. АН СССР, 1969, 188, № 5.
14. Харькив А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района. – Геол. и геофиз., 1967, № 4.
15. Харькив А.Д., Мельник Ю.М. Древняя кора выветривания кимберлитовых пород трубы Им. XXIII съезда КПСС (Мало-Ботуобинский алмазоносный район). – В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.
16. Харькив А.Д., Белик Ю.П., Илупин И.П. О находке "кубоидов" на Сибирской платформе. – Геол. и геофиз., 1970, № 7.
17. Шамшина Э.А., Михалев Г.П. Кора выветривания на кимберлитовых породах Далдыно-Алакитского района. – В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.
18. Шварцев С.А. Факторы, контролирующие геохимическую направленность выветривания горных пород. – В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
19. Щукин В.Н., Харькив А.Д., Борис Е.И. Об открытии новой алмазоносной трубы в Мало-Ботуобинском районе. – Докл. АН СССР, 1967, 167, № 7.
20. Bauer J., Hrichova R. Corrosion phenomena on garnets of the peridotites of the Bohemian massif and their origin. – Kristallnukum, 1966, N 4.
21. Carstens H. Dislocation structures in pyropes from Norwegian garnet peridotites. – Contr. Miner., Petrol., 1969, 24.
22. Hrichova R. Study of corrosion on garnets. – Sci. Pap. Inst. Chem. Technol. Prague, 1969, 8.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

УДК 553.492.1:551.583.7(574)

Л.И. КИСЕЛЕВ, З.К. ПОНОМАРЕНКО, А.Х. КАЛЬМЕНЕВА  
Ш.Ж. БАХТЕЕВ

### ПАЛЕОЛАНДШАФТНАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОВ В КАЗАХСТАНЕ

Образование латеритных кор выветривания и связанных с ними месторождений платформенных бокситов Казахстана совпадало с периодами континентального развития. Известно, что геологические процессы на суше тесно связаны с климатом, тектонической обстановкой, строением и составом пород фундамента. Эти факторы предопределили характер палеорельефа, особенности строения почв, литологический и минеральный состав осадочных толщ, образовавшихся за счет разрушения и переотложения пород фундамента и элювия на них, набор фитоценозов, т.е. все то, что характеризует природную среду, или, иными словами, палеоландшафты.

Для реконструкции ландшафтов прошлого был использован ряд признаков. Показателями палеоклиматических условий явились минеральные ассоциации пород и комплексы растительных группировок (по спорово-пыльцевым данным). При этом предполагалось, что накоплению того или иного горизонта осадочного чехла в области аккумуляции соответствует совпадающий во времени размыв пород в области эрозии и денудации. В связи с этим естественно, что минеральная характеристика глин и терригенных компонентов в области осаждения в общих чертах соответствует составу разрушаемых пород на суше. Аутигенная минеральная ассоциация характеризует условия захоронения осадков и их преобразования в зависимости от особенностей водоемов, климата, растительности и животного мира. Эти представления нашли отражение в работах Н.М.Страхова [11], В.М.Синицына [9, 10], В.П.Казаринова [3] и др.

О строении пород фундамента можно судить по геологической карте со снятым покровом элювия, меловых и более молодых отложений. Анализ тектонической обстановки проводился на основании гравиуметрического состава меловых отложений, гипсометрического положения опорных горизонтов осадочных толщ, а в областях, ли-

шенных осадочного чехла, – по положению поверхностей выравнивания. Для анализа тектонической обстановки платформенных областей хорошие результаты дали морфометрические построения.

Составленные чами палеоландшафтные карты охватывают северную часть Тургайского прогиба, Мугоджары и Кокчетавское поднятие. На этой территории в меловое время существовали три этапа образования латеритных кор выветривания и связанных с ними залежей бокситов – апт–среднеальбский, верхнеальбский – нижнетуронский и верхнетурон–сенонский, для каждого из которых составлена отдельная карта<sup>1</sup>. В основу их были положены литолого–фаунистические карты. Вполне определенное положение в палеоландшафтах заняли горно–хвойные, хвойно–папоротниковые и лиственочно–хвойные пески, кустарниковые формации и болотные ассоциации, что позволило высказать предположение о степени увлажнения того или иного участка суши, характере почв и температуре среды, в которой происходили экзогенные процессы.

В апт–среднеальбский этап формирование латеритных кор выветривания и бокситонакопление (фиг. 1) происходили на южной оконечности Урала, где выделяются следующие крупные палеоландшафтные области: море, приморские, аллювиальные и холмистые равнины, низкогорье.

После регрессии, наблюдавшейся в поздненеокомское время, наступил период обширной морской трансгрессии. Море в апте и раннем альбе покрывало Подуральское плато, почти всю территорию Актюбинского Приуралья и заливами вдавалось в пределы Западного Примугоджарья. Оно было мелководным, о чем свидетельствуют фауна и обилие в палинокомплексах прибрежно–морского микрофитопланктона. Здесь в условиях мелкого шельфа накапливались песчано–глинистые осадки. Большая часть территории, не занятой морем, представляла собой обширные аккумулятивные равнины, переходящие ближе к Мугоджарам в холмистые. Основным типом растительности были хвойно–папоротниковые леса, а на разреженных участках и водораздельных пространствах росли гинкговые и цикадовые. На наиболее пониженных участках аллювиальных равнин существовал озерно–болотный ландшафт. В пределах холмистых равнин находилось зарастающее возвышенное плато.

В юго–западной части Тургайского прогиба и к востоку от линии Караболакского разлома также существовала холмистая равнина. Пологие склоны ее покрывали хвойно–папоротниковые леса, состоящие из сосны, ели с подлеском из схициевых, диксониевых и циатейных. В местах перехода холмистых равнин в низменные существовал ландшафт редколесья из хвойных пород с небольшим участием папоротников. Здесь же, видимо, селились и растения, продуцирующие споры *Asbeckiasporites*. Они обычно повсеместно сопутствуют мес-

<sup>1</sup> Позднетриасовая и позднеюрская эпохи латеритного выветривания в настоящей статье не рассматриваются.

торождениям бокситов Мугоджарского района. Мугоджары и Орь-Илекская возвышенность представляли собой низкие горы, где шло формирование мощной коры выветривания латеритного типа. Они были покрыты хвойными лесами из ногоплодников, дакридиумов, араукариевых и кедра с участием хвойных.

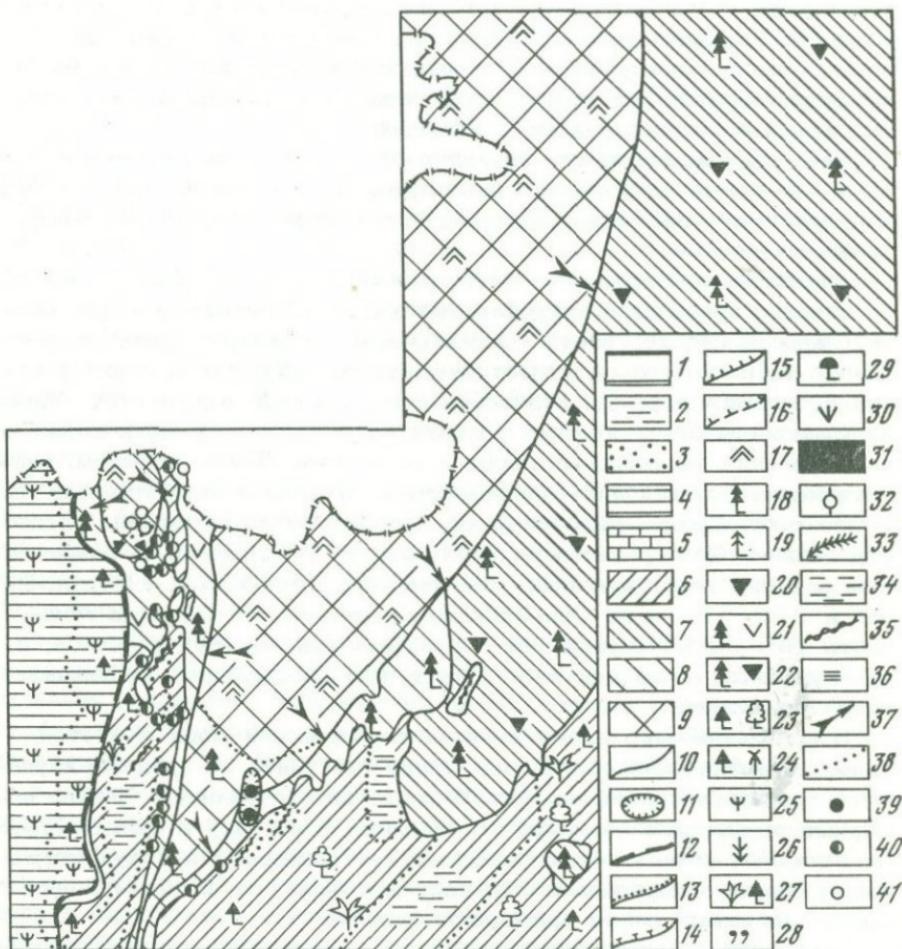
Районы северной части Тургайского прогиба и Кокчетавской глыбы в это время были значительно приподняты и представляли собой холмистые денудационные возвышенности, покрытые, по-видимому, хвойными лесами.

Анализ палинофлоры алт-раннеальбского времени показал, что ее составе преобладал гигрофильный элемент. Развитию такой растительности способствовали климатические условия. Климат был близок к тропическому, что подтверждается обилием древесных пород и большим видовым разнообразием растений. Кроме того, показателем палеоклиматических условий является и наличие в корах выветривания характерных пород и минералов. Таким образом, климатические условия алт-раннеальбского времени способствовали развитию мощной коры выветривания, которая имела площадное распространение и была развита на всех породах фундамента. В современном рельфе она сохранилась на отметках 160–300 м в Мугоджах и 300–510 м на Орь-Илекском поднятии. Наибольшую мощность (40–60 м) кора имеет в пределах приподнятых участков, а на опущенных – она или отсутствует, или представлена маломощной зоной гидратации [4].

В среднеальбское время в связи с регрессией моря меняется палеогеографическая обстановка. Море отступило за пределы изучаемой территории на запад. Освободившиеся пространства заняли обширные приморские равнины, переходящие к востоку в аллювиальные. На песчаных почвах начали селиться кустарниковые и полукустарниковые формы кипарисовых. Эти растения были, по-видимому, первыми, заселившими почвы приморских равнин.

С востока к приморскому пляжу примыкала аккумулятивная равнина шириной 20–55 км. От уровня моря она полого вздымалась в восточном направлении до отметок 150–200 м, а за линией Западно-Мугоджарского разлома переходила в мелкосопочник и низкогорье Мугоджар. На ней произрастали хвойно-папоротниковые леса из представителей сосновых, древесных форм кипарисовых, с участием мелколистенных цветковых растений. Среди папоротников были широко распространены схизейные, диксониевые, птеридиевые и шиатейные. Сохранились площади озерно-болотных фаций, что подтверждается и резким сокращением в палинокомплексах гигрофильного элемента. Берега озер и водоемов заселяли глейхениевые с участием ужовниковых и кочедыжниковых.

В местах перехода аккумулятивной равнины в холмистую и далее в мелкосопочник существовал ландшафт на пролювиально-делювиальном шлейфе элювиированных обломочных пород. Шлейф шириной 5–10 км сложен разноцветными каолинитовыми глинами с подчиненными линзами песков, углистых и бобовых бокситов. Послед-



Фиг. 1. Палеоландшафтная карта апт-среднеальбского этапа бокситонакопления южной оконечности Урала и Тургайского прогиба

Элементы палеогеографии и геоморфологии: 1 - море; 2 - залив, лагуна; 3 - пресное озеро; 4 - морская обстановка в начале этапа сменяется континентальной обстановкой в конце его; 5 - континентальная обстановка в начале этапа сменяется морской обстановкой в конце его; 6 - низменная равнина; 7 - холмистая равнина; 8 - плато; 9 - низкие и средние горы; 10 - границы палеогеографических зон; 11 - площади распространения (вне масштаба) сохранившихся от размыва континентальных пролювиально-делявиальных отложений в карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях (глины, каолинитовые глины, бокситы, переотложенные продукты коры выветривания); 12-16 - граница моря (штрихи в сторону моря): 12 - апт-нижнеальбского, 13 - сеноманского, 14 - туронского, 15 - верхнетуронско-сантоńskiego, 16 - маастрихтского

Растительные сообщества: 17 - леса из подокарпса, дакридиума и араукариевых с участием древних хвойных; 18 - хвойные леса из

## Окончание подписи к фиг. 1

ели и сосны с участием древних хвойных; 19 - кедрово-сосновые леса; 20 - заросли из *Sciadopitys*; 21 - хвойно-папоротниковые леса; 22 - предполагаемые хвойные леса; 23 - лиственno-хвойные леса с участием мелколиственных покрытосемянных; 24 - лиственno-хвойные леса с участием платанов и других широколиственных пород; 25 - заросли кипарисовых; 26 - заросли гнетовых; 27 - хвойные леса с участием гинкговых и цикадовых; 28 - лиственno-хвойные леса с участием *Pinus aralica*; 29 - смешанные леса из сосны и представителей семейств буковых, гамамелиевых и др.; 30 - заросли из *Trudopollis*, *Vacuopollis*, *Jothanipollis*, *Plicapollis*; 31 - заросли хейролепидиевых; 32 - заросли папоротников; 33 - заболоченные таксодиевые леса; 34 - болотные ассоциации из таксодиевых, глэхениевых и сфагновых мхов; 35 - монодоминантные заросли глэхениевых папоротников; 36 - заросли кочедыжниковых, глэхениевых, альзофиловых и кониоптерисовых во влажных низменных лесах.

Прочие обозначения: 37 - главные направления сноса обломочного материала; 38 - предполагаемая граница растительных ассоциаций; 39-41 - морфологические типы месторождений и рудопроявлений бокситов: 39 - карстовые, 40 - пластовые, 41 - латеритные

---

ние занимают самое крайнее восточное положение и не распространяются далее чем на 2-3 км от выступов фундамента. Непосредственно в местах сочленения аллювиальной равнины с холмистой формировались залежи бокситов с обломочно-бобовой структурой пластового типа.

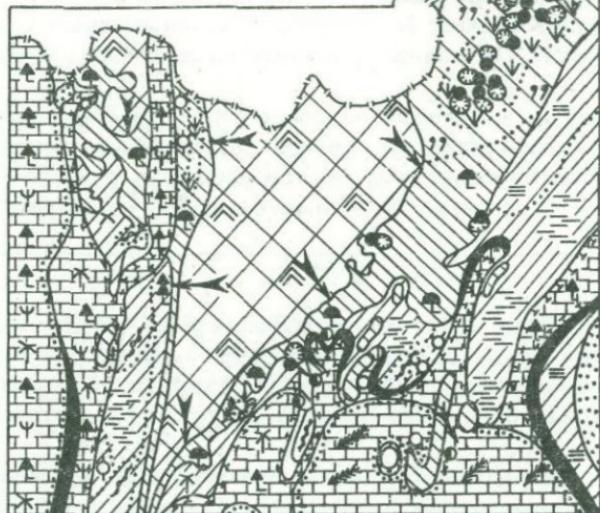
На юго-восточном обрамлении Мугоджар аллювиальная равнина была вытянута в северо-восточном направлении и имела ширину 40-100 км. В ее пределах наблюдались островные участки холмистой денудационной равнины с выходами пород фундамента. Они служили местными областями формирования кор выветривания и источниками образования элювиальных и склоновых залежей бокситов. На холмистых равнинах произрастали хвойные леса из сосны и ели с незначительным участием древних хвойных и кедра. На закарстованных возвышенных плато накопление бокситов происходило на ограниченных площадях отдельных карстовых форм.

Мугоджары и Орь-Илекская возвышенность по-прежнему были областями корообразования, сохраняя прежний облик растительных ассоциаций.

Таким образом, латеритные коры выветривания и связанные с ними залежи бокситов по обрамлению Мугоджар формировались на суще на расстоянии 15-120 км от береговой линии моря и приурочены к ландшафту низкогорий и плато с выходами пород фундамента. Анализируя состав растительности, авторы пришли к выводу, что в альте - среднем альбе в Западном Казахстане существовал жаркий

Фиг. 2. Палеоландшафтная карта верхнеальб-нижнетуронского этапа бокситоакопления южной оконечности Урала и Турагайского прогиба

Условные обозначения те же, что на фиг. 1



влажный климат, пришедший на смену аридному, господствовавшему в позднеюрское и неокомское времена.

Палеоландшафтная обстановка верхнеальб-нижнетуронского этапа формирования латеритных кор выветривания и бокситоакопления (фиг. 2) напоминала апт-среднеальбскую, однако участки бокситоакопления сместились севернее, в пределы западной и центральной частей Турагайского прогиба. Это смещение обусловлено общим опусканием территории и перераспределением границ моря и суши. Море занимало Западное Примугоджарье, Челкарский прогиб и Юго-Западный Турагай, а в начале турона оно расширило свои границы, особенно в Турагайском прогибе. Трангрессия теплого Русского моря способствовала появлению ксерофильных хвойных — хейролепидиевых, кипарисовых, которые образовывали заросли по морскому побережью. Аллювиальные равнины покрывались лиственно-хвойными лесами, в составе которых значительное место принадлежало широколиственным

покрытосемянным, в том числе платаном. Западно-Сибирское море также значительно расширило свои границы и заняло часть ранее существовавшей аллювиальной равнины на севере Тургайского прогиба.

Пониженные участки аккумулятивных равнин были заняты озерно-болотным ландшафтом. По берегам озер и болот росли болотный кипарис, глейхениевые папоротники и кочедыжниковые, а на слабо дренируемых почвах — сфагновые мхи.

В тургайском прогибе по западной периферии аккумулятивной равнины нами выделена низменная равнина, которая была занята хвойно-лиственными лесами с представителями широколиственных покрытосемянных. В сторону Мугоджарского низкогорья она переходила в холмистую приподнятую равнину, на которой находилось Западно-Тургайское закарстованное возвышенное плато шириной 70–100 км. В современном рельфе поверхность плато наклонена на восток и снижается от абсолютных отметок 240–220 м до 120 м. В пределах закарстованного возвышенного плато росли лиственно-хвойные леса. В период временного заболачивания по склонам карстовых депрессий селились травянистые растения, продуцировавшие пыльцу *Gothanipollis*. Пыльца их весьма характерна для месторождений бокситов карстового типа.

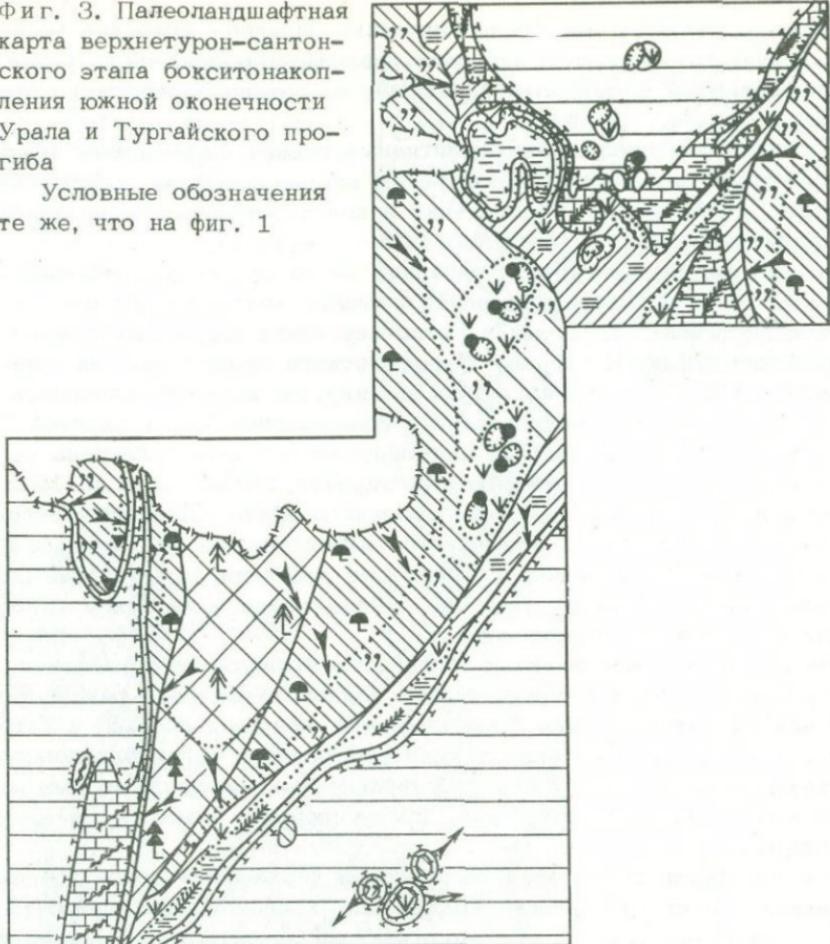
Низкогорные расчлененные ландшафты продолжали оставаться в Мугоджахах, на восточном склоне Южного Урала и в районе Кокчетавского поднятия. Они были покрыты хвойными лесами, в которых основной фон составляли кедр совместно с ногоплодниками и араукариевыми. К югу эта растительность сменилась лесами из сосновых с участием растений, продуцирующих пыльцу *Gnetaceae-pollenites*.

По периферии низкогорья палинофлора верхнеальб-нижнетуронского этапа характеризовалась обилием широколиственного элемента среди покрытосемянных, что указывает на значительное увлажнение. Однако в конце сеномана — начале турона с юго-запада приблизилась зона аридного климата, что способствовало продвижению ксерофильных элементов на север. В целом климат верхнеальбской — нижнетуронской эпохи корообразования был близок к тропическому.

Ландшафты верхнетурон-сенонского этапа корообразования показаны на фиг. 3, 4. В пределах Тургайского прогиба этот этап завершился в сantonский век, а по обрамлению Кокчетавской глыбы благоприятные для корообразования и бокситонакопления условия продолжались до конца сенона (см. фиг. 4). В это время продолжалось опускание суши. Под уровень моря погрузились большая часть Орь-Илекской возвышенности, частично Мугоджары и Зауралье, южная половина Тургайского прогиба. Западно-Сибирское море с севера и северо-запада окаймляло Кокчетавское поднятие. Изменился и состав морских отложений. К западу от Мугоджар накапливались мел, мергели, глауконит-кварцевые пески с желваками фосфоритов. На севере Тургайского прогиба в Западно-Сибирском море формировались песчано-глинистые отложения с залежами железных руд в лагунах.

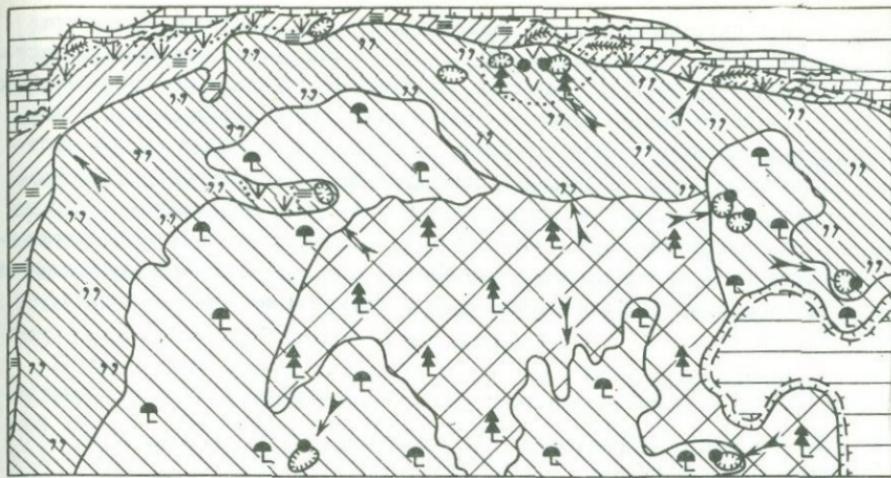
Фиг. 3. Палеоландшафтная карта верхнетурон-сантона ского этапа бокситонакопления южной оконечности Урала и Түргайского про гиба

Условные обозначения те же, что на фиг. 1



Опусканье суши способствовало развитию низменной аккумулятивной равнины, которая узкой полосой окаймляла морской бассейн. По его берегам и на аккумулятивных равнинах господствовали озерно-болотные ландшафты, где были широко развиты ассоциации из болотного кипариса и глэйхениевых папоротников. На переходе низменной равнины в холмистую (в районе Драгомировского рудопроявления бокситов) росли древовидные папоротники (матониевые, схизейные и циатейные).

Далее в глубь континента на холмистых равнинах селились хвойные леса, в составе которых доминировала сосна, а среди покрыто-семянных – широколистственные, с участием растений, продуцировавших пыльцу *Gothanipollis*, *Vacuopollis*, *Plicapollis* и др. Бокситонакопление отмечалось в основном на локальных участках Западно-Түргайского карстового плато и по обрамлению Кокчетавской глыбы.



Фиг. 4. Палеоландшафтная карта верхнетурон-сенонаского этапа бокситонакопления Кокчетавской глыбы и ее обрамления

Условные обозначения те же, что на фиг. 1

Возвышенное плато занимали смешанные леса из сосны и широколиственных (дуба, платана, эукомии и др.), в подлеске которых росли глейхениевые и кочедыжниковые папоротники. Постоянное присутствие пыльцы кедра, подокарпса, араукариевых, современное произрастание которых приурочено к горным областям (760–3000 м над уровнем моря) позволяет считать, что такие леса покрывали области низких гор (см. фиг. 3, 4).

В целом состав палинофлоры в верхнетурон-сеноонское время на всей северо-западной части Казахстана становится однотипным. Начало эпохи характеризуется снижением количества представителей ксерофильной флоры, что является показателем значительного увлажнения климата. Климатические условия мало изменились по сравнению с верхнеальб-нижнетуронским этапом, но периоды увлажнения стали более интенсивными и длительными, что привело к увеличению площадей с озерно-болотными ландшафтами и к дальнейшей локализации участков бокситонакопления. Однако в сеноне граница аридного пояса вновь продвинулась к районам бокситонакопления, что отразилось в составе палинофлоры, где увеличилось значение пыльцы ксерофильных растений.

В связи с эволюцией палеорельефа в меловое время происходило смешение корообразования и бокситонакопления от южной части Мугоджар в апте- – среднем альбе к северо-западной части Түргайского прогиба и в районы Центрального Казахстана в туронское и сеноонское время. В размещении областей латеритного выветривания и бокситонакопления на палеоландшафтных картах намечаются определенные закономерности. К краевым частям иллюзорий с горнохвойными лесами из ногоплодниковых, араукариевых, кедра и др.

приурочены латеритные коры выветривания. С пологими склонами возвышенностей, покрытых хвойно-папоротниковыми или широколистственно-хвойными лесами, связаны пластовые (склоновые) залежи бокситов. Месторождения бокситов карстового типа приурочены к зарастанным возвышенным плато, в пределах которых росли лиственочно-хвойные леса. Учитывая приуроченность областей латеритного выветривания и бокситонакопления к лесным ландшафтам, можно высказать предположение о важной роли в этих процессах органического вещества. На аллювиальных равнинах с озерно-болотным ландшафтом коры выветривания не формировались, и бокситы не накапливались.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1974.
2. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975.
3. Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958.
4. Киселев Л.И., Габитов Р.К., Киселева В.В., Полович Ю.П. Латериты Западного Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1971.
5. Киселев Л.И., Долгополов В.Ф., Федоренко О.А. Платформенные бокситоносные формации Казахстана. – В кн.: Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1976, вып. 4.
6. Корнилова В.С. Очерк истории флоры и растительности Казахстана. – В кн.: Растительный покров Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966, т. 1.
7. Мартинсон Г.Г., Никитин В.Г., Теплова Л.С., Васильев И.В. Stratigrafija i korrelyatsija melovyx kontinentálnykh otloženij Priaral'ya. – Sov. geologija, 1966, № 4.
8. Пономаренко З.К., Киселев Л.И., Кальменева А.Х. Палеоландшафты и условия бокситонакопления в Западном Казахстане. – В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976.
9. Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967.
10. Синицын В.М. Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976.
11. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960–1962, т. 1–3.

УДК 551.311.231:553.492.1/551.76-77(571.5)

Р.С. РОДИН

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В мезозое и кайнозое Сибирская платформа представляла собой суши, на которой формировались коры выветривания в ладинский век, в рэт-нижнелейасовое время, в тоаре, в поздней юре, в конце раннего мела, в сеноман-туроне, сеноне, мел-палеогене и палеогене

[9]. Отдельные эпохи характеризовались особенно благоприятными климатическими условиями, и тогда выветривание шло по латеритному типу. Такие эпохи соответствуют рэту — нижнему лейасу, мелу — палеогену и палеогену.

Наиболее древние латеритные коры выветривания (содержащие минералы свободного глиноzemса) на Сибирской платформе имеют предюрский возраст и, вероятнее всего, формировались в рэт-нижнелейасовую эпоху, поскольку именно тогда в пределах платформы проявилось мощное химическое выветривание [16 и др.]. Кроме того, на Южном Урале и в Средней Азии в конце позднего триаса широко проявилось бокситообразование.

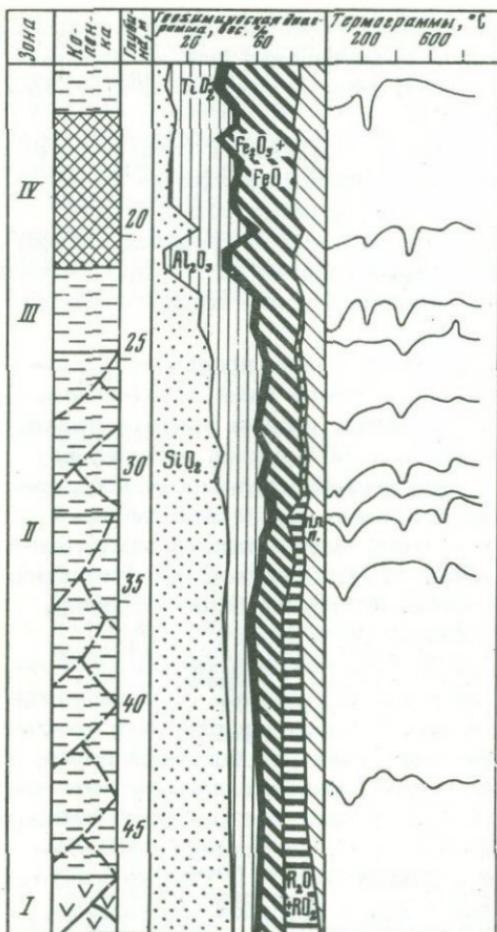
В настоящее время известно пока лишь одно проявление латеритной коры выветривания, условно относимое нами к рэт-лейасовой эпохе, — Кюскюндинское. На р. Марже, правом притоке Виллюя, в 1,4 км выше устья р. Кюскюндэ была обнаружена латеритная кора выветривания, развитая по афировым базальтам среднего девона и перекрытая нижнеюрскими осадками укугутской свиты. В профиле выветривания выделяются зоны: монтмориллонитовая, каолинитовая и галлуазит-каолинитовая [17]. Продукты выветривания сохраняют структуры исходных пород. В верхней зоне встречены гнезда светлых бокситов с 47,50%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 20,49%  $\text{SiO}_2$ .

Широко развиты латеритные коры выветривания мел-палеогенового возраста на юго-западе Сибирской платформы. В большинстве они формировались по траппам и имеют зональное строение профиля. Продукты выветривания сохраняют структуру исходных пород, а в зоне конечного гидролиза присутствует гиббсит. Такого типа коры описаны в верховьях р. Енды [1], в бассейне р. Сухой Лебяжьей [11] и в низовьях р. Подсопочной [12], на останце Майгунинском [5]. Время их образования — ранний мел [7]. Однако имеются сведения о том, что бокситообразование в пределах юго-запада платформы проходило с некоторыми перерывами с мела по эоцен включительно [2].

Коры выветривания Сухолебяжинского и Нижнеподсопочного проявлений венчаются бобовыми каменистыми бокситами (фиг. 1). Сложный и своеобразный профиль латеритной неоэлювиальной коры выветривания вскрыт в истоках р. Осиновой [10]. Его особенность заключается в том, что сформировавшийся латеритный профиль рыхлых осадков захоронился под новой порцией осадка, который опять выветривался до аллита или боксита, и так повторялось 16 раз.

Коры выветривания и связанные с ними бокситы на юго-западе Сибирской платформы расположены на различных по абсолютной высоте поверхностях выравнивания: 600–750 м (Майгунинское, Широкополканское проявления), 260–280 м (Сухолебяжинское), 180 м (Нижнеподсопочное), 80 м (Осиновское.). Качество бокситов на этих уровнях различное (см. таблицу).

Данные таблицы показывают, что чем ниже гипсометрически расположены бокситы, тем хуже их качество. Однако следует иметь в виду, что бокситы всех известных в Приенисейском районе прояв-



Фиг. 1. Минералого-геохимическая характеристика латеритной коры выветривания Нижнеподзопочного проявления

Зоны коры выветривания: I - дезинтеграции, II - каолинит-монтмориллонитовая, III - монтмориллонит-каолинитовая, IV - каолинит-гипситовая

лений, как правило, содержат включения псевдоморфных бокситов, а на останцах тропового плато (Широкополканском, Майгунинском и др.) известны исключительно псевдоморфные бокситы. Количество включений псевдоморфных бокситов в бобовых разностях резко уменьшается от Сухолебяжинского проявления (до 50% объема породы) к Нижнеподзопочному (10-15%). Оба проявления расположены на вершинах холмов палеорельефа, из чего следует, что включения псевдоморфных бокситов - это реликты

первичных (по Ф.В.Чухрову [18]) профилей, широко формировавшихся в данном районе, которые впоследствии подверглись преобразованию в результате частичного выноса глиноэма и относительного накопления главным образом окислов железа. При этом преобразование бокситов шло тем интенсивнее, чем на более низком уровне они располагались. Объяснить это можно следующим образом. При понижении местности, как правило, повышается влажность почв и интенсивнее развивается растительность. Это ведет к увеличению количества органических кислот в грунтовых водах, способствующих растворению полутонких окислов железа и глиноэма. В слабокислой среде ( $\text{pH} \sim 4,5$ ) более активно будут мигрировать окислы глиноэма.

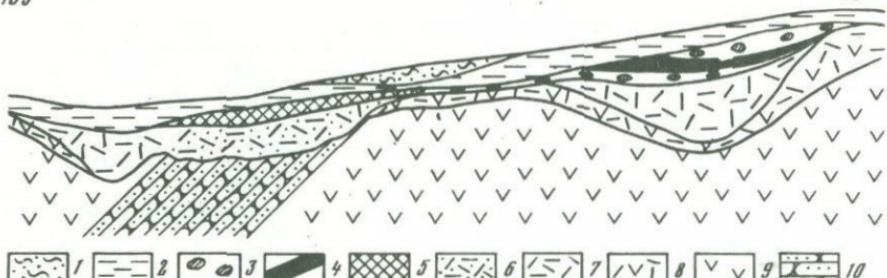
В пределах Чадобецкого поднятия А.Д. Слукиным [14] описаны латеритные псевдоморфные бокситы, сформировавшиеся по сланцам и алевролитам протерозоя. Мощность их 8,5 м. Вниз по разрезу

Сравнительная характеристика состава бокситов (в вес.%)  
Приенисейского района

Компоненты	Широкополь-канское (среднее по 45 обр.)	Сухолебя-жинское (среднее по 45 обр.)	Нижнепод-сопочное (среднее по 45 обр.)	Осиновское (среднее по 8 обр.)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,80	37,00	32,86	33,85
SiO <sub>2</sub>	2,46	8,40	7,80	8,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,06	31,79	34,05	37,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : SiO <sub>2</sub>	21,84	4,76	4,36	3,91

они переходят в каолинит-гиппситовые породы коры выветривания (18,5 м). В каолинит-гиппситовых породах содержится 41,50% SiO<sub>2</sub>, 37,65% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в бокситах же соответственно 1,98, 53,84%. Наличие глин каолинитового состава между блоками псевдоморфных бокситов, несомненно, является результатом наложенных процессов ресилификации и во всяком случае не должно служить причиной отнесения описываемых образований к обломочным отложениям, так это делают некоторые исследователи [15]. Латеритная кора выветривания на трапах описана в верховьях р. Далдын, правого притока р. Мархи [6]. В ее профиле выделены зоны дезинтеграции, пестроцветных глин и розово-коричневого латерита. Лишь в одной пробе установлен свободный глиноzem при содержании 12,14% SiO<sub>2</sub>, 16,20% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 45,97% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В последние годы установлены скопления продуктов латеритного выветривания на северо-востоке Сибирской платформы: в бассейне Котуя, Маймечи и Анабара. В бассейне левобережья р. Котуй разбурена карстовая депрессия (Алысардашское проявление), заполненная псевдоморфными (по траппам) бокситами мощностью 5,6 м, которые подстилаются и перекрываются аллитными глинами, также сохранившими на многих участках структуру долеритов. Мощность глин 8,9 (верхний горизонт) и 4,25 м (нижний горизонт). Содержание основных компонентов следующее (в %): в нижнем горизонте глин – SiO<sub>2</sub> 15,34, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 32,77; в бокситах – SiO<sub>2</sub> 1,34, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 36,70; в верхнем горизонте глин – SiO<sub>2</sub> 29,81, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 31,98. Нам представляется, что нижний горизонт глин и бокситы – это продукты латеритного выветривания обломочно-глыбового материала траппов, заполнившего карстовую депрессию. Об этом свидетельствуют отсутствие свежих траппов и доломитов и постепенное нарастание от нижнего горизонта глин к бокситам содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при уменьшении количества SiO<sub>2</sub>. Следует добавить, что псевдоморфные гиппситовые бокситы – мягкие и весьма не-



Фиг. 2. Схематический разрез латеритной коры выветривания Сухолебяжинского проявления

1 - четвертичные суглинки; 2 - четвертичные озерно-болотные глины; 3 - бокситы "валунного" облика; 4 - горизонт сплошных руд; 5 - глинистые бокситы с терригенным кварцем; 6 - кора выветривания по осадочным породам; 7 - красноцветная зона коры выветривания траппов; 8 - зеленоцветная зона коры выветривания траппов; 9 - траллы; 10 - кварцевые песчаники

транспортабельные образования, истирающиеся до полного исчезновения на первых сотнях метров при миграции от коренного источника [10]. В Алысардахском же проявлении они залегают в виде крупных обломков и глыб.

Кора выветривания латеритного типа вскрыта в карстовой депрессии в верховьях р. Булгуняхтах (бассейн правобережья р. Ана-бар) и представлена выветрелыми туфами мощностью 17,8 м, которые залегают на доломитах [19]. Продукты выветривания рыхлые, со структурой исходных пород, иногда с бобовой структурой и сложены каолинитом, монтмориллонитом и гиббситом (вверху профиля). Коры выветривания перекрыты углистыми песчаниками и алевролитами мощностью 22 м. Бобовые породы, судя по химическим анализам, являются аллитами: 8,9–16,44%  $\text{SiO}_2$ , 10,33–17,93%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Они содержат 6,54–11,04% свободного глинозема. Аналогичное проявление вскрыто в Токур-Уджинском междуречье, однако здесь бобовые аллиты лежат под маломощными четвертичными осадками. В отличие от Б.Р. Шпунта и Э.А. Шамшиной, которые считают Алысардахское и Токур-Уджинское проявления верхнепалеозойскими, мы относим их условно к мел-палеогеновой эпохе выветривания.

Латеритные коры выветривания палеогенового возраста известны в Западном Прибайкалье – Тулонское [3, 13] и Жуинское [8] проявления. В Тулонской впадине кора выветривания развита по терригенным породам верхоленской свиты и представлена следующими зонами: дезинтеграции, каолинит–монтмориллонит–гидрослюдистой и гиббсит–каолинитовой. Содержание свободного глинозема нарастает постепенно от второй зоны к третьей (с 1,54 до 38,77%). Коры выветривания венчаются бобовыми бокситами. В Жуинской впадине

не субстратом при выветривании являлись осадки колсажайской свиты ( $K_2-P_1$ ). При этом авторы [8] выделяют в профиле выветривания две зоны: каолинитовую и гиббсит-каолинитовую (16 м).

Отметим одну особенность в залегании латеритных кор выветривания. На Сухолебяжинском проявлении кора выветривания вместе с перекрывающими ее бокситами залегает под четвертичными суглинками мощностью 3–15 м (фиг. 2). Четвертичными осадками мощностью соответственно 42 и 130 м кора выветривания перекрыта также на Нижнеподсопочном и Осиновском проявлениях и маломощными (первые метры) – на Чадобецком, Майгунинском, Альсардахском, Токур-Уджинском проявлениях. В то же время на Сибирской платформе условия, благоприятные для латеритообразования, существовали не позднее эоценена. Следовательно, в течение длительного периода (около 70 млн. лет) латеритные бокситоносные образования сохранялись, располагаясь в депрессиях (Осиновское проявление в Прианабарье), на вершинах и привершинных частях положительных форм палеорельефа (Сухолебяжинское, Нижнеподсопочное), а также на склонах (Майгунинское). Из многочисленных публикаций известно, что латеритное выветривание широко проявилось в мел-палеогеновое и палеогеновое время в пределах древних платформ: Африканской, Австралийской, Южно-Американской, Северо-Американской и Индийской. Значительная часть продуктов выветривания в виде элювиальных бокситов сохранилась до наших дней в открытом состоянии. Следовательно, латеритные коры выветривания могут сохраняться в течение длительного времени (десятки миллионов лет), не будучи перекрыты непосредственно пострудными осадками. Это может быть обусловлено несколькими причинами: 1) сменой в пострудное время жаркого гумидного климата на пустынный; 2) захоронением продуктов латеритизации в подступной части опущенного тектонического блока; 3) сохранением в течение длительного времени интенсивного дренажа, что приводит к поглощению стока и слабому проявлению поверхностной эрозии.

## Выводы

1. В мезозое и кайнозое на Сибирской платформе трижды проявилось латеритное выветривание: в рэт-нижнелейасовом, мел-палеогеновом и палеогеновом время. Оптимальной была мел-палеогеновая эпоха.

2. При благоприятных климатических и геоморфологических условиях по породам трапповой формации могут формироваться высококачественные маложелезистые бокситы.

3. Псевдоморфные разности бокситов образуются на различных гипсометрических уровнях в пределах вершин и других обособленных положительных форм рельефа.

4. Пострудная деградация бокситов (с удалением глинозема и относительным накоплением железа) происходит тем интенсивнее, чем ниже гипсометрически опущено рудное тело.

5. Коры выветривания длительное время могут сохраняться в открытом виде, располагаясь как в депрессиях, так и на положительных формах рельефа.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров Е.Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М.: Наука, 1968.
2. Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
3. Домбровская Ж.В., Королев Ю.М., Сабурова Л.Е. Латеритная кора выветривания и связанные с ней бокситы Прибайкалья. — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 2.
4. Занин Ю.Н., Жирова Л.Т., Сердюкова П.А. Фосфаты зоны выветривания Енисейского массива (север Сибирской платформы). — Геол. и геофиз., 1972, № 3.
5. Лоскутов Ю.И., Родин Р.С., Филатов В.Ф. Латеритная кора выветривания на останце высокого траппового плато в западной части Сибирской платформы. — Тр. СНИИГТИМС, 1976, вып. 218.
6. Меняйлов А.А. Латеритный тип кор выветривания на траппах Сибирской платформы. — В кн.: Латериты. (МГК, XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 14). М.: Недра, 1964.
7. Назаров Б.В., Филатов В.Ф. Геолого-геоморфологическое положение Сухолебяжинского рудопроявления в связи с прогнозом бокситоносности западной окраины Сибирской платформы. — Тр. СНИИГТИМС, 1971, вып. 121.
8. Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мазилов В.Н. Генезис палеогеновых бокситов Западного Прибайкалья. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
9. Родин Р.С. Выветривание и литогенез. Сибирская платформа. Северо-Восточная часть. М.: Недра, 1966.
10. Родин Р.С. Латеритный неоэлювий на юго-западе Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1977, № 4.
11. Родин Р.С., Гилькин В.Н., Гелечян Г.Г. Латерит-бокситы на Сибирской платформе. — Тр. СНИИГТИМС, 1967, вып. 58.
12. Родин Р.С., Смирнова Л.Г., Лизалек Н.А. Кора выветривания долеритов Нижнеподсопочного проявления бокситов (юго-запад Сибирской платформы). — Тр. СНИИГТИМС, 1976, вып. 235.
13. Рыбаков В.Г., Алексеев С.П. Рудопроявление бокситов в Прибайкалье. — Тр. СНИИГТИМС, 1971, вып. 121.
14. Слукин А.Д. Коренные латеритные бокситы — первая находка на Сибирской платформе. — Геол. рудн. месторожд., 1971, 13, № 2.
15. Спирин С.Л., Пасова Ф.Г., Забиров Ю.А. Особенности строения и происхождения бокситоносных отложений в центральной части Чадобецкого поднятия на Сибирской платформе. — Тр. ВИМС, 1973, вып. 1.
16. Файнштейн Г.Х., Одинцова М.М., Смирнова О.К. Предварительные данные о некоторых закономерностях размещения лейасовых отложений (алмазоносных) Западной Якутии. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым, 1960, вып. 11.

17. Черкасов Г.Н., Давыдов Ю.В. О первой находке боксита в коре выветривания в Западной Якутии. — Тр. СНИИГИМС, 1975, вып. 189.
18. Чухров Ф.В. Коры выветривания как источник материала некоторых осадочных руд. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
19. Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А. Древние коры выветривания Билиро-Удженского поднятия (север Сибирской платформы). — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: Изд-во Якутск. фил. СО АН СССР, 1975.

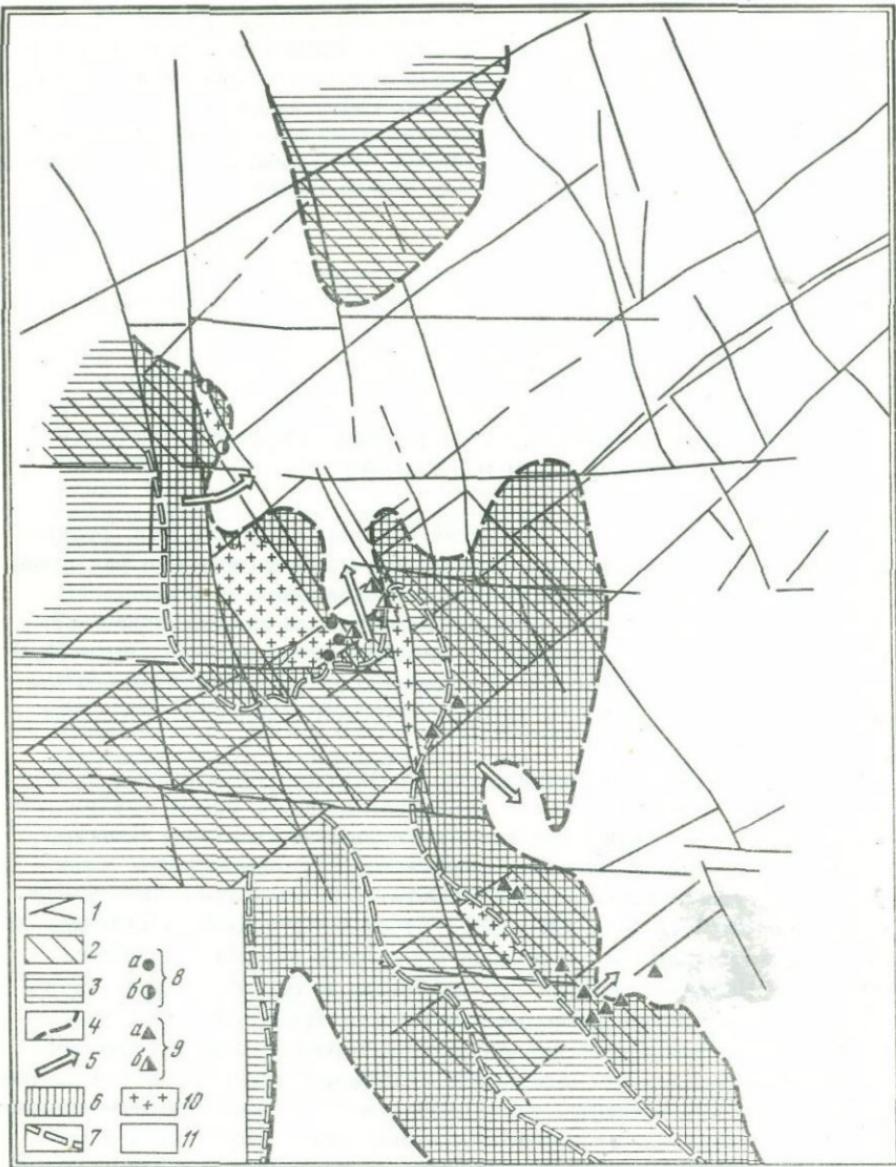
УДК 553.068.368(571.5)

А.М. СКЛОВСКИЙ, О.В. ШУМОВ, И.Б. МУСАТОВ,  
М.Н. РЕПИНА, В.Л. КОСОРУКОВ

## ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ КОРООБРАЗОВАНИЯ И БОКСИТОНАКОПЛЕНИЯ НА ТИМАНЕ

В последние годы получен обширный фактический материал, раскрывающий контролирующую роль структурно-морфологических факторов в процессах корообразования и бокситонакопления на Тимане [6, 7, 10]. Нами установлено, что закономерности размещения бокситоносных отложений, локализации рудных тел находятся в прямой зависимости от особенностей тектонического развития Тимано-Печорского региона в целом и морфологической эволюции отдельных его элементов.

Размещение бокситоносных толщ на Тимане определяется в первую очередь существованием в доверхнедевонское время стабильной суши с устойчивым режимом континентального развития. Контуры и рельеф суши контролировались крупными разновысотными блоковыми структурами байкальского складчатого основания Тимано-Печорской плиты. Характер блокового строения фундамента обусловлен разноориентированными системами глубинных разломов древнего заложения. Наряду с широко проявленными в тектонической структуре плиты разломами северо-западного (тиманского) простириания [1, 4] выявляется значительная роль северо-восточных разломов. Это крупные разрывные нарушения, глубинный характер которых подтверждается ГСЗ, материалами гравимагнитных исследований и комплексной интерпретации геолого-геофизических данных (фиг. 1). В осадочном чехле они выражены зонами дробления и потому отражены на аэро- и космических снимках [2, 3, 11]. Кроме того, выделяются сдвигово-надвиговые структуры и ограничивающие их разломы широтного простириания, которые фиксируются геофизическими аномалиями [2, 4], мощностями и фациями палеозойских осадков. Они проявляются, в частности, также зонами смещения осей крупных положительных и отрицательных структур на расстояние до 100 км, а в фундаменте региона — надвиганием байкальского фундамента Тимано-Печорской плиты на карельские образования Русской плиты.



Фиг. 1. Схема геологических предпосылок бокситоносности девонских отложений Тиманской провинции

1–7 – предпосылки бокситоносности: структурно-тектонические:  
 1 – глубинные разломы, ограничивающие основные ранне- и среднепалеозойские структуры, 2 – стабильные блоковые структуры северо-восточного простирания (в пределах палеосуши); палеогеографические: 3 – животская суши, 4 – предполагаемая граница животской суши, 5 – направления палеопотоков; стратиграфические: 6 – область перекрытия животской суши раннефранскими отложениями,

## Окончание подписи к фиг. 1

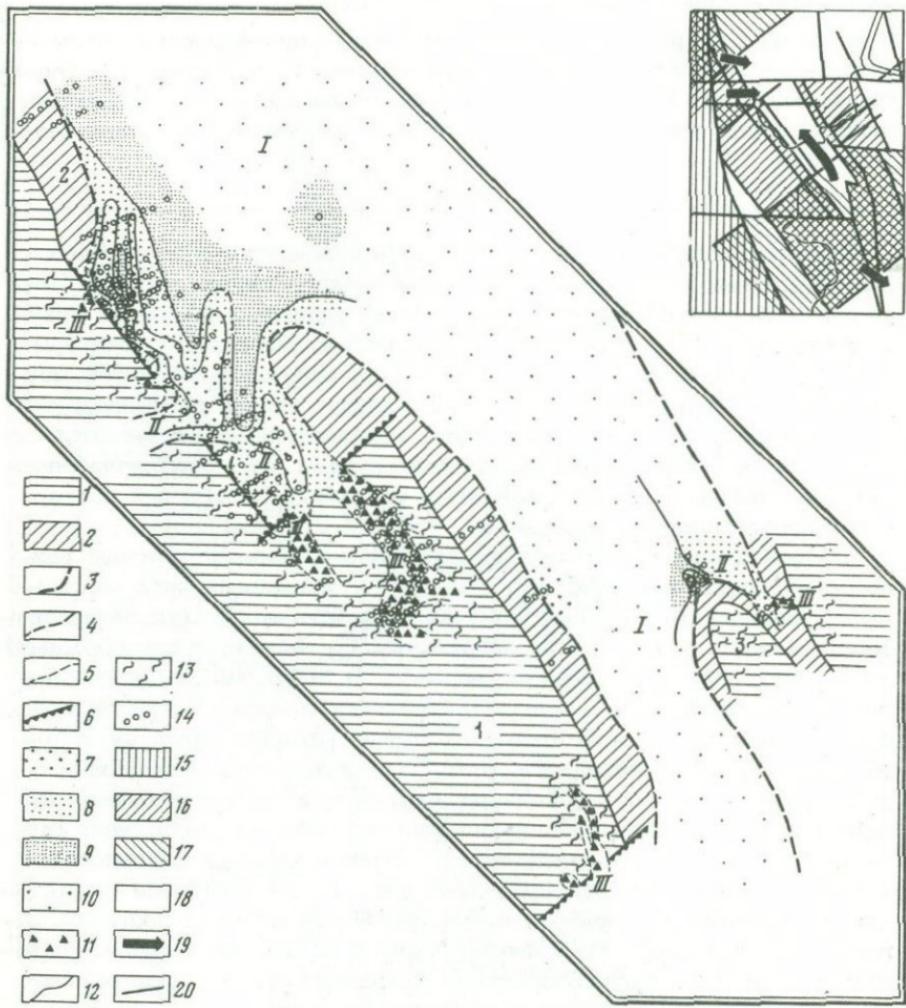
7 — граница современного распространения раннефранских отложений; 8—9 — месторождения (а) и проявления (б) бокситов: 8 — девонского возраста, 9 — каменноугольного возраста; 10 — современные выходы пород рифейского возраста; 11 — живетские бассейны седиментации

---

Системы глубинных разломов и ограничиваемых ими крупных разновысотных блоковых структур, контролировавших древний "текtonический рельеф" региона (фиг. 2, см. врезку), влияли на осадконакопление на протяжении всего палеозоя. Блоковые структуры северо-западного простирания определяли положение областей морского и континентального осадконакопления, влияли на фациальный состав и мощности континентальных образований; северо-восточные структуры контролировали положение крупных зон с различной амплитудой прогибания, зон устойчивых поднятий, фациальный состав и мощности морских отложений.

Особое значение имеют зоны (узлы) пересечения крупных разноориентированных блоковых структур с одинаковой либо различными тенденциями развития: активно прогибавшихся (устойчиво отрицательных), относительно стабильных (устойчиво положительных) — ими определялся тип древнего рельефа. В пределах Тиманской до-верхнедевонской суши в зонах пересечения относительно стабильных положительных блоковых структур образовывались наиболее контрастные формы палеорельефа, преобладали процессы денудации. В зонах пересечения отрицательных структур, в долинограбенах, создавались условия для накопления континентальных отложений; формирование последних происходило в долинах крупных палеопотоков и в озерно-болотных водоемах (см. фиг. 1, 2). Наиболее благоприятные условия для образования по рифейским аллюмосиликатным породам кор глубокого химического выветривания, накопления продуктов их переотложения создавались в краевых частях приподнятых северо-восточных блоковых структур, где существовала специфическая морфоструктурная ситуация (определенная различной степенью контрастности рельефа во внутренних и периферических частях блоков). Анализ имеющихся материалов показывает, что все известные месторождения и рудопроявления бокситов, бокситовых пород и сохранившиеся коры выветривания приурочены именно к таким участкам тиманской палеосуши (см. фиг. 1).

Стабильные приподнятые блоки фундамента Тимана неоднородны по строению: они осложнены структурными элементами более высоких порядков и сложены породами различного состава. В связи с этим бокситоносные отложения распределены в их пределах неравномерно. В краевых частях северо-восточных блоков они концентрируются в мелких депрессиях, осложняющих склоны грабенообразных структур (в основном северо-западных). С последними связано существование долин крупных временных потоков (палеорек?). На-



Фиг. 2. Литолого-палеогеографическая карта Среднего Тимана, живетское время. На врезке — схема тектонического рельефа к началу среднего девона

1–6 — форма палеорельефа: 1 — платообразные возвышенности (1 — Четласская, 2 — Цилемская, 3 — Вымская), 2 — делювиально-аллювиальные поверхности, 3–5 — границы палеодолин (3 — I порядка (I), 4 — II порядка (II), 5 — III порядка (III)), 6 — текстнические уступы; 7–10 — русловые литофации: 7 — косослоистые грубо-зернистые песчаники и гравелиты, 8–9 — косослоистые песчаники (8 — среднезернистые, 9 — мелкозернистые), 10 — области предполагаемого развития аллювиальных отложений живетского возраста; 11 — делювиальные овражно-балочные отложения; 12 — границы литофаций; 13 — площадные коры выщетривания на карбонатно-сланцевых породах рифея; 14 — скважины; 15 — жесткий блок Русской

## Окончание подписи к фиг. 2

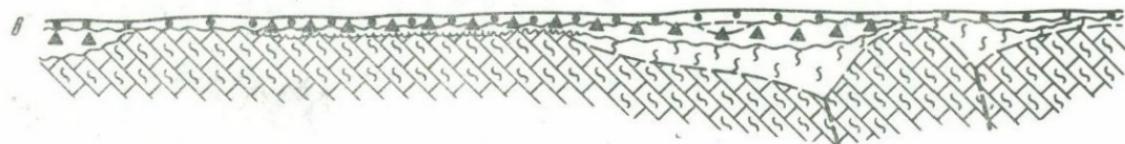
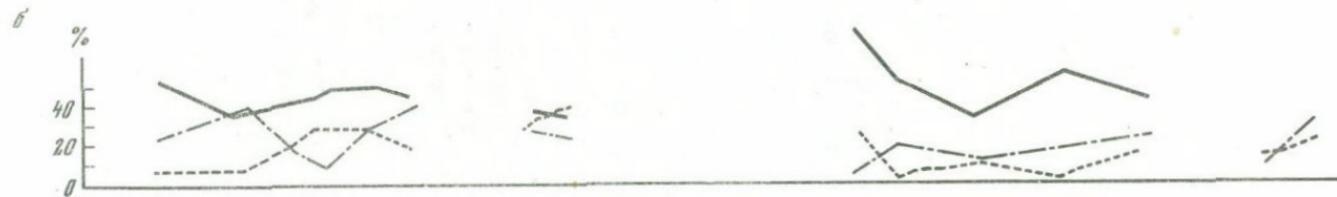
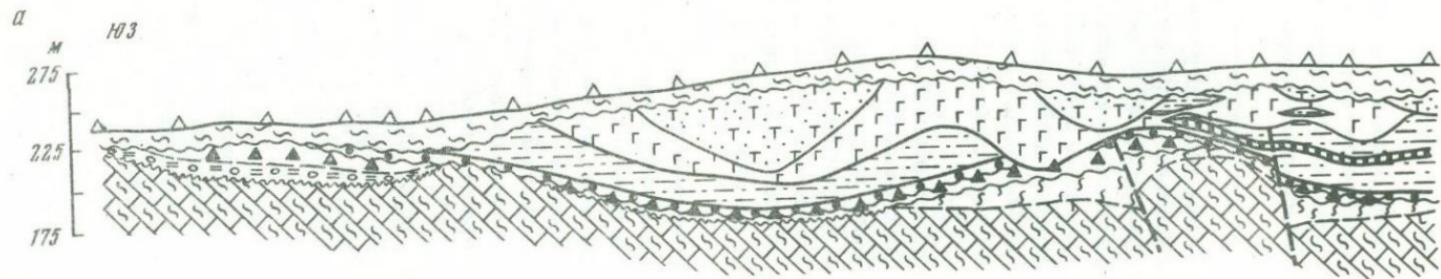
плиты; 16 — сквозные жесткие блоки, относительно приподнятые; 17 — вторичные мобильные блоки, относительно приподнятые; 18 — первичные и вторичные мобильные блоки, относительно опущенные; 19 — направления палеопотоков; 20 — зоны тектонических нарушений

более значительная из них выявлена по фрагментам распространенных на Среднем Тимане проловиальных и алловиальных отложений (см. фиг. 2). Направление стока долины (северо-западное) устанавливается по ориентации косослоистых серий животских песчаников (наблюдения В.А. Лебедева, Б.А. Яшкевича и авторов), а ее конфигурация — по палеогеологическим реконструкциям. Бортами палеодолины являлись краевые части приподнятых северо-западных блоков, существовавшие на месте современных поднятий Четласского Камня и Вольско-Вымской гряды.

Продуктивная толща среднетиманских месторождений включает три типа бокситов и бокситовых пород, различных по составу, строению, особенностям образования и размещению на площади: структурные коры выветривания с латеритными бокситами в верхней части; осадочно-латеритные породы, образовавшиеся путем латеритизации алюмосиликатного материала, перемещенного в депрессии палеорельефа; осадочные, сформировавшиеся за счет переотложения бокситового материала (фиг. 3).

Структурные коры выветривания каолинит-гематит-гидрослюдистого состава развиты по сланцевым и карбонатно-сланцевым породам рифея. В вертикальном профиле коры выветривания выделены три зоны: дезинтеграции и выщелачивания; гидролиза (гематит-каолинит-гидрослюдистая); окисления (бемит-диаспоровая) (зональность — по И.И. Гинзбургу [5]). Последняя зона устанавливается спорадически. Связанные с ней латеритные бокситы сохраняют реликтовую структуру сланцев. Концентрация минералов свободного глиноzemса: bemита — 71—75%, диаспора — 5—11%; другие породообразующие минералы — гематит (до 10%), каолинит (до 12%). На площади месторождений развитие структурных кор выветривания имеет линейный характер: они распространены узкими (до 1000 м) полосами в основном северо-западного простирания; мощность кор в пределах полос 0—90 м, максимальное ее значение — в осевых частях полос (фиг. 4, а). На Щугорском и северной части Вежа-Ворыквинского месторождения геофизическими исследованиями ВИМС в полосах развития кор выветривания установлены разрывные нарушения такого же простирания. На других участках нарушения выражены в разрезах скважин брекчированностью, интенсивной трещиноватостью пород, обилием зеркал скольжения.

Осадочно-латеритные образования залегают на породах коры выветривания либо непосредственно на сланцево-карбонатном фундаменте. С ними связана основная масса высококачественных бокситов. Рудные тела (мощностью до 31 м) приурочены к верхней



- |            |            |             |             |             |             |             |             |
|------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| [Symbol 1] | [Symbol 2] | [Symbol 3]  | [Symbol 4]  | [Symbol 5]  | [Symbol 6]  | [Symbol 7]  |             |
| [Symbol 8] | [Symbol 9] | [Symbol 10] | [Symbol 11] | [Symbol 12] | [Symbol 13] | [Symbol 14] | [Symbol 15] |

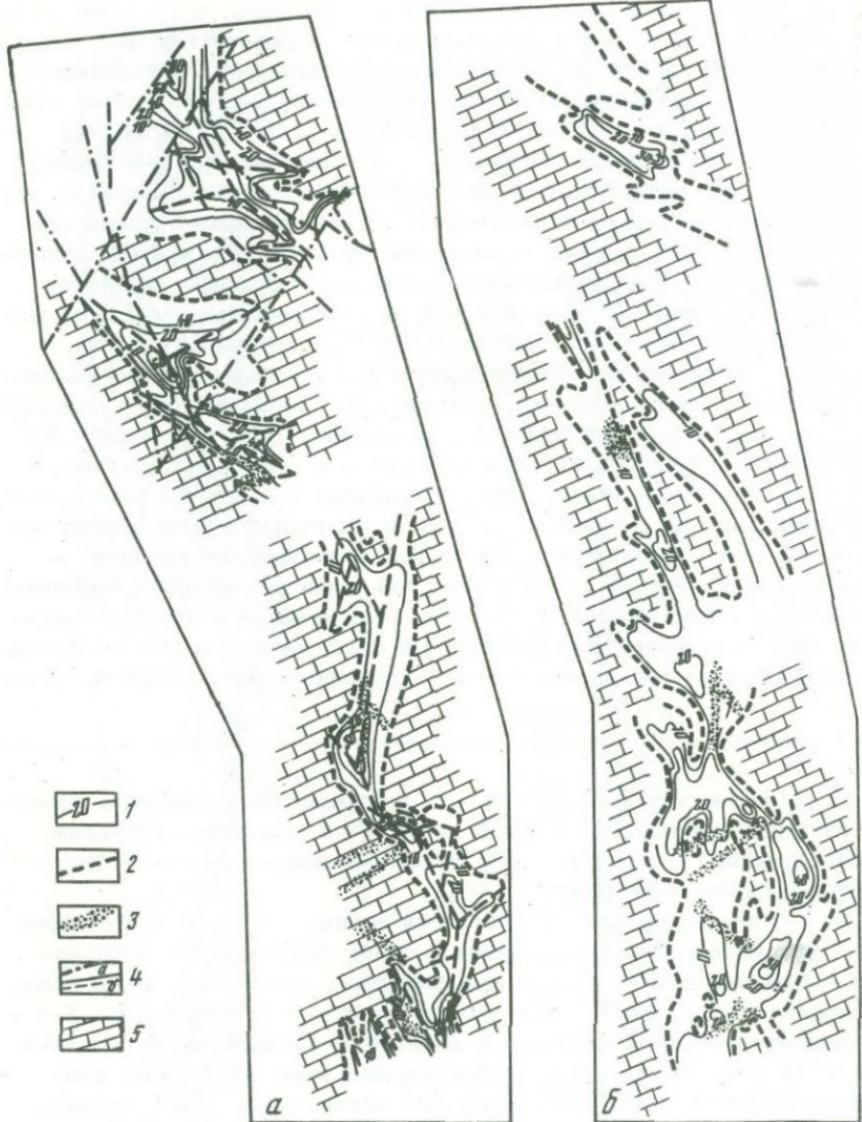
части разреза. Характерны обломочные структуры, отсутствие сортировки материала, нечеткая минералого-геохимическая зональность. Вещественный состав обломочной и цементирующей составляющих не имеет существенных различий: породообразующими в обоих слу-чаях являются бемит (50–60%), каолинит (10–30%), гематит (15–25%). Образование бокситов этого типа связано, по нашему мнению, с дальнейшей латеритизацией перемещенных продуктов кор выветривания, а также алюмосиликатной составляющей сланцево-карбонатных пород рифея. Осадочно-латеритные образования выполняют неглубокие долиноподобные понижения в рельфе рифейских пород, сужающиеся (800–1000 м) на северо-запад и расширяющиеся (раскрывающиеся – до 2000–2500 м) на юго-восток (см. фиг. 4, б). Эти палеодепрессии представляют собой овражно-балочные формы древнего рельефа, осложняющие западный борт упоминавшегося выше крупной речной (?) палеодолины (см. также фиг. 2).

Осадочные бокситы несогласно залегают как на латеритных, так и на осадочно-латеритных образованиях и являются продуктами их переотложения. В первом случае на их границе отмечаются несогласия, подчеркнутые присутствием "почвенного горизонта" – комковатых глинистых пород пятнистой окраски с многочисленными ветвящимися трубчатыми полостями, выполнеными желтовато-бурым охристым веществом. Осадочные бокситы и бокситовые породы характеризуются псаммитовой и гравелитовой структурой, четкой

---

Фиг. 3. Геологический профиль (а), распределение основных породообразующих минералов в рудной пачке (б) и палеогеологическая реконструкция (в) продуктивной толщи девонского возраста Бежаю-Ворыквинского месторождения.

1–4 – породы кровли продуктивной пачки: 1 – супеси, суглинки, 2 – туфы базальтов, 3 – покровы и силлы базальтов, 4 – разнозернистые песчаники, иногда косослоистые, аргиллиты, алевролиты, тонкослоистые глины с фрагментами ископаемой ихтиофауны; 5–6 – породы продуктивной пачки: 5 – глинистые гравелиты, комковатые глины (в том числе породы с бокситовым модулем – осадочные бокситы), крупно- и среднезернистые песчаники с обуглившимися растительными остатками (пашинский горизонт), 6 – осадочно-латеритные образования – аргиллитоподобные породы преимущественно обломочной структуры (живетский ярус); 7 – породы коры выветривания – глино- и аргиллитоподобные породы псевдоморфной структуры; 8 – породы ложа продуктивной пачки – доломиты и известняки с прослойми хлоритовых сланцев (быстринская свита рифея); 9 – обломки доломитов в глинистой массе, часто омарганцованные (карстовая брекчия); 10 – ороговикованные породы; 11 – закарстованная поверхность; 12 – разрывные нарушения (предполагаемые); 13–15 – породообразующие минералы: 13 – бемит, 14 – каолинит, 15 – шамозит.



Фиг. 4.. Карты мощности кор выветривания (а) и осадочно-латеритных образований (б) Вежау-Ворыквинских месторождений бокситов

1 – линии равных мощностей; 2 – нулевые контуры коры выветривания и осадочно-латеритных образований; 3 – зоны повышенной шамозитизации (более 30%); 4 – зоны разрывных нарушений: а – по геофизическим данным, б – предполагаемые; 5 – породы рифейского фундамента

сортировкой обломочного материала, ритмичной слоистостью. Поро- дообразующие минералы — бемит, каолинит, шамозит, минералы окислов железа. Распределение бемита неравномерное, концентрация обычно невысокая (до 45%); основная его масса сосредоточена в обломочной части породы. Мощность таких бокситов 1,5–2,0 м. Этой породы вверх по разрезу постепенно сменяются мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами с растительными остатками и ихтиофауной франского возраста. Совместно с синхронными крупнотерригенными образованиями, развитыми на сопредельных участках Среднего Тимана, осадочные бокситы представляют собой базальный горизонт трангрессивной серии франского яруса. Они концентрируются в основном в краевых частях месторождений, вблизи зон выклинивания продуктивной толщи. Их распространение контролируется пострудным рельефом. С образованием этих пород следует связывать завершение формирования бокситов и начало эпохи их захоронения и консервации.

Таким образом, в пределах приподнятых стабильных блоков фундамента Тиманской палеосуши в устойчивых условиях континентального развития в дорудную (досреднедевонскую) эпоху был сформирован определенный рельеф, основные элементы которого контролировались разновысотными блоковыми структурами более высоких порядков, зонами тектонических нарушений и составом пород фундамента. Структурно-морфологические факторы, определявшие образование латеритных кор выветривания и локализацию бокситоносных отложений: положение древних водораздельных пространств, депрессионных зон, формирование крупной речной (?) долины и системы ее притоков. Развитие франской трангрессии привело к уничтожению широко развитых кор выветривания в пределах приподнятых блоковых структур, к захоронению бокситоносных отложений во вновь сформированных грабеноподобных понижениях рельефа фундамента. Западная граница развития прибрежно-морских отложений франского возраста контролирует, таким образом, территорию возможного захоронения продуктов химического выветривания.

Совокупное использование факторов палеоструктурного и литолого-стратиграфического контроля позволяет оконтурить территории, перспективные на бокситы девонского возраста.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Башилов В.И. Рельеф коренных пород и его связь с разломами восточной части Мезенской впадины и Западного Тимана. — Геоморфология, 1974, № 4.
2. Башилов В.И., Баженова С.Н., Розанов В.И. Разломы фундамента севера Русской плиты и Тимана и их отражение в структуре осадочного чехла. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 1.
3. Булин Н.К., Берлянд Н.Г., Булавко Л.Ф. Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным). — Сов. геология, 1976, № 1.

4. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента Русской плиты. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 87.
5. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
6. Демина В.Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана. М.: Наука, 1977.
7. Колокольцев В.Г. О генезисе визейских бокситов Кедва-Ваповского месторождения Южного Тимана. — В кн.: Семинар по генезису бокситов. М.: ВИМС, 1975.
8. Мальков Б.А., Евстафьева А.Д., Малькова Н.А. О возрасте бокситоносных латеритов на Среднем Тимане. — Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1972, вып. 17.
9. Пастухова М.В. Процесс бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
10. Плякин А.М. Формирование и размещение среднетиманских бокситов. — Соv. геология, 1973, № 1.
11. Разницин В.А., Тимонин Н.Н. О тектонике Среднего Тимана и ее отображении на аэрофотоснимках. — Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1968, вып. 8.
12. Филиппова Л.И. Среднедевонские и нижнефранкские нефтегазоносные отложения Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Геология и нефтегазоносность северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1972.

УДК 553.492.1:551.311.23(470.13)

В.А. ЛЕБЕДЕВ, Б.А. ЯЦКЕВИЧ

## О ГЕНЕЗИСЕ БОКСИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Древний возраст среднетиманских бокситов, сложные взаимоотношения с вмещающими породами, положение бокситовых месторождений в тектонически активизированной платформенной области с интенсивным раннегерцинским наземным и субинтрузивным магматизмом породили самые разнообразные представления об их происхождении. Собранный авторами обширный фактический материал по геологии, минералогии и геохимии указанных бокситов свидетельствует об их полигенетической природе.

Основным источником глинозема при формировании бокситов Среднего Тимана являлась латеритная кора выветривания карбонатно-сланцевых пород рифейского субстрата, в которой установлены три зоны: нижняя — выщелачивания и гидратации, карбонатно-серийцит-гидрослюдистого состава, мощность до 10–15, реже 25 м; средняя — гидролиза и обменных реакций, по составу железисто-гидрослюдисто-каолинитовая с примесью минералов свободного глинозема в верхней части, мощность 15–20 м; верхняя — гидролиза, существенно гематит-бемитового состава, мощность 10–12 м. Образования верхней зоны характеризуются максимальным количеством глинозема (до 50–55%), окислов железа (до 20–27%), титана (до 2,5–3,5%) и потерь при прокаливании (до 12–14%).

Материнский субстрат для образования бокситов на изученных площадях представлен переслаиванием карбонатно-сланцевых и сланцевых пород полосчатой, плойчатой, сланцеватой и брекчиевидно-плойчатой текстуры с мощностью сланцевых прослоев от первых десятков сантиметров до 30 м и более. Состав карбонатных прослоев кальцит-доломитовый, сланцевых — хлорит-серicitовый при подчиненном количестве биотита, флогопита, мусковита, полевых шпатов, кварца и рудных минералов (магнетита, пирита, лейкоксена). Химический состав пород приведен в таблице. К особенностям субстрата, благоприятствовавшим латеритообразованию, относятся легкая выщелачиваемость карбонатной составляющей, относительно высокое (до 30–40%) содержание нерастворимого остатка в карбонатных прослоях, большое количество глиноzemа в слюдистых минералах при почти полном отсутствии кварца, дислоцированность, брекчированность, повышенная трещиноватость и крутое, до субвертикального, залегание пород, особенно в приразломных зонах.

Наиболее четкая и выдержанная минеральная и геохимическая зональность характерна на Среднем Тимане для профилей, сформированных по относительно мощным, умеренно известковистым, однородным сланцевым пачкам. При тонком переслаивании карбонатных и сланцевых пород или при преобладании известковистых пород образовавшийся профиль выветривания, оставаясь в принципе латеритным, отличается почти повсеместным развитием и значительной (до 10 м) мощностью зоны дезинтеграции, а выше ее — просадками различного размера, нарушающими текстурные элементы исходных пород. Если учесть, что минеральная и геохимическая зональность профилей выветривания нередко искажена или даже целиком затушевана наложением мощных вторичных процессов, то наследование бокситами структурно-текстурных особенностей пород субстрата часто выступает единственным признаком их остаточного происхождения. О степени сохранности реликтовых текстур в бокситах Среднего Тимана дают представление фотографии (фиг. 1, а – в, см. в конце книги).

На генетическую связь бокситов Среднего Тимана с рифейским субстратом, помимо структурно-текстурных особенностей, указывают установленное для элювиальных бокситов накопление элементов-гидролизатов (циркония, галлия, ванадия, скандия), тождественность с субстратом парных отношений цирконий — титан, хром — ванадий, галлий — алюминий, скандий — алюминий [7], а также идентичность состава и кристаллографических форм акцессориев [2]. Распределение последних в остаточных бокситах подчиняется текстурам, унаследованным от метаморфогенного субстрата.

Отличительной чертой среднетиманских латеритных бокситов является исключительное развитие в них бемита, реже циаспора. Ввиду отсутствия реликтов гиббсита и признаков замещения его моногидратами глиноzemа мы рассматриваем бемит и отчасти циаспор в качестве конечных продуктов латеритного выветривания. Отмечается также повышенная железистость бокситов при преоблада-

Средний химический состав (в вес.%) главных разновидностей пород

Породы	Число ана-лиза-	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Базальты и туфы	20	49,10	1,76	14,56	6,61	5,80
Доломиты, доломи-тизированные из-вестняки	12	4,73	0,26	2,75	2,41	1,33
Глинистые извест-няки и доломиты	14	17,09	0,46	6,88	2,65	1,30
Нерастворимый остаток глинисто-карбонатных пород	12	57,87	1,75	22,70	4,08	1,26
Сланцы филлито-видные	17	58,32	0,86	19,15	6,60	1,42
Бокситы						
псевдоморфные	26	5,54	2,73	52,35	27,08	0,27
дресвяно-шеб-нистые	20	5,85	2,59	48,62	27,64	0,74
псефито-псамми-товые	18	11,23	2,87	46,68	22,44	2,35
алевропелитовые	13	13,46	3,09	46,49	16,83	5,93
ороговикованные	8	9,34	3,51	50,17	30,55	3,27
метасоматичес-кие	23	13,17	2,77	48,72	12,92	7,85

нии гематита и подчиненном распространении гетита и маггемита. Сложение пород преимущественно тонкодисперсное, реже тонкозернистое и мелкокристаллическое. В остаточных продуктах выветривания нередко наблюдается четкий псевдоморфизм глиноземистых минералов по слюдам и карбонатам.

Палеогеографические и палеотектонические построения показывают, что наибольшей интенсивности латеритное выветривание на Среднем Тимане достигало в живетское время и протекало в условиях расчлененного эрозионно-карстового рельефа с глубиной вреза до 150 м при средней крутизне склонов 15°, на фоне медленного воздымания территории региона. Наиболее мощные элювиальные образования приурочены к палеоподнятиям и пологим террасо-видным уступам средних уровней палеорельефа с благоприятным исходным субстратом.

В условиях достаточно контрастного рельефа, характеризующегося широким развитием замкнутых отрицательных форм типа карсто-вых воронок, польев, депрессий, образование латеритной коры вы-ветривания сопровождалось механическим разрушением и переотло-жением продуктов выветривания. При этом ведущим фактором тран-спортировки обломочного материала выступали силы гравитации и в меньшей степени плоскостной смыв, приведшие к накоплению гру-бо- и неравномерно-обломочных делювиально-коллювиальных бок-ситоносных отложений (см. фиг. 1, 2). Их отличительными черта-

Среднего Тимана

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
0,19 0,53	6,63 15,17	9,31 30,24	1,78 0,10	0,57 0,70	0,17 0,11	3,64 41,45	99,82 99,78
0,18	8,61	28,61	0,25	1,66	0,12	32,00	99,94
0,03	4,05	0,42	0,48	6,89	0,12	-	99,65
0,16	2,60	0,56	0,40	5,84	0,14	3,50	99,55
0,18 0,68	1,15 0,61	0,31 0,33	0,10 0,06	0,23 0,11	0,30 0,20	10,32 11,32	99,56 99,75
0,12	0,83	0,32	0,13	0,22	0,15	12,34	99,68
0,15 0,28 0,64	0,45 0,64 0,93	0,35 0,59 0,29	0,08 0,18 0,09	0,37 0,08 0,39	0,21 0,26 0,21	12,47 0,63 11,77	99,88 99,50 99,75

ми являются приуроченность к легко карстующимся, существенно карбонатным породам, резкий переход к подстилающему субстрату, присутствие в низах разреза рыхлых образований типа доломитовой муки, донных карстовых глин и брекций, повсеместное распространение просадочных, брекчиивидных и беспорядочных неравномерно-обломочных текстур, пестроцветность, неоднородный состав, азо-нальность или зональность, усложненная по сравнению с латерит-ным профилем на однородном субстрате, отсутствие сортировки, окатанности и слоистого распределения обломков, повышенная мощ-ность рудного горизонта и его лучшая по сравнению с другими ти-пами сохранность. Значительная часть делювиально-коллювиальных бокситоносных отложений, оставаясь в зоне аэрации, подверглась вторичной бокситизации с улучшением качества руды, что подтвер-ждается сопоставлением химических составов таких бокситов с псевдоморфными (см. таблицу)<sup>1</sup>. Из других признаков доработки де-лювиально-коллювиальных отложений отметим сближение минераль-ного и химического состава обломков и цемента (более высокая железис-тость цемента по сравнению с обломками, колломорфные желези-стые выделения, корки и друзы гематита в порах и пустотах, скоп-ления и каемки бемита около вторичных обособлений окисного же-леза или совместные с ними агрегаты, прожилки вторичного

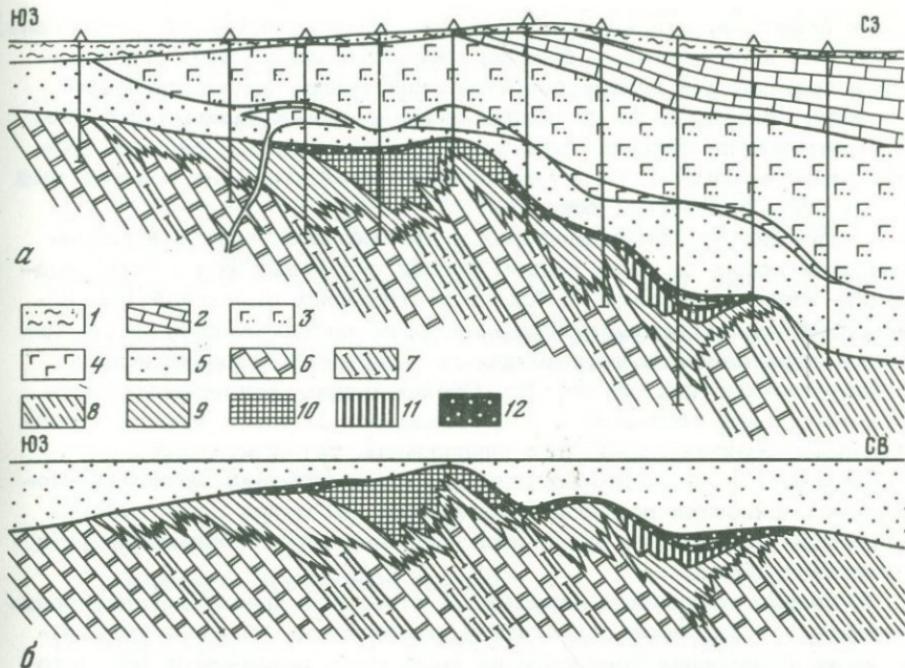
<sup>1</sup> Не подтверждается. — Прим. ред.

мелекристаллического бемита и др.), коррозию, растворение и замещение чужеродного обломочного материала (мусковита, хлорит-серизитовых сланцев, доломита, в единичных случаях кварца, полевых шпатов) минералами глинозема.

По мере ослабления восходящих тектонических движений и, возможно, смены их направленности на рубеже живетского и франского веков площадь Ворыквинской группы бокситовых месторождений становится ареной устойчивого осадконакопления. По мере выполаживания рельефа роль сил гравитации ослабевает, основным транспортирующим агентом обломочного материала становится вода (временные потоки, плоскостной смыв) с формированием делювиально-пролювиальных бокситоносных отложений, включающих весь спектр типичных осадочных образований — от конгломератов до алевропелитов. В них наблюдаются едва заметная, иногда более отчетливая наклонно-параллельная и волнисто-косая слоистость, слабая и умеренная окатанность и сортировка обломков, редкие поверхности наслоения с рябью течения и трещинами усыхания, незначительная примесь чужеродного материала (кварц, обломки пород субстрата, растительный детрит; см. фиг. 1,  $\delta$ ). Залегают делювиально-пролювиальные бокситы на пологих склонах палеоподнятий с локальными эрозионными ложбинами и у их подножий. Во фронтальных частях склоновых шлейфов алевропелитовые разности бокситов фациально замещаются безрудными сероцветными озерно-болотными отложениями (сухарные глины, лигнитоподобные и углистые аргиллиты) и перекрываются песчано-алевро-глинистыми лагунными осадками. Мощность делювиально-пролювиального бокситоносного шлейфа максимальна (до 5 м) у подножья склонов и минимальна (до полного выклинивания) на палеоводоразделах. Состав таких бокситов преимущественно каолинит-бемитовый, железистость понижена.

Выделенный на площади месторождений Ворыквинской группы ряд сменяющих друг друга во времени и частично связанных фациальными взаимоперходами бокситоносных и безрудных отложений (элювиальные бокситы — делювиально-коллювиальные — делювиально-пролювиальные бокситоносные — озерно-болотные и лагунные безрудные образования) иллюстрирует закономерную эволюцию условий осадконакопления от типично континентальных с широким развитием процессов корообразования на водораздельных пространствах до лагунных. Относительное положение бокситов различной фациальной принадлежности и вмещающих пород показано на фиг. 2.

С раннефранским этапом формирования среднетиманских бокситов связан вопрос о роли вулканогенного материала в процессе бокситообразования. Одни исследователи [4–6] вообще отрицают его наличие в бокситах, другие [1, 3, 8, 9] — придают решающее значение, связывая с латеритизацией базальтовых пирокластитов генезис значительной части бокситов. Детальные исследования показали, что базальтовая пирокластика не оказывала заметное влияние ни на минеральный состав, ни на геохимические особенности



Фиг. 2. Геологический (а) и палеогеоморфологический, на время захоронения бокситов (б) разрезы по буровому профилю ХХI Верхне-Шугорского месторождения бокситов

1 – четвертичные отложения; 2 – среднекаменноугольные известняки и доломиты; 3–5 – отложения нижнефранского подъяруса верхнего девона: 3 – туфы и туффиты вулканогенно-осадочной пачки, 4 – субинтрузивные образования базальтового состава, 5 – песчаники, алевролиты, аргиллиты нижней терригенной пачки; 6–8 – верхнерифейские метаморфические породы: 6 – известняки, доломиты, 7 – известковисто-хлорит-серцицитовые сланцы, 8 – кварц-серцицит-хлоритовые сланцы; 9–10 – формация коры выветривания: 9 – железисто-каолинит-гидрослюдистые глины и аргиллиты (литомарж), 10 – элювиальные бокситы; 11–12 – переотложенные бокситы: 11 – делювиально-коллювиальные, 12 – делювиально-пролювиальные

бокситов Среднего Тимана и не имела пордообразующего значения. Эпизодическая примесь неравномерно бокситизированной базальтовой литокластики (см. фиг. 1, е-з) отмечается исключительно в верхней части разреза переотложенных бокситов, что свидетельствует о поступлении вулканогенного материала в незначительных количествах лишь на заключительных этапах захоронения бокситов с частичной латеритизацией его в пределах останцов палеоводораздельных пространств. В настоящее время изучены многочисленные разрезы бокситоносной толщи, не содержащие каких-либо признаков пирокластики и перекрытые значительными по мощности терригено-

ными осадками, стерильными в отношении вулканогенного материала. Базальты и базальтовые брекчи, вскрытые единичными скважинами в подошве или внутри бокситоносной толщи, имеют силловую природу, связаны с более поздними внедрениями базальтовой лавы и оказывают на бокситы лишь метаморфизующее воздействие. Все это свидетельствует о довулканогенном происхождении подавляющей части среднетиманских бокситов.

Общее погружение территории и нивелировка рельефа в ранне-франское время вызвали подъем уровня грунтовых вод и, как следствие, широкое развитие в бокситах вторичных изменений (обеление, ресилификация, шамозитизация, реже кальцитизация, сидеритизация, пиритизация), искажающих геохимические характеристики и качественные показатели руд. Обеление протекало в слабо восстановительной обстановке, сопровождалось выносом железа и обогащением верхних горизонтов глиноzemом, титаном, цирконием и стронцием [7]. В некоторых специфических условиях мощность обогащенных горизонтов достигает 20 и даже 60 м при существенном вторичном обогащении руд с образованием почти мономинеральных бемитовых пород.

К редким вторичным изменениям относится преобразование среднетиманских бокситов под действием раннегерцинского вулканизма в зонах подводящих каналов и на контакте с различными базальтовыми телами (дайки, силлы, покровы). С ним связаны повышенные содержания в бокситах многих элементов-примесей, не свойственных латеритному процессу: никеля, меди, бора и др. Воздействие вулканизма проявилось в контактовом (ороговикование) и гидротермально-метасоматическом перерождении бокситовых пород с перекристаллизацией основных минералов в диаспор, корунд, магнетит, маггемит и в новообразовании шамозита, циккита, монтмориллонита, рентгеноаморфной фазы переменного состава, реже хлорита, метагаллуазита, пренита, барита, адуляра.

Анализ процессов девонского бокситообразования на Среднем Тимане в их естественной последовательности и развитии от латеритного до нормального осадочного, с учетом наложенных гипергенных и гипогенных изменений, позволяет, по мнению авторов, упорядочить представления о генезисе бокситов этого района и разработать их генетическую классификацию.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.П. и др. Пояснительная записка к карте бокситоносности СССР. Л.; М.: ВСЕГЕИ, 1973.
2. Беляев В.В., Шведова И.В. Аксессорные минералы в латеритном профиле выветривания рифейских пород на Среднем Тимане. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1976.
3. Волочаев Ф.Я., Кудьяров И.С., Петренко В.И. Генезис бокситов Среднего Тимана. — Сов. геология, 1976, № 11.

4. Воронцов В.В. О строении разреза бокситоносной толщи Верхне-Борыкинского месторождения на Среднем Тимане. - В кн.: Геология и генезис бокситов СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
5. Воронцов В.В., Петренко Н.Н. Некоторые вопросы генезиса среднетиманских бокситов. - Сов. геология, 1975, № 11.
6. Демина В.Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана. М.: Наука, 1977.
7. Мамедов В.И., Гоберман Р.Г., Теняков В.А. и др. Геохимические особенности бокситоносных латеритных покровов Среднего Тимана в связи с генезисом бокситов. - В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1976, вып. IV.
8. Плякин А.М. О бокситах Среднего Тимана. - Геол. рудн. месторожд., 1974, № 3.
9. Пастухова М.В. Процесс бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах. - В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.

УДК 553.492.1(54)

В.П. АБРАМОВ

### БОКСИТЫ ВОСТОЧНОЙ ИНДИИ

Геологи Индии в 1971 г. открыли на востоке страны латеритные бокситы и в последующие годы выявили здесь крупный бокситоносный бассейн в пределах  $17^{\circ}30'$  –  $21^{\circ}00'$  с.ш. и между  $81^{\circ}45'$  и  $83^{\circ}30'$  в.д. В настоящее время на территории Восточно-Индийского бокситоносного бассейна установлены 28 месторождений (восемь – в штате Андхра Прадеш, 20 – в штате Орисса). На месторождениях Галиконда, Саппарла, Поттанги завершена детальная разведка, а на месторождениях Джаррела, Панчпатмали и Ганцихамардан проведена предварительная разведка. Геологическое строение и состояние изученности описываются по первым пяти названным месторождениям.

Бокситы всех выявленных здесь месторождений – латеритные. Они связаны с широко развитой на Восточных Гатах корой выветривания мощностью 10–70 м. Латеритная кора выветривания сформировалась в основном по кондалитам и частично по чарнокитам. Кондалиты – местное индийское название гнейсовидных пород (пагнейсов), в основном гранат-силлиманитового состава. Это светло-серые, местами серовато-белые и белые породы, со значительным содержанием кристаллов красного граната, а в темно-серых разностях иногда отмечается повышенное содержание углерода (графита). Возраст пород геологами Индии считается архейским. Чарнокиты – породы гранитного ряда, темно-серые и темно-зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые, массивные, и, по-видимому, более молодые (протерозойские), чем кондалиты. Состоят они из щелочных полевых шпатов типа микроклина (50–60%), кварца (10–15%), темноцветных минералов (моноклинный пироксен, амфиболы, биотит – в сумме до 20–25%); из акцессорных отме-

Минеральный состав бокситов Восточной Индии

Минерал	Содержание, вес.%	
	пределы колебания	среднее
Гиббсит	58,0–80,0	67–73,5
Бемит	0,1–5,6*	0,17
Гетит	9,0–11,0	10,0
Гематит	9,0–15,0	13,0
Лимонит	Сл.–5,0	3,0**
Каолинит	1,0–5,0	3,0
Ильменит	Сл.–1,0	0,86
Рутил	1,0–1,5	1,30
Анатаз	0,46–1,0	0,60
Циркон	—	Сл.
Силлиманит	0,18–1,69	1,5
Гранат	Сл.–2,0	1,0

\* Бемит встречается очень редко, в 5–6% проб, приурочен к верхним частям разреза (до глубин 1–2 м). Предполагается, что бемит образуется из гиббсита под воздействием солнечных лучей.

\*\* Лимонит развит только в верхних частях месторождений (до глубины 5 м, редко более).

чаются ильменит, магнетит, гранат, циркон, апатит. Некоторые разновидности этих пород имеют гнейсовидный облик. Чарнокиты, вероятно, при внедрении оказали значительное термальное и гидротермальное воздействие на осадочные породы, в результате этого и регионального метаморфизма из осадочных пород образовались кондалиты (гнейсы). Кондалиты и чарнокиты слагают значительную часть территории Восточных Гат. Местами на фоне широкого развития этих пород наблюдаются тела пегматитов. Все породы секутся кварцевыми жилами.

Породы, слагающие Восточные Гаты, на протяжении позднего архея, протерозоя и палеозоя неоднократно подвергались складкообразованию (от дарвасского или более древнего до байкальского, возможно, и каледонского этапов). После формирования чарнокитов в течение значительной части протерозоя и всего фанерозоя территория Восточных Гат представляла собой сушу, все породы подвергались выветриванию, а в благоприятные климатические периоды и латеритизации. После байкальской или, возможно, каледонской складчатости территория Восточных Гат была пенепленизирована и длительный период представляла собой приподнятую выровненную

поверхность. Перерыв в осадконакоплении и благоприятные климатические условия обусловили формирование мощной (до 70 м) площадной латеритной высокоглиноземистой коры выветривания. Сформированный в постмеловое, вероятно, в плейстоценовое время единый (протяженностью до 400 км и шириной 400–100 км) или незначительно разобщенный чехол латеритной коры выветривания к настоящему времени разделен эрозионными процессами на отдельные плато максимальной площадью 17–25 км<sup>2</sup>. Значительная часть этих плато в верхней части сложена латеритными корами с месторождениями бокситов.

Бокситы выявленных месторождений характеризуются следующими средними содержаниями (%): глинозем – 45–48,8, кремнезем – 1,9–3,2, окислы железа 18,9–25,6, окислы титана 1,5–3,0, окись кальция 0,1–0,37, пятиокись фосфора 0,06–0,09; потери при прокаливании 20–27. Бокситы месторождений Восточной Индии бессернистые, малокремнистые и малокальциевые, высоко-модульные (бортовой модуль не менее 8, средний 15–20 и более), высокожелезистые. По содержанию глинозема они могут быть отнесены к среднеглиноземистым.

Основной минеральный состав бокситов и его количественные показатели, по материалам индийских геологов К. Аппавадханавали, С.К. Чакраварти, В.П. Рама Рая, доктора Шастри и др. (за 1977 г.) и исследованиям В.А. Лебедева, выполненным по пробам автора, приведены в таблице.

Макроскопически бокситы всех описываемых месторождений представлены алевролите, редко аргиллитовидной, неравномерно-зернистой породой с неровной поверхностью излома. Боксит в основном пористый, местами мелкокавернозный, крепкий, но в обломках хрупкий, на ощупь сухой, маркий. Цвет бокситов от светло- до темно-коричневого и бурого. Аргиллитовидный боксит – плотный, темно-серого и темно-бурого цветов. Местами в обнажениях и в стенках шурфов и штолен, а реже в отдельных образцах бокситов наблюдаются слоистость и элементы залегания, присущие подстилающим (материнским) породам – кондититам. Иногда в бокситах присутствуют не полностью переработанные кристаллы граната и силлиманита. Обычно на поверхности пласта бокситы представлены плотной железистой разностью мощностью 0,2–0,6 м; участками на поверхности некоторых пластов (месторождение Панчпатмали) развиты сильно железистые бокситы с оолитовой структурой.

По микроскопическим исследованиям, выполненным В.А. Лебедевым, бокситы месторождения Саппарла, типичные для большинства месторождений Восточной Индии, могут быть подразделены на две группы.

Первая группа охватывает нижнюю часть бокситового пласта мощностью 4–8 м с сильно корродированными реликтовыми зернами кварца с игольчатым рутилом. Кроме того, бокситы этой группы отличаются более или менее четко выраженной полосчатой, пятнисто-полосчатой текстурой; они умеренно пористые, по составу

железисто-гипситовые. Основная масса породы — гипсит с включениями гематита, мелкозернистый, пластинчатый, нередко агрегированный, участками слабо раскристаллизованный (промежуточная стадия от дисперсного глиноzemистого вещества к микрозернисто-кристаллической). Размер наиболее крупных гипситовых зерен 0,15–0,20 мм. Обычны коррозионные взаимоотношения гипсита и реликтового кварца, отмечаются прожилки гипсита, секущие кварц. Изредка наблюдаются кrustификационные корочки гипсита в порах. Содержание гипсита в породе около 60–70%.

Окислы железа (гематит и гетит, при явном преобладании первого) имеют преимущественно интерсерタルный характер выделений, реже глобулярный и скустковый. Общее содержание их в породе 15–20%. Некоторые участки гипсит-гематитового состава по структуре напоминают замещенный джефферезит, окаймленный сплошной железистой каймой. По отношению к реликтовому кварцу окисное железо агрессивно — корродирует его с образованием мелких прожилков, языковидных внедрений, периферийных каемок и т.д. Отмечается зачаточное образование псевдобобовин и псевдоолитов, когда при раскристаллизации основной дисперсной массы окислы железа оттесняются к периферии кристаллических агрегатов. При неоднократном возобновлении процесса раскристаллизации возникают ритмично-концентрические изометричные агрегаты, подобные оолитам, что не связанные с седиментационным процессом или существенным переотложением вещества (так называемые псевдоолиты и псевдобобовины раскристаллизации).

Реликтовые зерна кварца в породе довольно крупные (0,5–1 мм), распределены беспорядочно, форма их заузренная, они сильно изъедены глиноzemистым веществом и окислами железа. Крайне редко встречаются скопления кварцевых зерен (наподобие узловатых агрегатов в гнейсах или в узловатых сланцах). Особенностью кварцевых реликтов является обилие в них игольчатого рутила, образующего иногда "сагенитовую" решетку с углом ячеек  $\sim 60^\circ$ , и редкие включения рудного минерала, вероятно, пирита (включения кубического габитуса размером до 0,10–0,15 мм). Эти признаки могут указывать на метаморфогенную природу кварца и исходных для бокситов пород. Аксессорные — лейкоксен, единичные зерна сфена, циркона, турмалин (?) в очень мелких выделениях.

Во вторую группу включены бокситы, образцы которых взяты из верхней части бокситового пласта мощностью до 20 м. Это бокситы без кварца, в основном дисперсионного сложения, менее полистые, неравномерно ожелезненные, пятнисто-петельчатой текстуры, более железистые, чем бокситы первой группы, изредка в них присутствует реликтовый хлорит (типа джефферезита). В некоторых образцах встречен вторичный ромбовидно-зернистый бемит с размером зерен до 0,15 мм. Пятнистость бокситов обусловлена своеобразной раскристаллизацией гипсита около стяжений или затравок гематита с развитием оолитоподобных или неправильных петельчатых выделений. Выше по разрезу наблюдаются пластинчато-чешуй-

чные (до 0,30 мм) реликты слюдистых минералов и единичные обособления корродированного кварца. Структура породы участками приближается к псаммитовой, что является, вероятно, следствием неполного разложения исходных метаморфогенных пород с узловатой или мозаично-гранобластовой структурой. Признаков осадочного происхождения данной породы нет.

Наиболее железистыми являются бокситы верхней части пластов, где довольно много реликтово-прожилковых, крупных (до 1,5–2 мм) псевдоморфоз гематит-гиппситового или существенно гематитового состава, вероятно, по гранату. Содержание железистых минералов достигает здесь 25%. Встречаются колломорфно-концентрические агрегаты гетит-гематитового состава. Из акцессорных распространены мелкосгустковый лейкоксен, очень редко сфен, брукит, рутил.

На основании микро- и макроскопических признаков устанавливаются постепенный переход от материнских пород (кондалитов и чарнокитов) к высокоглиноземистой коре выветривания, наличие в бокситах реликтовых текстур и структур материнских пород (слоистость, элементы залегания, неизмененные или частично измененные кристаллы гранатов и силлиманита), присутствие в нижней части бокситового тела сильно изъеденных глиноземистым и железистым веществом зерен метаморфогенного кварца. Все это указывает на латеритную природу бокситов.

Типичный латеритный профиль на месторождениях Восточно-Индийского бокситоносного бассейна представляется в следующем виде (сверху вниз).

1. Почва и покровные отложения. Это чаще всего железисто-глиноземистая латеритная порода, сильно измененная современными поверхностными процессами, местами превращенная в железистую корку. Почва представлена бурой и темно-бурой суглинисто-супесчаной массой. Покровные отложения развиты не повсеместно. Мощность их в основном 0,2–0,6, редко 3,0–7,0 м.

2. Латерит вторичный (элювий по латеритам), преимущественно буроватого и красновато-коричневого цветов. Мощность 0,0–5 м.

3. Глиноземистый латерит (боксит) бурого и кирпично-красного, реже темно-серого цветов. К бокситу в Восточно-Индийском бассейне относят породы с содержанием  $Al_2O_3 > 40\%$  и  $SiO_2 < 5\%$ , т.е. с бортовым кремниевым модулем не менее 8. Мощность бокситов 1,2–50,0 м.

4. Железистый латерит кирпичного и буро-красного цветов с содержанием  $Fe_2O_3$  более 20% и кремнезема более 5%. Иногда в нем отмечается высокое содержание глинозема (до 50% и более). Развит не повсеместно. Мощность от 0,0 до 5–6 м.

5. Литомарж – глина, местами слегка алевритистая, участками жирная на ощупь, розовато-серого и коричневато-красного цветов, развита не повсеместно. Мощность от 0,0 до 4–5 м.

6. Измененные, в разной степени каолинизированные кондалиты и реже чарнокиты. Мощность 1–2, реже 10–13 м.

Ниже залегают невыветрельные кондалиты и чарнокиты.

Местами в шурфах, траншеях и обнажениях наблюдаются бокситы с сохранившимися текстурой и структурой пород фундамента. Углы падения, слоистость, подобная слоистости подстилающих пород, не полностью измененные кристаллы гранатов и силлиманита указывают на то, что материнскими породами для бокситов являются кондилиты и чарнокиты, лежащие в основании латеритной толщи. Об этом свидетельствует также постепенный переход от свежих, не затронутых процессами выветривания пород фундамента к каолинизированным и латеритизированным.

Возраст латеритов индийские геологи считают посткембрийским, некоторые — поздне- или послемеловым и даже плейстоценовым. Сторонники плейстоценового возраста полагают, что если бы бокситы сформировались раньше, то, залегая на поверхности без прикрытия, они к настоящему времени были бы полностью эродированы. Густая и глубоко врезанная в месторождения современная овражная сеть, резко расчленяющая единые крупные месторождения (плато) на мелкие блоки, а также обильные (1200—2000 мм) мусонные (июнь — сентябрь) дожди дают основание считать эти доводы убедительными и позволяют присоединиться к выводу о плейстоценовом возрасте бокситов. Кроме того, по сведениям геологов (доктор Шастри и др.), климатические условия в плейстоцене были вполне благоприятны для бокситообразования, а площадь достаточно приподнятой и пенепленизированной.

Рудные тела залегают на плато, имеющем высоту 1000—1400 м над уровнем моря. Мощность бокситового пласта 10—50, в среднем 14—18 м. Покровные отложения на месторождениях развиты не повсеместно и представлены почвенным слоем или некондиционными бокситами. Бокситы всех выявленных месторождений обычно сплошным чехлом покрывают отдельные плато. Только в единичных случаях на некоторых месторождениях они разрываются окнами материнских пород. Залегают бокситы практически горизонтально.

Технологические свойства бокситов были изучены только в лабораторных условиях и в недостаточных объемах. Однако, учитывая высокое качество бокситов и в основном гипситовый их состав, можно предположить, что извлечение из них глинозема по методу Байера будет рентабельным, особенно если учесть при этом извлечение пятиокиси ванадия и, возможно, галлия.

Из всего изложенного следует, что на Востоке Индии (в Восточных Гатах) к настоящему времени выявлен крупный бокситоносный район. Можно с уверенностью сказать, что при изучении еще не обследованных плато здесь будут открыты новые залежи и месторождения бокситов.

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИЛИКАТНОГО НИКЕЛЯ, ФОСФАТОВ И ДРУГИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 553.481.068.34 : 552.321.6

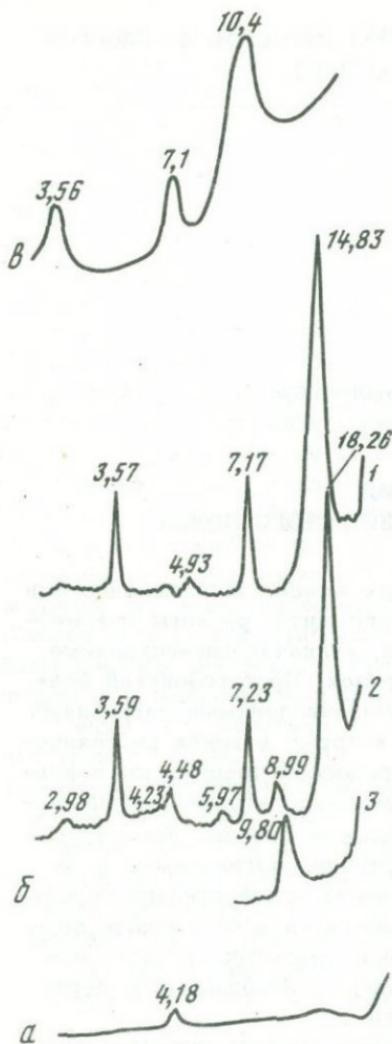
Ф.А. КИРЕЕВ, О.О. РАЗУМОВСКИЙ, А.Н. БРОННИКОВ,  
С.А. МЕЛКУМЯН

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИКЕЛЕНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВАХ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА

В пределах синклиниорной зоны Ветреного пояса, расположенного в юго-восточной краевой части Балтийского щита, развиты гранитогнейсы, мигматиты и гранитоиды архея, вулканогенно-осадочные образования нижнего и среднего протерозоя. Протерозойский осадочно-эффузивный комплекс насыщен многочисленными интрузиями габбро, габбро-диабазов, перидотитов, которые в зонах рассланцевания в результате метаморфических процессов превращены в альбит-эпидот-актинолит-тремолитовые, кварц-хлоритовые, кварц-карбонат-тальк-хлоритовые, амфибол-хлоритовые сланцы. Ультраосновные породы, представленные преимущественно оливиновыми и пироксен-оливиновыми перидотитами, в значительной степени серпентинизированы. Грязь Ветреного пояса почти на всей площади покрыта моренными отложениями и лишь в юго-восточной части погружается под толщу осадочных образований кембрийского, верхнедевонского и каменноугольного возраста.

Отличительной чертой региона является широкое развитие кор выветривания кристаллических пород. В пределах Североонежского бокситоносного района выделяются три разновозрастные эпохи ко-рообразования — докембрийская, додевонская и нижнекаменноугольная. Наиболее интенсивно процессы выветривания проявились в нижнекаменноугольное время. При этом на породах основного состава формировались глиноземистые латериты, а в продуктах выветривания серпентинитов концентрировались в повышенном количестве никель, кобальт, хром, железо [4, 9].

Наличие интрузивных пород ультраосновного состава и кор выветривания позволило в свое время некоторым исследователям предположить, что здесь возможно присутствие их никеленосных разновидностей [10, 11], что, однако, до недавнего времени не подтверждалось. Это объясняется до некоторой степени тем, что при



Фиг. 1. Фрагменты дифрактограмм породы из каолинит-монтморилонит-окристой зоны коры выветривания серпентинита

*a* – образец до удаления окислов железа; *b* – тот же образец после удаления окислов железа (*1* – природный, *2* – насыщенный глицерином, *3* – прокаленный при 550°C); *c* – тот же образец после обработки по методу Грин-Келли

проводении поисковых работ в пределах Североонежского бокситоносного района усилия геологов были направлены на выявление лишь кор выветривания основных пород как главного источника рудного вещества для осадочных бокситовых месторождений. Кроме того, существовавшее продолжительное время представление об отсутствии на Ветреном поясе латеритного процесса в нижнем карбоне ограничивало изучение кор выветривания ультраосновных пород с точки зрения их никеленосности.

Кора выветривания апопериidotитового серпентинита с повышенным содержанием никеля и кобальта в глинисто-окристой зоне была вскрыта бурением в 1972 г. на южном погружении Лужемского выступа [1, 4]. Эта кора выветривания мощностью около 50 м залегает на глубине 68 м под толщей протвинских известняков. Исходный

серпентинит состоит из рецкитового оливина, замещенного серпентинитом хризотилового типа, а также пироксена, tremolита, талька, биотита, хлорита, единичных зерен основного плагиоклаза, магнетита и гидроокислов железа.

Карбонатные прожилки, наблюдавшиеся в нижней части профиля, вверх по разрезу постепенно исчезают. Порода становится однородной, крепкой, но достаточно легкой и пористой. Ее объемный вес 1,70–1,78 г/см<sup>3</sup>, а пористость 36–43%, в то время как соответствующие значения в исходном серпентините 2,71 г/см<sup>3</sup> и 0,21%. Железистая масса породы состоит из темно-бурых или черных непрозрачных зерен рудных минералов, гидрогематита, магнетита, гидроокислов железа. При рентгенографическом изучении породы сильная ожелезненность породы (до 50% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) затушевывает присут-

ствие глинистых минералов, в результате чего на дифрактограммах естественных препаратов отражено присутствие лишь минералов окислов железа (фиг. 1, а). Для идентификации глинистой составляющей продуктов выветривания окислы железа были удалены по известной методике О.П. Мира и М.Л. Джексона [6]. Рентгенографический анализ образца, подвергнутого подобной обработке, показал, что глинистая составляющая породы представлена 14 Å разбувающей фазой, которой в нижней части профиля сопутствуют реликтовый серпентин и хлорит, а в верхней — каолинит (см. фиг. 1, б).

Один из широко распространенных продуктов выветривания ультраосновных пород — нонtronит. Поскольку дифракционные картины нонtronита и монтмориллонита сходны при традиционной обработке рентгеновских препаратов (насыщение глицерином, прокаливание), то существует опасность ошибочной идентификации этих минералов.

Для установления природы 14 Å разбувающей фазы нами использована методика Р. Грин-Келли [13], которую он рекомендовал применять для различия монтмориллонита и нонtronита. Методика основана на кристаллохимических особенностях этих минералов, в частности на размещении отрицательного заряда в различных структурных позициях (в октаэдрической сетке у монтмориллонита и в тетраэдрической — у нонtronита). После соответствующей обработки образцов, суть которой заключается в насыщении их катионами лития, прогревании до 300°С и последующем насыщении глицерином, монтмориллонит необратимо сжимается и дает на рентгенограмме рефлекс около 10 Å, в то время как нонtronит — около 18 Å. Результаты проведенной обработки показали, что изученный минерал является монтмориллонитом, о чем свидетельствуют отражения 10,4–10,5 Å (см. фиг. 1, в). Следовательно, в продуктах выветривания серпентинитов может формироваться не только нонtronит, но и монтмориллонит. Не исключено, также, что в ряде случаев монтмориллонит по изложенным выше причинам мог ошибочно диагностироваться как нонtronит.

В описываемой коре выветривания, главным образом в средней ее части, методами рентгеновского анализа (10,6–10,8; 6,44; 5,40 Å и т.д.) и электронной микроскопии (характерные волокнистые и параллельно-шестоватые агрегаты) обнаружен палыгорскит. Он, как правило, развит по трубчатым кристаллам хризотила, а также образует самостоятельные выделения в трещинах и порах породы, что свидетельствует о его вторичном происхождении, связанном, вероятно, с карбонатным составом перекрывающих кору пород.

По сравнению с материнскими серпентинитами наиболее значительные изменения в химическом составе пород разреза наблюдаются в монтмориллонит-окристых продуктах выветривания. Закисное железо здесь полностью перешло к окисную форму, активно выносятся кремнезем, магний. Накапливаются никель (0,52%) и кобальт (0,044%), в то время как в свежих серпентинитах соответствующие значения — 0,14 и 0,01%. В последнее время в преде-

Химический состав (в вес. %) продуктов никеленосной коры выветривания пород

№ обр.	Глубина, м	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>
1	70,0	8,6	24,7	49,6	Сл.	1,63
3	72,0	3,6	17,1	55,57	Нет	1,04
4	74,0	5,9	18,33	57,26	"	1,13
5	75,5	6,0	18,4	58,6	Сл.	1,28
6	77,0	13,4	15,85	53,76	Нет	0,94
7	79,0	13,7	16,5	53,07	"	0,98
8	80,0	20,1	14,9	48,8	Сл.	1,0
9	82,0	20,47	14,5	48,96	Нет	0,90
10	84,0	23,07	14,3	45,7	"	0,89
11	85,0	26,2	13,7	44,8	Сл.	1,10
12	87,0	24,38	10,32	32,07	1,44	0,64
13	88,5	30,6	7,0	17,85	3,35	0,48
14	93,0	35,4	3,9	8,69	4,43	0,20

\*Анализы выполнены в химической лаборатории Архангельского ТГУ.

Таблица (окончание)

№ обр.	Глубина, м	П.п.п.	Сумма	S <sub>вал</sub>	Ni	Co
1	70,0	12,72	100,26	0,04	0,19	0,02
3	72,0	15,2	99,45	0,1	0,42	0,05
4	74,0	12,6	100,02	0,1	0,57	0,06
5	75,5	11,92	99,89	0,04	0,55	0,05
6	77,0	9,54	99,48	0,1	0,85	0,15
7	79,0	9,69	99,93	0,1	0,88	0,12
8	80,0	9,09	99,85	Сл.	0,61	0,09
9	82,0	8,91	100,27	0,1	0,60	0,05
10	84,0	8,74	99,87	0,1	0,60	0,07
11	85,0	8,06	99,98	Сл.	0,21	0,04
12	87,0	11,28	99,38	0,1	0,96	0,05
13	88,5	12,5	100,12	Сл.	0,81	0,02
14	93,0	13,32	100,09	"	0,14	0,01

лах Североонежского бокситоносного района на юго-восточном подгружении кристаллических пород Лужемского выступа под песчано-глинистые и карбонатные породы нижнего и среднего карбона были вскрыты кобальт-никеленосные коры выветривания серпентинитов.

Мощность этих кор, залегающих на глубине 60–90 м, достигает 35 м. Материнские серпентиниты сложены главным образом антигоритом, частично хризотилом, а также хлоритом, биотитом, магнетитом. Зеленовато-серый плотный серпентинит с прожилками кар-

ния основных (глубина 70–82 м) и серпентинитовых (глубина 82–93 м)\*

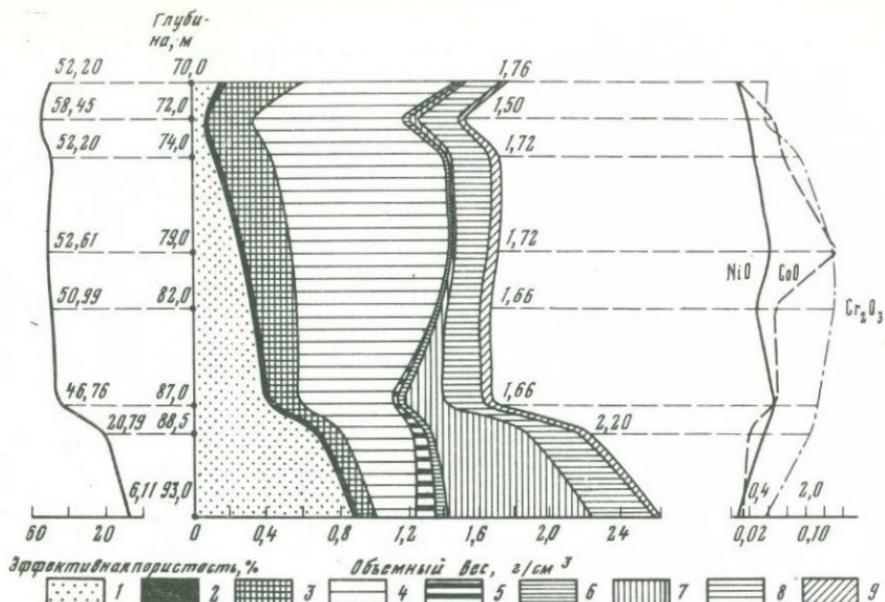
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0,84	0,06	0,22	0,57	0,84	0,10	0,26	0,12
0,78	0,06	2,58	2,11	1,08	0,15	0,12	0,06
1,62	0,12	0,59	0,74	1,26	0,11	0,30	0,06
1,73	0,03	0,08	0,32	1,08	0,10	0,26	0,09
1,94	0,08	0,41	1,14	1,08	0,13	1,14	0,07
2,36	0,10	0,41	0,64	1,36	0,12	0,90	0,10
2,52	0,01	0,45	1,02	1,12	0,18	0,56	0,10
2,36	0,08	0,76	1,82	1,04	0,10	0,28	0,09
2,10	0,08	1,0	2,32	1,2	0,12	0,26	0,09
2,04	0,02	0,67	1,76	0,88	0,25	0,41	0,09
1,94	0,08	2,23	13,7	1,01	0,09	0,12	0,08
1,80	0,03	2,02	24,1	0,65	0,06	0,06	0,07
0,78	0,06	2,14	30,72	0,29	0,06	0,06	0,04

бонатов переходит выше по профилю в серовато-коричневую, менее плотную, а затем в охристо-красную и темно-бурую глинистую породу. Изменения химического состава пород в профиле выветривания в целом сходны с описанными выше. Они заключаются в интенсивном выносе магния, кремнезема, концентрации окисного железа и частично глинозема (см. таблицу; фиг. 2). Высокой подвижностью отличается никель, который накапливается преимущественно в нижних горизонтах коры выветривания, где содержание его достигает 1,2%. Кобальт вследствие способности к окислению несколько менее подвижен, чем никель, и наиболее высокая концентрация его (до 0,15%) наблюдается в низах охристой зоны.

Повышенное содержание хрома (до 2,5%) приурочено к средним горизонтам коры выветривания, но в общем поведение его не обнаруживает четкой закономерности, что, очевидно, связано как с его неравномерным распределением в исходных серпентинитах, так и с некоторым перераспределением в процессе выветривания [2].

Обычно содержание глинозема в зоне охр кор выветривания серпентинитов невелико (не превышает нескольких процентов), что связано с незначительным содержанием алюминия в исходных породах.

Однако, как видно из приведенного материала (см. таблицу), отличительной особенностью продуктов выветривания ультраосновных пород Ветреного пояса является повышенная концентрация глинозема (до 26%) при 4–13% окиси кремния. Столь необычно высокое содержание глинозема связано, вероятно, с присутствием пород основного состава, секущих в виде жил серпентиниты, которые в приконтактовых зонах, как правило, хлоритизированы и амфиболи-



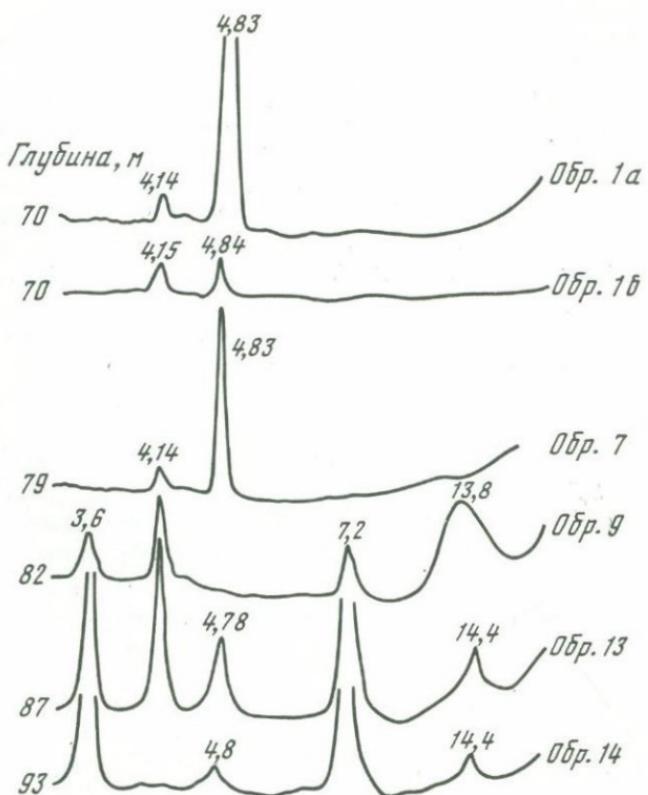
Фиг. 2. Геохимическая диаграмма изменения пород в профиле выветривания серпентинита (93–82 м) и пород основного состава (глубина 82–70 м)

1 - SiO<sub>2</sub>; 2 - TiO<sub>2</sub>; 3 - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 4 - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 5 - FeO; 6 - CaO; 7 - MgO; 8 - потери при прокаливании; 9 - другие элементы

тизированы. При этом установить исходную жильную породу в большинстве случаев не представляется возможным, так как жильные тела маломощны и характеризуются зачастую одинаковой степенью выветривания [3, 5, 12]. В нашем случае материнские породы в профиле выветривания представлены в нижней части серпентинитом, а в верхней — железисто-гиббситовым материалом, образовавшимся видимо, по дайке основного состава.

Серпентин, помимо петрографического наблюдения, выявляется на дифрактограмме по наличию интенсивных и четких рефлексов, отвечающих межплоскостным расстояниям 7,25 и 3,61 Å (фиг. 3, обр. 14, 13). Отражения 14,4 и 4,8 Å связаны с примесью хлорита. Выше по разрезу содержание серпентина резко уменьшается, а хлорит деградирует, о чем свидетельствует широкое диффузное отражение 13,8 Å (см. фиг. 3, обр. 9); почти не меняющее положения после насыщения препарата глицерином и несколько сдвигающееся к меньшим значениям *d* после прокаливания. Возможно, что часть хлоритовых пакетов вермикулитизирована.

На глубине около 80 м химико-минеральный состав пород в профиле выветривания резко меняется. На дифрактограммах все рефлексы, наблюдавшиеся в нижних горизонтах, за исключением гетитового (4,14 Å), исчезают и появляется отражение 4,83–4,84 Å,



Фиг. 3. Дифрактограммы природных образцов из профиля выветривания серпентинитовых (глубина 93–82 м) и основных пород (глубина 82–70 м)

Обр. 1а – после удаления окислов железа; обр. 1б – до удаления окислов железа

характеризующее гиббсит (см. фиг. 3, обр. 7, 1б). Особенno сильно интенсивность этого отражения возрастает после освобождения породы от окиси железа (см. фиг. 3, обр. 1а). Содержание кремнезема достигает минимального значения – 3,6%.

Наиболее высокое содержание глиноэма – 24,7%. Порода верхних горизонтов коры сильно ожелезнена (до 58,6%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), что затрудняет наблюдения в шлифах. Однако под микроскопом на фоне темной железистой массы хорошо видны кристаллы гиббсита, который выполняет пустотки и трещинки в породе (фиг. 4, а, см. в конце книги), а также образует псевдоморфозы по первичным минералам (см. фиг. 4, б). Отметим, что присутствие гиббсита в профиле указывает на общий латеритный характер выветривания в районе.

Как следует из таблицы и фиг. 2, повышенное содержание никеля наблюдается не только в нижних горизонтах коры выветривания серпентинита (обр. 12, 13), но и в выветрелых продуктах

дайки основной породы (обр. 6, 7). А.А. Глазковский и др. [3, с. 53] отмечали, что жильные тела в серпентинитовых массивах играют существенную роль в рудообразовании, поскольку именно к ним тяготеют более мощные и одновременно более богатые никелем участки рудных залежей. Одна из причин этого заключается, возможно, в том, что никель, мигрируя по профилю выветривания, фиксируется преимущественно в таких минералах, свойственных основным породам и их элювиальным образованиям, как хлорит, его в различной степени выветрелые и деградированные разности, вермикулит, гидрогетит и др. [7, 8].

Таким образом, наличие в серпентинитах даек и жильных образований основных пород является в определенной степени благоприятным обстоятельством для повышенной концентрации гипергенного никеля.

В заключение отметим еще одну особенность никеленосных кор выветривания на Ветреном поясе. Она связана с их необычным нижнекаменноугольным возрастом, в то время как большинство гипергенных месторождений силикатного никеля образовалось в мезозое и кайнозое. Это, однако, не может служить аргументом против поисков никеля в другом возрастном диапазоне, в частности в нижнем карбоне, как, например, на Ветреном поясе.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бочко Р.А., Киреев Ф.А. Древние коры выветривания Североонежского бокситоносного района и связь с ними бокситовых месторождений. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
2. Витовская И.В., Лавренова Н.Н. Количественная оценка процессов формирования никеленосных кор выветривания. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
3. Глазковский А.А., Горбунов Г.И., Сысоев Ф.А. Месторождения никеля. – В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2.
4. Киреев Ф.А. Североонежские месторождения бокситов озерного типа. – В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974.
5. Куземкина Е.Н. О гиббситоносной коре выветривания на породах Кольского массива (Северный Урал). – В кн.: Древние продуктивные коры выветривания. М.: Наука, 1967, вып. 8.
6. Мира О.П., Джексон М.Л. Удаление окислов железа из почв и глин при помощи дитионитлимоннокислой системы с буферным раствором бикарбоната калия. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
7. Никитин К.К., Глазковский А.А. Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970.
8. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.
9. Разумовский О.О., Бронников А.Н., Гриб В.П. и др. Никеленосная кора выветривания серпентинитов на восточном склоне Балтийского щита. – Докл. АН СССР, 1977, 237, № 4.

10. Синицын А.В., Махнач З.К., Ермолаева Л.А. Перспективы поисков силикатного никеля в Ветреном поясе. — Сов. геология, 1971, № 1.
11. Трубина К.Н. Латеритная кора выветривания серпентинитов Ветреного пояса и ее значение в рудной формации. — В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М.: Наука, 1973.
12. Хорошева Д.П. Особенности минералогии верхней зоны коры выветривания ультраосновных и основных пород Среднего Приднепровья. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1.
13. Greene-Kelly R. Dehydration of montmorillonite. — Miner. Mag., 1953, 30.

УДК 553.481.068.34

К.Г. БОРОДИНА

**ВТОРИЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ  
НИКЕЛЕНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ  
И ЕЕ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ  
ПРОМЫШЛЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НИКЕЛЕВЫХ РУД**

Вторичная наложенная минерализация в никеленосных корах, как и во многих других типах кор, в ряде случаев приводит к коренному изменению состава и структуры первичных остаточных продуктов выветривания и формированию так называемой преобразованной коры с присущими ей закономерностями строения и оруденения.

По особенностям состава и условий образования вторичных минералов резко обособляются два типа преобразованных кор. Первый тип характеризуется развитием вторичных минералов, сформированных в аналогичных с остаточными продуктами выветривания условиях образования. Появление их связано с позднейшим наложенным химическим разложением продуктов остаточной коры или с их инфильтрационным метасоматозом. Преобразованные коры этого типа сложены такими же минералами, как и остаточные коры, поэтому отличаются от них лишь текстурно-структурными признаками.

Второй тип преобразованных кор характеризуется присутствием вторичных минералов, не свойственных остаточным корам, являющихся для них "запрещенными" и развивающихся в результате резкой смены среды минералообразования с окислительной на восстановительную. Преобразованные коры этого типа имеют не только резкие внешние отличия от остаточных кор, но и иной химический и минеральный состав. К ним относятся коры с шамозитизированными продуктами выветривания гипербазитов. Никеленосные разности их, представляющие промышленный интерес, мы отнесли к северскому подтипу [3].

В условиях длительного континентального развития региона с неоднократной сменой геохимических условий гипергенного минералообразования формируются полигенные коры выветривания и связанные с ними месторождения. Примером служит никеленосная кора выветривания Кольского массива гипербазитов на Северном

Урале, в геологическом развитии которого можно выделить три этапа, разорванных во времени.

В нижнемезойское время в условиях гумидного климата была сформирована первичная остаточная кора выветривания гипербазитов. По морфогенетическим признакам, согласно классификации К.К. Никитина [5, 6], она относится к смешанному линейно-площадному типу. Благодаря обилию даек разного состава кора выветривания характеризуется не только сложным строением, но также сложным и разнообразным составом продуктов выветривания как вмещающих гипербазитов, так и жильных пород. Оруденение в остаточной коре крайне неравномерное и обусловлено особенностями распределения трещин и контактов внутри массива гипербазитов. Рудные тела имеют вид небольших линзо- и клинообразных быстро выклинивающихся залежей с невыдержаными мощностями.

В период от средней-верхней юры до альб-сенона включительно в связи с блоковыми подвижками на отдельных площадях массива сформировались континентальные водоемы. Остаточная кора выветривания на этих участках вследствие резкой смены субаэральной окислительной обстановки на субаквальную восстановительную подверглась сильному изменению с развитием преобразованной коры серовского подтипа.

Перед верхнемеловой и палеогеновой трансгрессиями некоторые участки преобразованных кор были выведены из-под юрских и нижнемеловых осадков на дневную поверхность и вновь подверглись химическому выветриванию в обычных субаэральных условиях с формированием нового типа преобразованных кор.

В результате этих трех этапов развития региона в никеленосной коре Кольского массива возникли парагенетические ассоциации минералов, характеризующие различные условия минералообразования. Среди них отмечается серия минералов промежуточного состава, не встречавшихся в других никеленосных корах.

Перераспределение породо- и рудообразующих элементов в результате смены условий минералообразования приводило также к изменению морфологии рудных тел и вещественного состава слагающих их руд.

#### ПРЕОБРАЗОВАННАЯ КОРА СЕРОВСКОГО ПОДТИПА

Преобразованная кора выветривания серпентинитов. Среди вторичных минералов в преобразованной коре выветривания серпентинитов отмечены: шамозит, магнетит, карбонаты (сидерит, манганосидерит, манганокальцит, родохрозит) и сульфиды (пирит, марказит, миллерит). Из них наиболее широко развит шамозит, в ассоциации с которым иногда находятся большие количества магнетита и сидерита. Другие карбонаты и сульфиды имеют подчиненное распространение и встречаются преимущественно в верхней части преобразованной коры. Исключение составляет миллерит, наблюдаемый иногда на больших глубинах среди слабо выветрелых пород.

Перечисленные вторичные минералы частично или полностью замещают все минералы остаточной коры, в том числе и реликтовые гипогенные минералы исходных серпентинитов, а также отлагаются в виде прожилков, гнезд, желваков и стяжений с образованием метасоматических шамозитовых пород и в разной степени шамозитизированных охр и выщелоченных серпентинитов.

В преобразованной шамозитизированной коре по степени замещения по направлению сверху вниз можно выделить горизонты сильной, средней и слабой шамозитизации (фиг. 1).

1. Горизонт сильной шамозитизации начинается с поверхности. Нижняя граница горизонта очень неровная, пилообразная и определяется строением остаточной коры. Максимальная мощность 50 м. Содержание шамозита в породах 50–100%.

2. Горизонт средней шамозитизации в виде каймы оконтуривает верхний горизонт. Имеет неровную верхнюю и нижнюю границы. Максимальная мощность 45 м. Количество шамозита в породах 10–50%.

3. Горизонт слабой шамозитизации сменяет средний горизонт. Имеет очень невыдержанную мощность и характеризует переход к неизмененным продуктам остаточной коры. Содержание шамозита в породах 10%.

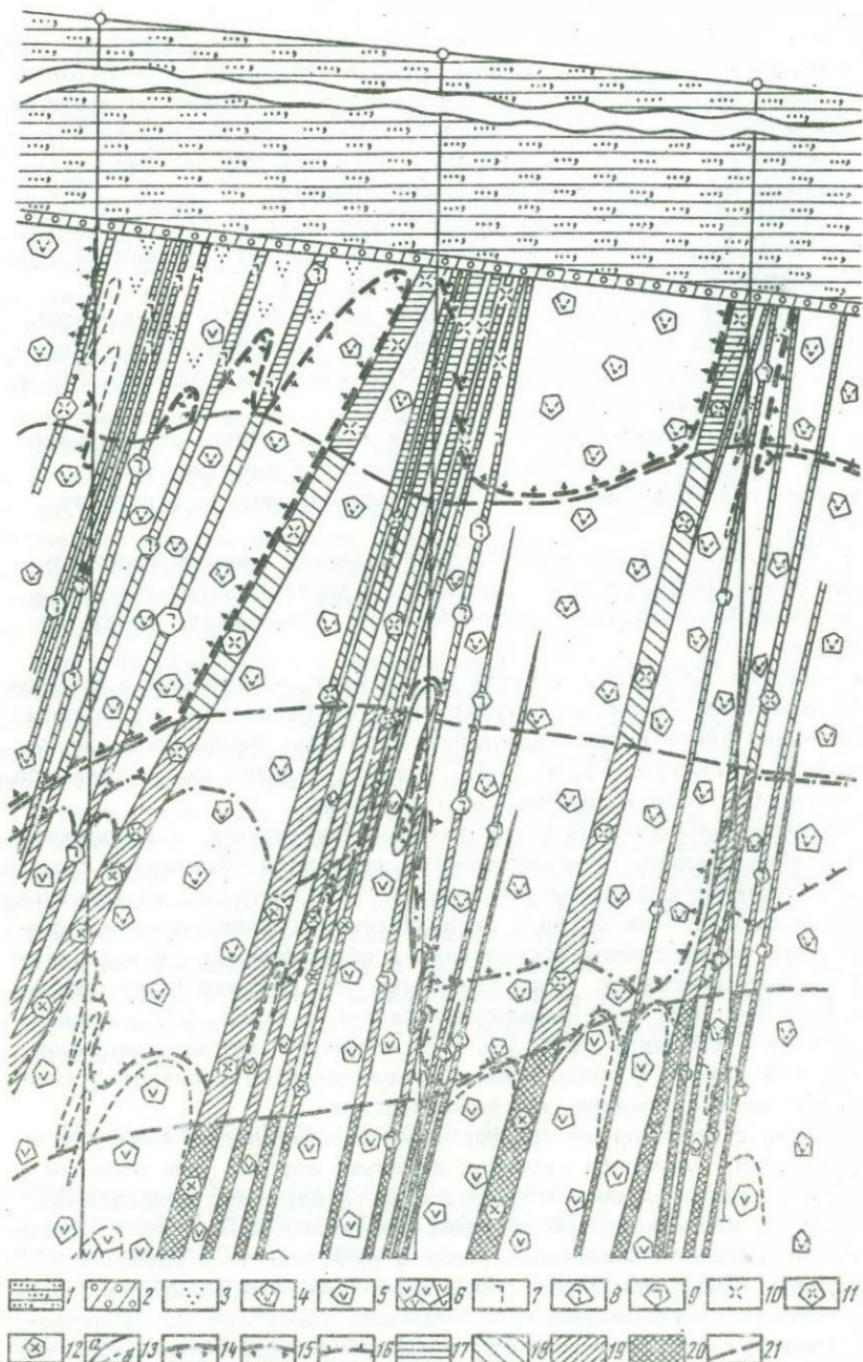
Шамозиты Кольского массива по составу, оптическим и физическим свойствам (табл. 1), структурным особенностям и условиям образования аналогичны вторичным шамозитам, неоднократно описанным в литературе [2, 4, 7–9]. Главное отличие их заключается в повышенном содержании никеля и кобальта.

Развитие шамозита по серпентиновым минералам и керолиту идет с образованием промежуточного стадийного минерала в самом нижнем горизонте зоны шамозитизации. Этот минерал, не утративший еще внешнего сходства с серпентиновыми минералами и керолитом, при более тонких исследованиях обнаруживает существенные структурные изменения. Рентгенограмма его соответствует разбухающим минералам типа вермикулит–сапонита (табл. 2), а кривая нагревания – сапониту (фиг. 2). В химическом составе минерала появляются закись и окись железа, увеличивается количество никеля и уменьшается содержание окиси магния.

В связи с постоянным присутствием в шамозите и промежуточном стадийном минерале никеля и кобальта породы, ими сложенные, как правило, оказываются рудными, а сами они принадлежат к одним из главных рудообразующих минералов, с которыми связывается до 80% всего содержащегося в руде никеля и кобальта.

Из других вторичных минералов наибольшего внимания заслуживает миллерит, содержащий 64,7% никеля. Даже при самой незначительной примеси его (0,5–1%) продукты выветривания серпентинитов становятся рудными.

В мanganосидеритах содержится 0,1–0,85% никеля и 0,004–0,19% кобальта. Примерно такое же содержание никеля и кобальта отмечено в гипергенных магнетитах.



Фиг. 1. Фрагмент геологического разреза по линии 95 участка № 7  
 1 – аргиллиты; 2 – конгломераты; 3 – охры по серпентинитам;  
 4 – рыхлые вышелоченные (керолитизированные и обожренные) сер-

## Окончание подписи к фиг. 1

пентиниты; 5 - плотные выщелоченные серпентиниты; 6 - дезинтегрированные серпентиниты; 7 - гетит-галлуазит-каолинитовые и каолинит-гетитовые глинистые продукты по жильным горнбледитам; 8 - рыхлые выщелоченные (монтмориллонитизированные и гидрохлоритизированные) горнбледиты; 9 - плотные выщелоченные горнбледиты; 10 - монтмориллонит-каолинитовые и гетит-каолинитовые продукты по жильным диоритам; 11 - рыхлые выщелоченные (монтмориллонитизированные и гидрохлоритизированные) диориты; 12 - плотные выщелоченные диориты; 13 - границы: а - пород, б - геохимических зон; 14-16 - границы горизонтов шамозитизации в коре выветривания гипербазитов: 14 - сильной и сплошной, 15 - средней, 16 - слабой; 17 - шамозитизированные продукты выветривания жильных пород; 18-20 - продукты выветривания жильных пород: 18 - риаитизированные, 19 - еловскитизированные, 20 - серпентинизированные; 21 - границы горизонтов вторичной гипергенной метасоматической зональности в коре выветривания жильных пород

Преобразованная кора выветривания жильных пород. В отличие от серпентинитов вторичная минерализация здесь проявлена еще более интенсивно, распространяется на более глубокие горизонты и представлена более многообразно. Наряду с перечисленными выше минералами, в преобразованной коре выветривания жильных пород широко развиты вторичные инфильтрационно-метасоматические алюмо-железо-магнезиальные силикаты, образующие непрерывный изоморфный ряд от шамозита до серпентина. Нашел замещенные этими минералами продукты выветривания жильных пород представляют собой своеобразные гипергенные метасоматиты, не встречающиеся в остаточных корах.

В результате детального изучения вещественного состава этих метасоматитов установлено, что их химический состав последовательно меняется от сильно железистых (в верхних горизонтах коры) до алюмомагнезиальных и магнезиальных (в нижних горизонтах). Последовательная смена их химического состава находится в прямой зависимости от химического состава вторичных минералов, которыми они замещаются и которые образуют отмеченный изоморфный ряд. В этом изоморфном ряду можно выделить пять основных членов: шамозит, риаит<sup>1</sup>, еловскит, алюмосерпентин и серпентин.

Наиболее широко распространены первые четыре минерала. Соответственно в преобразованной коре выветривания жильных пород можно выделить четыре метасоматических горизонта, определяющих ее вертикальную зональность: шамозитизацию, риаитизацию, елов-

<sup>1</sup> Риаитом и еловскитом мы условно назвали две промежуточные разновидности этого ряда [3].

Таблица 1

Средний химический состав (в вес. %) и физические свойства наиболее распространенных вторичных минералов никеленосной коры выветривания Кольского массива

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Шамозит из шамозитизированных охр	22,64	0,56	19,70	15,77	29,27
Стадийный минерал, промежуточный между керолитом и шамозитом	41,95	0,01	0,99	12,85	2,45
Шамозит из коры выветривания жильных пород	23,90	0,76	17,61	11,48	27,45
Риант	33,72	0,17	15,95	12,40	10,03
Еловският	39,96	0,10	17,22	2,92	1,73
Алюмосерпентин	38,87	0,12	15,86	1,14	0,82
Ni-серпентин	37,55	0,07	7,25	0,20	0,21
Серпентин	42,26	Сл.	1,70	0,33	-
Магнетит	-	-	-	67,12	29,48
Сидерит*	-	-	-	-	52,56
Манганосидерит	-	-	-	-	43,99
Окисленный шамозит	32,03	0,01	1,41	37,14	1,73
Гизингерит	33,12	0,01	1,95	37,18	0,87
Окисленный риант	42,84	0,080	16,77	8,77	1,96
Стадийный минерал, переходный от рианта и еловския к каолиниту	40,30	0,29	21,65	2,20	4,61
Вторичный каолинит	46,12	0,09	34,16	2,02	0,42

\* В сидерите и манганосидерите п.п.л. соответствуют CO<sub>2</sub>.

скитизации и серпентинизации (см. фиг. 1). Выделенные горизонты присутствуют повсеместно, и их расположение не зависит от петрографического состава жильных пород и степени их разложения. Переходы от одного горизонта к другому постепенные, с развитием промежуточных по составу пород, поэтому границы между горизонтами нерезкие. Пространственное положение каждого горизонта определяется соответствующими геохимическими барьерами, ограничивающими возможность формирования того или иного минерального вида.

1. Горизонт шамозитизированных жильных пород развит в самой верхней части разреза коры и распространяется на глубину до 20–50 м, поэтому шамозитизированы главным образом каолинитовые и гетит–каолинитовые продукты.

2. Горизонт риантитизированных жильных пород находится гипсометрически ниже горизонта шамозитизации, но внутри шамозитового горизонта гипербазитов и распространяется преимущественно на

распространенных вторичных минералов никеленосной коры выветривания Кольского массива

	MgO	NiO	CoO	П.п.п.	Твердость	Удельный вес, г/см <sup>2</sup>	Показатель преломления
Шамозит из шамозитизированных охр	2,13	1,59	0,149	11,07	1–2	2,6–2,9	1,670–1,684
Стадийный минерал, промежуточный между керолитом и шамозитом	26,60	0,90	0,022	10,31	1–2	2,4–2,5	1,564–1,595
Шамозит из коры выветривания жильных пород	4,50	0,83	0,042	11,35			
Риант	8,00	2,65	0,026	16,58	3–3,5	2,5–2,6	1,560–1,580
Еловският	18,64	0,54	0,010	18,54	3–3,5	2,4–2,5	1,523–1,550
Алюмосерпентин	27,74	0,62	0,003	17,43	2,5–3,5	2,4–2,5	1,516–1,547
Ni-серпентин	30,48	8,44	0,001	15,72	2,5–3,5	2,5	1,546–1,554
Серпентин	39,93	-	-	18,85	2,5–3	2,4–2,5	1,543–1,545
Магнетит	0,53	0,70	0,12	-			
Сидерит*	2,73	0,25	0,015	38,88	4	3,6	1,875–1,633
Манганосидерит	2,41	0,37	0,06	35,68			
Окисленный шамозит	3,09	1,39	0,168	22,02	1–2	2,7–2,8	1,680–1,700
Гизингерит	1,93	1,03	0,113	22,81	1–2,	2	1,450–1,520
Окисленный риант	8,80	2,04	0,007	17,88	2	2,5–2,65	1,575–1,612
Стадийный минерал, переходный от рианта и еловския к каолиниту	13,91	0,08	0,006	16,40	2–3	2,5–2,6	1,523–1,586
Вторичный каолинит	1,08	0,18	0,042	13,04	2	2,5	Средний 1,566

монтмориллонитизированные породы. Максимальная глубина распространения риантитизированных пород достигает 50 м, а мощность всего горизонта 25–40 м.

3. Горизонт еловскитизированных жильных пород постепенно сменяет горизонт риантитизации и приурочен главным образом к зоне выщелачивания жильных пород. Мощность его 5–20 м.

4. Горизонт серпентинизированных жильных пород сменяет горизонт еловскитизации и отмечается преимущественно в низах зоны выщелачивания и в зоне дезинтеграции. Ниже горизонта серпентинизации вторичные минералы, за исключением миллерита, не встречаются. Мощность нацело серпентинизированных пород 0,4–4,0 м. Частично серпентинизированные породы имеют значительно большую мощность.

Во всех отмеченных горизонтах степень замещения может быть различной: от слабо проявленной до полного замещения.

В приведенном выше изоморфном ряду вторичных минеральных новообразований по мере изменения химического состава (см.

Таблица 2

Рентгенограммы шамозита и стадийного минерала, переходного от

№ пп	Шамозит					
	эталон		обр. 324/8		обр. 325/1	
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
1	-	-	-	-	-	-
2	10	7,05	10	7,20	9	7,10
3	-	-	-	-	-	-
4	2	4,67	4	4,70	2	4,67
5	1/2	4,28	1	4,29	1	4,28
6	1	3,90	3	3,93	2	3,90
7	10	3,52	9ш.	3,56	9ш.	3,53
8	-	-	-	-	1	3,11
9	-	-	1	2,99	2	2,95
10	1	2,80	1	2,84	1	2,79
11	4	2,67	5	2,69	4	2,67
12	9	2,57	6	2,56	10	2,53
13	-	-	9	2,52	-	-
14	4	2,40	3	2,42	4	2,40
15	1/2	2,337	5	2,19	1	2,27
16	6	2,14	7	2,15	7	2,15
17	1	2,01	3	1,995	2	2,01
18	-	-	-	-	1	2,969
19	-	-	-	-	1	1,894
20	4	1,768	1-2	1,818	-	-
21	-	-	4	1,779	6	1,776
22	-	-	-	-	-	-
23	-	-	1	(1,720)	2	1,729
24	1/2	1,665	1	1,659	1	1,657
25	-	-	3	1,600	-	-
26	7	1,555	1	1,565	8	1,564
27	3	1,521	5	1,527	4	1,526
28	-	-	1	1,517	-	-
29	1	1,473	4	1,484	3ш.	1,480
30	1	1,425	3	1,430	2	1,430
31	1/2	1,347	1	1,364	1	1,350
32	-	-	5	1,335	2-3	1,337
33	-	-	-	-	-	-

табл. 1) изменяются не только оптические и физические свойства, но, при определенных количественных соотношениях, и структурные особенности (табл. 3), что позволило нам выделить среди них самостоятельные минералы, хорошо диагностирующиеся макроскопически.

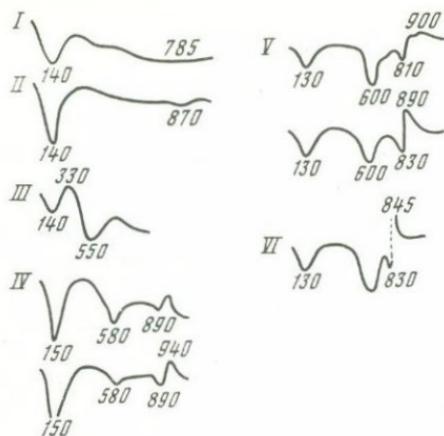
Шамозиты по продуктам выветривания жильных пород имеют плотное строение и светло-зеленовато-серые и голубовато-зеленые

серпентина и керолита к шамозиту

Стадийный минерал, переходный от керолита и серпентина к шамозиту	Серпентин							
	обр. 9/2		обр. 548/4		керолит		эталон клинохризотила	
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
10	14,8	10	14,7	-	-	-	10	7,36
2	7,30	3 ш.	7,40	10	-	-	10	7,36
1	(5,09)	3	(5,14)	-	-	-	-	-
2	4,58	7-8	4,60	8	4,50	6	4,58	
1	4,10	-	-	-	-	-	-	-
1-3	3,60	2ш.р.	3,63	10	3,64	10	3,66	
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1	(2,88)	1р.	2,70	-	-	-
-	-	6 оч.ш.	2,65	-	-	4	2,66	
2ш.	2,57	-	-	2дв.	2,59	4	2,594	
-	-	1	2,50	6	2,50	6	2,549	
-	-	-	-	3	2,45	8	2,456	
-	-	1	2,27	-	-	2	2,282	
1	2,16	-	-	-	-	2	2,215	
1	2,05	-	-	-	-	6	2,096	
-	-	1	1,902	-	-	-	-	-
-	-	3ш.р.	1,743	2	1,740	6	1,748	
1-2	(1,712)	1	1,698	1	1,700	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	1,532	10	1,530	7	1,528	8	1,536	
-	-	-	-	2	1,502	-	-	-
-	-	2	1,457	-	-	2	1,465	
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
2ш.р.	1,322	4	1,322	1ш.	1,301	4	1,317	
-	-	1	1,270	-	-	-	-	-

тона окраски, чем хорошо отличаются от обычно более темных, рыхлых, землистых и порошковатых шамозитов из коры выветривания серпентинитов. Кроме того, в первых всегда содержится больше титана и магния и отсутствует хром.

Под электронным микроскопом, в отличие от трубчатых форм шамозитов из коры выветривания серпентинитов [4], они имеют



Фиг. 2. Кривые нагревания сапонитоподобного минерала, развивающегося по антигориту (I), керолиту (II), и вторичных минералов по продуктам выветривания жильных пород: шамозиты (III), риайты (IV), еловскиты (V) и серпентины (VI)

вид псевдогексагональных пластин с нечеткими контурами. Их микродифракционная картина соответствует пластинчатому слоистому минералу с гексагональной сеткой рефлексов (фиг. 3, см. в конце книги).

Риайты имеют плотное афанитовое скрытокристаллическое строение, полураковистый излом и черный или зеленовато-черный цвет. По строению и цвету резко обособляются среди других минералов остаточной и преобразованной коры. Во влажном состоянии риайты мягкие, глинистые, голубовато-синего и синего цветов. При высыхании становятся плотными, черными (до антрацитоподобных), камневидными и в воде больше не размокают. По внешнему виду и химическому составу наблюдаются все переходы от шамозитов к риайтам. В химическом составе риайтов по сравнению с шамозитами увеличивается количество кремнезема, магния и никеля и уменьшается — закисного железа.

Исследования поведения риайта при нагревании показали, что он обнаруживает, с одной стороны, сходство с шамозитом, а с другой — с серпентином (см. фиг. 2).

На рентгенограммах исследованных образцов (см. табл. 3) имеются три широких интенсивных рефлекса, свойственных минералам с двухслойной структурой (7,2; 3,5; 2,5 Å). Кроме того, присутствуют слабые диффузные широкие рефлексы с  $d = 14-15$  Å, характерные для хлоритов, вермикулитов и монтмориллонитов. Однако образцы с глицерином не набухают, следовательно, в них нет вермикулита и монтмориллонита. Отражение  $d_{060} = 1,539$  Å отвечает триоктаэдрическому типу структуры. Электронно-микроскопические снимки подтверждают мономинеральность изученных агрегатов (см. фиг. 3).

Определение тонких особенностей структуры минерала требует дополнительных электронографических исследований. Тем не менее комплекс выполненных исследований и геологические наблюдения свидетельствуют о том, что он принадлежит к новому типу глинистых минералов.

Еловскиты, как и риаиты, во влажном состоянии — глинистые, мягкие минералы, а при высыхании становятся твердыми, камне-видными, серпофитоподобными. В отличие от риаита они имеют светлую окраску. Нами наблюдались серые, белые, голубые, зеленовато-желтые разновидности. Переходные разности к риаиту имеют зеленый и темно-зеленый цвета.

В химическом составе еловскитов происходит дальнейшее уменьшение содержания окиси и закиси железа и увеличение количества кремнезема и окиси магния (см. табл. 1).

Еловскиты более окристаллизованы и имеют микрочешуйчатое, волокнистое, иногда хризотилоподобное строение. Под электронным микроскопом его чешуйки аналогичны риаиту и принадлежат к слоистому силикату с гексагональной сеткой рефлексов (см. фиг. 3).

Кривые нагревания еловскитов по конфигурации близки кривым нагревания риаитов, но по значению высокотемпературных эффектов сходны с кривыми нагревания алюмосерпентинов (см. фиг. 2).

На рентгенограммах еловскитов (см. табл. 3) имеются сильные отражения  $d_{001} = 14-15 \text{ \AA}$ , которые, однако, не смешаются при насыщении образцов глицерином, и  $d_{001} = 7,15-7,24 \text{ \AA}$ , соответствующие двухслойному минералу. Характерно присутствие двух рефлексов — 1,530 и 1,498  $\text{\AA}$  в области ОБО, обычно свойственных три- и диоктаэдрическим слоистым силикатам.

Сопоставление кривых нагревания с рентгеновскими данными позволяет предположить, что минерал имеет структуру, близкую к хлориту, или представляет собой смешанно-слойный упорядоченный минерал типа серпентин-каолинита.

Серпентины по внешнему виду очень похожи на еловскиты, поэтому макроскопически их отличить не всегда удается. Обычно они несколько светлее еловскитов, но также имеют самую разнообразную окраску. Достоверная диагностика минералов возможна только при применении комплекса методов исследования (см. табл. 1, фиг. 2).

Переход от еловскитов к серпентинам постепенный. В химическом составе идет дальнейшее увеличение содержания кремнезема (до 43%) и окиси магния (до 40%) и уменьшение количества глинозема, а также окиси и закиси железа (см. табл. 1). По химическому составу можно выделить три группы эпигенетических серпентиновых минералов: алюмосерпентины (более 3%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ); никелевые и никельсодержащие серпентины (более 1%  $\text{NiO}$ ) и собственно магниевые серпентины (более 38%  $\text{MgO}$ ). Более подробно эпигенетические серпентины нами описаны ранее [1].

Как видно из данных химических анализов (см. табл. 1), все рассмотренные минералы никеленосны, а породы, ими сложенные, представляют собой новые типы гипергенных никелевых руд, не имеющие аналогов на всех ныне известных никелевых месторождениях. Они образовались в результате сложных реакций восстановления, инфильтрационного метасоматоза и отложения из растворов, под воздействием просачивающихся в кору выветривания растворов,

Таблица 3

Рентгенограммы вторичных минералов изоморфного ряда

№ пп	Шамозит, обр. 2/2		Риаит, обр. 878		Еловскит, обр. 630	
	I	d	I	d	I	d
1	-	-	5 оч.ш.	14,0	5	15,02
2	1	7,30	-	-	-	-
3	10ш.	7,10	10ш.	7,20	6	7,24
4	-	-	1ш.	5,0	2	(4,99)
5	2ш.	4,67	9	4,54	10	4,48
6	1	4,19	4	4,13	-	-
7	3ш.	3,88	-	-	1	3,87
8	9ш.	3,49	8	3,54	7	3,62
9	1	3,15	7	3,34	-	-
10	2	(2,98)	-	-	1	2,88
11	2	(2,78)	-	-	-	-
12	5ш.	(2,67)	2	2,66	3-4р.	2,62
13	9ш.	2,50	4ш.	2,50	3-4	2,53
14	6ш.	2,39	-	-	3р.	2,36
15	1	(2,25)	-	-	-	-
16	6	2,13	-	-	-	-
17	5	2,00	-	-	1	2,02
18	2	(1,934)	-	-	-	-
19	2	1,874	-	-	-	-
20	-	-	-	-	-	-
21	5	1,760	-	-	-	-
22	-	-	-	-	-	-
23	3ш.	1,710	-	-	1	1,694
24	3ш.	1,656	-	-	-	-
25	9	1,555	-	-	-	-
26	-	-	Оч. ш.	1,539	8-9	1,530
27	7	1,517	-	-	-	-
28	6	1,471	-	-	3-4	1,488
29	6	1,422	-	-	-	-
30	-	-	-	-	-	-
31	3	1,354	-	-	-	-
32	3	1,324	-	-	1	1,314
33	-	-	-	-	-	-
34	-	-	-	-	1	1,288

шамозит — серпентин

	Al-серпентин, обр. 338/3		Ni-серпентин, обр. 3521/2		Лизардит, эталон	
	I	d	I	d	I	d
4-5	14,25	-	8-9	7,31	10	7,36
-	-	-	7	7,21	-	-
2	(4,99)	1	(5,13)	-	-	-
8	4,48	8	4,59	7	4,62	
-	-	2	(4,06)	-	-	
1	3,98	-	-	2	3,89	
-	-	-	-	-	-	
1-2	2,84	2	2,98	-	-	
-	-	2	2,79	-	-	
4-5	2,64	5	2,65	4	2,65	
-	-	6ш.	2,47	8	2,495	
3-4	2,39	-	-	-	-	
-	-	-	-	2	2,299	
1	2,06	1	2,12	6	2,148	
-	-	-	-	-	-	
-	-	1	1,89	2	1,83	
-	-	1	1,823	4	1,794	
1	1,732	1	1,747	4	1,737	
3	(1,684)	4	(1,693)	1	1,696	
-	-	1	1,651	-	-	
10	1,532	10	1,537	7	1,534	
-	-	-	-	-	-	
2	1,494	1	1,496	6	1,503	
-	-	1	1,448	1	1,46	
-	-	-	-	2	1,415	
2-3	1,319	3ш.	1,320	2	1,328	
-	-	-	-	6	1,307	
-	-	1	1,294	-	-	

Таблица 4

Рентгенограммы продуктов разложения шамозита

№ пп	Шамозит исходный, обр. 325/1		Окисленный шамозит из выщелоченного серпентинита, обр. 2168		Гизингерит из шамозитизированных охр, обр. 1434		Окисленный шамозит по амфиболовой породе, обр. 2176/III		Гизингерит, эталон [12]	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	-	-	10 шр. кольцо	15,0	Темное аморфное кольцо	14,0	10 шр.	15,0	-	-
2	9	7,10	-	-	-	-	-	-	-	-
3	2	4,67	10 ш.	4,60	10 оч.ш.	4,50	10	4,60	Оч.с.	4,4
4	1	4,28	-	-	Аморф.	4,20	3	4,23	-	-
5	2	3,90	3	3,70	-	-	-	-	-	-
6	9ш.	3,53	3	3,34	-	-	0,5	3,30	-	-
7	1	2,95	2	2,87	1	2,87	-	-	-	-
8	1	2,79	-	-	-	-	-	-	-	-
9	4	2,67	10	2,64	8	2,62	10 шр.	2,62	Оч.с.	2,60
10	10	2,53	5	2,48	4	2,52	10 шр.	2,50	-	-
11	4	2,40	-	-	2-3	2,44	-	-	-	-
12	1	2,27	1	2,24	2	2,24	-	-	-	-
13	7	2,15	-	-	-	-	-	-	-	-
14	2	2,01	1	2,00	-	-	-	-	-	-
15	1	1,969	-	-	-	-	-	-	-	-
16	1	1,894	-	-	-	-	-	-	-	-
17	-	-	1	1,812	-	-	-	-	-	-
18	6	1,776	-	-	-	-	-	-	-	-
19	2	1,729	5 шр.	1,710	4 оч.ш.	1,700	5 оч.шр.	1,696	-	-
20	1	1,657	1	1,611	-	-	-	-	-	-
21	8	1,564	-	-	-	-	-	-	-	-
22	4	1,526	10	1,526	8 шр.	1,531	10	1,533	Оч.с.	1,5
23	3ш.	1,480	3	1,457	1	1,401	-	-	-	-
24	2	1,430	-	-	-	-	-	-	-	-
25	1	1,350	1	1,371	-	-	-	-	-	-
26	2-3	1,337	-	-	-	-	-	-	-	-
27	-	-	2р.	1,314	3 шр.	1,306	1-2	1,314	-	-
28	-	-	-	-	-	-	1	1,122	-	-

лишенных кислорода и частично минерализованных железом, никелем, кобальтом, глиноземом, углекислотой и сероводородом. С глубиной нисходящие растворы, в результате обменных реакций с породами, постепенно меняли состав, разгружаясь от железа, кобальта, глинозема и никеля и все более обогащаясь кремнеземом и окисью магния.

В соответствии со сменой химического состава, реакционной способности, окислительно-восстановительного потенциала растворов и химического состава замещаемых пород происходило формирование вторичных минералов (в том порядке, как они описаны), обусловивших закономерное появление в разрезе новой вертикальной метасоматической зональности.

Установлено, что рудоносность преобразованных остаточных продуктов выветривания серпентинитов и жильных пород больше, чем неизмененных, и увеличивается для никеля в 1,1–2,0 раза, а для кобальта в 1,5–6,0 раз.

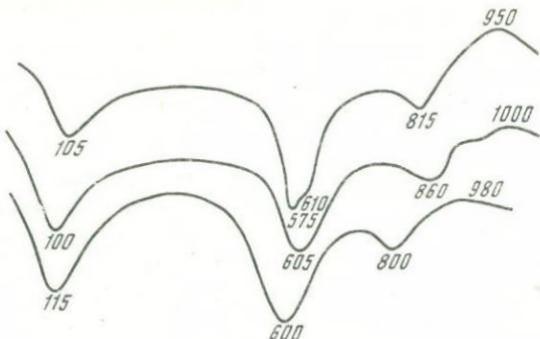
Увеличение содержаний никеля и кобальта связано не только с накоплением их в результате перераспределения элементов при выветривании и в процессе вторичного преобразования кор, но и с дополнительным привносом небольших порций с просачивающимися в кору водами из водоемов, где накапливались бобово-конгломератовые железные руды, часто также никеленосные.

Этот незначительный привнос повысил общую никеленосность коры выветривания Кольского массива и перевел в разряд рудных значительные интервалы пород в остаточной коре, не относящихся к руде, в результате чего в преобразованной коре оруденение получило более равномерное распространение и охватило всю зону шамозитизации. Рудное тело приобрело вид пологой компактной пластовой залежи в отличие от разрозненных линзо- и клиновидных тел непреобразованной остаточной коры. Весьма примечательно, что безрудные в остаточной коре каолинитовые продукты выветривания жильных пород, в преобразованной коре стали рудными, нередко с высоким содержанием никеля.

#### ПРЕОБРАЗОВАННАЯ КОРА ПОЗДНЕЙШЕГО ХИМИЧЕСКОГО РАЗЛОЖЕНИЯ

Разложение шамозитизированных продуктов выветривания серпентинитов. В результате позднейшего выветривания сидерит-магнетит-шамозитовых пород, шамозитизированных охр и выщелоченных керолитизированных серпентинитов образовались вторичные глинистые охры, состоящие в основном из гидроокислов железа с примесью каолинита, галлуазита, гизингерита и окисленных сидерита и магнетита. Разложение вторичных минералов из преобразованной коры серовского подтипа происходит следующим образом.

Шамозит в результате окисления и разложения замещается гидрогетитом. В качестве промежуточного минерала при этом возни-



Фиг. 4. Кривые нагревания магнийсодержащего каолинитоподобного минерала переходной стадии от риайта к каолиниту

кает гизингерит. По химическому составу, физическим, оптическим (см. табл. 1) и рентгенофизическими свойствам (табл. 4; см. фиг. 3) гизингерит Кольского массива аналогичен описанным образцам из других районов [10-12 и др.] и отличается от них повышенным содержанием никеля (0,5-1,25%) и кобальта (0,015-0,29%). В результате повышенной никеленосности шамозита вторично окисленные шамозитовые породы остаются рудными. Магнетит в окисленных продуктах выветривания замещен магнетитом.

Сидерит при окислении сначала буреет, затем разлагается с выносом  $\text{CO}_2$  и образованием псевдоморф гидроокислов железа в виде бурого порошковатого или плотного гетита.

Миллерит при новом выветривании, т.е. в окислительных условиях, покрывается очень тонким налетом серого, ближе не определенного минерала, который не растворяется в воде и не является моренозитом.

Разложение шамозитизированных, риайтизованных и еловски-тизованных жильных пород. Окисление и разложение перечисленной группы пород в конечном итоге приводят к образованию вторичных каолинитовых пород. Наблюдаются все переходы от шамозита, риайта и еловскита к каолиниту. В процессе разложения исходных метасоматических пород с различным минеральным составом формируется широкая гамма промежуточных продуктов, в настоящее время практически не изученных. Данные предварительного исследования показывают, что при окислении риайтов сначала образуется стадийный бурый монтмориллонитоподобный минерал, что сопровождается выносом никеля. В некоторых случаях разложение риайтов начинается с интенсивного выноса железа. Породы из темно-зеленых и черных становятся бледно-зелеными и замещаются слабо изученным стадийным минералом, по чешуйчатым и червеобразным формам кристаллов напоминающим каолинит. Однако в его химическом составе отмечается высокое содержание окиси магния, закись и окись железа (см. табл. 1). По данным термического (фиг. 4) и

Таблица 5

Рентгенограммы рианита и продуктов его разложения

Рианит исходный, обр. 2409/2		Окисленный рианит, обр. 292/2		Стадийный минерал, переходный от рианита к каолиниту, обр. 1540/III	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2ш.	14,62	10	15,09	10	14,73
-	-	-	-	1-2	8,19
8-9	7,20	5	7,24	7	7,25
1	4,99	4	5,05	2	4,92
10	4,44	8	4,53	5ш.	4,57
-	-	-	-	1	4,17
-	-	-	-	1	3,99
9	3,55	4	3,62	7	3,59
2-3	3,33	5-6	3,34	1	3,36
-	-	2	2,94	1ш.	2,86
1	2,84	1	2,79	-	-
3ш.	2,62	-	-	-	-
-	-	6ш.	2,58	5ш.	2,58
3ш.	2,43	-	-	-	2,49
-	-	-	-	4	2,36
1ш.	2,03	1-2	2,00	-	-
-	-	1	1,813	-	-
-	-	3	1,708	-	-
2р.	1,677	2	1,665	-	-
8ш.	1,533	7	1,535	-	-
1ш.	1,495	7	1,504	-	-
-	-	2	1,389	-	-
1ш.	1,310	2	1,329	-	-
-	-	1	1,297	-	-

рентгеновского анализа (табл. 5), новообразованный минерал обладает свойствами как каолинита, так и монтмориллонита.

В процессе полного разложения метасоматических пород формируются вторичные каолиниты, не содержащие никель. Таким образом, позднейшее выветривание рудных жильных метасоматитов приводит к их замещению практически безрудными каолинитовыми породами.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бородина К.Г., Вохманина Н.Д. О серпентинизации даек диоритов в коре выветривания ультраосновных пород на Северном Урале. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12.
2. Григорьева В.М. Кобальтсодержащие железистые хлориты из коры выветривания серпентинитов. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1965, вып. 9.
3. Кононова Л.И., Бородина К.Г., Вохманина Н.Д. Серовское месторождение гипергенного никеля. - В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
4. Куземкина Е.Н. Минералы наложенных восстановительных процессов в коре выветривания. - В кн.: Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970.
5. Никитин К.К. Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.
6. Никитин К.К. Классификация типов кор выветривания. - В кн.: Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970.
7. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антиклизы и ее бокситонасность. М.: Наука, 1968.
8. Никитина А.П., Сиротин В.И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1966, вып. 8.
9. Никитина А.П., Богатырев Б.А., Демина В.Н. и др. Кристаллические особенности глинистых минералов в преобразованных корах выветривания и бокситах СССР. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
10. Сущинский П.П. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в юго-западной Финляндии. - Тр. СПб. о-ва естеств., 1912, 36, вып. 5.
11. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
12. Sudo T., Nakamura T. Hisingerit from Japan. - Amer. Miner., 1952, 37, N 7-8.

УДК 553.48'31.068.34

Н.А. ЖУРАВЛЕВА

### ФОРМАЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВЫХ И ЖЕЛЕЗНЫХ РУД УРАЛА

Осадочные хромсодержащие железные руды нередко находятся совместно с остаточными кобальт-никелевыми рудами коры выветривания гипербазитов, слагая единую рудоносную толщу. Как имеющие непосредственную генетическую связь с корой выветривания, эти руды входят в состав формации коры выветривания. Месторождения такого типа являются комплексными или полигенными [1, 4]. Они образуются в процессе формирования элювия и переотложения продуктов выветривания в пространственной близости от источника вещества.

Наибольший интерес представляет формация мезозойских кор выветривания гипербазитов Урала, где длительное развитие и формирование кор выветривания в условиях гумидного климата сопровождалось образованием остаточных руд и парагенных осадочных комплексов. Примерами полигенных (латеритно-осадочных) месторождений являются Серовское (Северный Урал), Халиловское (Южный Урал), а также Малкинское (Северный Кавказ) и Прибужские (Украина).

Составлена геолого-генетическая классификация полигенных месторождений никеля, кобальта и железа формации мезозойской коры выветривания гипербазитов Урала (см. таблицу). Основной единицей классификации является формация коры выветривания, подразделяющаяся на субформации. Последние делятся на классы и типы. Для классификации использованы такие особенности, как условия образования, геологоструктурная приуроченность рудоносных кор и осадочных руд, локализация оруденения, форма рудных тел, текстурно-структурные особенности, типы руд, их минеральный состав и др. Выделены остаточная и осадочная субформации и два класса – элювиальный и осадочный.

Класс элювиальных месторождений включает окисно-силикатные кобальт-никелевые и природно-легированные железные руды. Они сохраняются на месте залегания материнских пород – гарцбургитов, апогарцбургитовых серпентинитов, серпентинитов, реже дунитов, в образовании их фактически не участвуют механические перемещения рудных компонентов. Четко отмечается структурно-тектоническая приуроченность рудоносных кор выветривания, включающих залежи окисно-силикатных кобальт-никелевых и природно-легированных железных руд, к прибортовым частям мезозойских эрозионно-структурных депрессий, к опущенным блокам, пологим склонам гипербазитовых массивов. Все залежи руд остаточного генезиса приурочены к площадям, характеризующимся интенсивной тектнической нарушенностью: разломам, узлам пересечения трещин различного направления, зонам контактов с жильными телами. Это согласуется с точкой зрения А.П. Сигова [5], что мезозойские коры выветривания в эпоху верхнемеловых и палеогеновых трансгрессий были переведены на более низкие гипсометрические уровни и консервировались. Форма рудных тел пластовая, линзо-, клино-, гнездовидная. Границы тел нечеткие. Рудные тела локализуются в зоне охр, в сильно выщелоченных, обожренных, нонtronитизированных, керолитизированных серпентинитах, в зоне шамозитизированных охр, в обожренных шамозитизированных серпентинитах. Сохраняются особенности текстур материнских пород. Руды рыхлые, порошковатые, охристо-желтого, буровато-коричневого, желтовато-зеленого цветов. Основные минералы: гетит, гидрогетит, гематит, нонtronит, керолит. В виде примеси присутствует гиббсит. В погребенных никеленосных корах выветривания гипербазитов установлены вторичные изменения, связанные с шамозитизацией, карбонатизацией и сульфидизацией. В окисно-силикатных рудах повышается со-

Геолого-генетическая классификация полигенных месторождений никеля, возраста

Формация	Кора выветривания		Субформация	Класс	Подкласс	Геологоструктурная приуроченность	Материнские породы	Тип месторождений	Руды
	Осадочная	Остаточная							
Осадочный (континентально-пресноводный)		Элювиальный							
Озерно-болотный	Делювиально-проловиальный	Латеритно-осадочный (полигенный)		Кобальт-никелевые					
			Кобальт-никелевые, железные						

держание никеля и особенно кобальта за счет развития никель- и кобальтсодержащего шамозита.

К классу 'осадочных (континентально-пресноводных) месторождений относятся осадочные месторождения и рудопроявления кобальт-никелевых и железных руд с подразделением на делювиально-проловиальный и озерно-болотный подклассы.

Делювиально-проловиальный подкласс представлен слоистыми кобальт-никелевыми и железными рудами. Известные месторождения руд данного генезиса образуют небольшие, маломощные пласто- и линзовидные тела и самостоятельного промышленного значения не имеют. Они залегают на склонах эрозионных впадин дорудного рельефа на породах различных зон никеленосных кор выветривания

кобальта и железа формации коры выветривания гипербазитов мезозойского

Локализация оруденения	Форма рудных тел	Текстурно-структурные особенности	Основной минеральный состав руд	Наложенные процессы
Верхние зоны коры выветривания. Перекрыты толщей континентальных, морских отложений	Пластовая, линзо-, клино-, гнездо-видная. Рудные тела не имеют четких границ	Сохраняются особенности текстур материнских пород, порошковая, землистая	Гетит, гидрогетит, гематит, иногда гиббсит, керолит, шамозит, сидерит, миллерит и др.	Шамозитизация, сидеритизация
В кровле рудно-носных кор выветривания гипербазитов	Пластовая, линзовидная. Границы рудных тел резкие	Слоистая	Гетит, гидрогетит, гематит, магнетит, магнетит, иногда шамозит	Сульфидизация
На рудах делювиально-проловиального генезиса, на корах выветривания, на глинях оgneупорных, лигнитовых	Бобово-обломочная, бобово-конгломератовая, обломочная		Гетит, гидрогетит, гематит, магнетит	

гипербазитов или вблизи них. В делювиально-проловиальном подклассе выделяются две минеральные разновидности руд, образовавшиеся в разных физико-химических условиях. Руды первой разновидности - слоистые гидрогетитовые, по химическому и минеральному составу близки к остаточным кобальт-никелевым рудам и залегают на пестропветных глинах, охрах или выщелоченных карбонатизированных, окремненных серпентинитах остаточной коры выветривания. Руды второй разновидности - гематит-магнетит-шамозитовые, залегают на породах верхних зон инфильтрационно-остаточной (преобразованной) коры выветривания.

В образовании этих руд главная роль принадлежала механическому переносу железистых продуктов коры выветривания гипербазитов.

Это подтверждается слоистостью, отсутствием сортировки, слабой окатанностью обломков. Вместе с псамитовой и пелитовой массой гетита, гидрогетита, нонтронита перенесены обломки серпентинитов, хромшпинелидов, магнетита, кварца, хризотила, антигорита и др. Примером подобных образований служат отдельные залежи руд Серовского, Малкинского, Халиловского месторождений. Аналогичные маломощные и забалансовые руды делювиально-пролювиального генезиса отмечаются на Кимперсайском и Шевченковском массивах [3].

Озерно-болотный подкласс представлен бобово-конгломератовыми хромистыми железными рудами, которые составляют главную массу запасов Серовского и Халиловского месторождений. Они сформировались за счет накопления рудного материала в озерно-болотных водоемах. Исходным материалом послужили продукты размыва железистых кор выветривания. О генетической связи их с корой выветривания гипербазитовых массивов свидетельствует наличие обломочных зерен хромшпинелидов, магнетита, обломков и галек обожженных серпентинитов. Отсутствие гранулометрической сортировки материала, слабая окатанность галек указывают на кратковременный и недалекий перенос. Бобово-конгломератовые железные руды комплексные, содержат, кроме железа, такие элементы, как никель, кобальт, хром. Они состоят из тонкодисперсной глинисто-железистой массы и погруженных в нее бобов, галек, песчинок и алевролитовых частиц разных минералов, обломков серпентинитов. Состав руд — гетит, гидрогетит, гематит, маггемит, хромшпинелид, каолинит, гидрагиллит, сидерит, шамозит, кварц и др. Осадочные железные руды тесно связаны с остаточными (латеритными) кобальт-никелевыми и железными рудами, но достаточно четко отличаются от них характером залегания, текстурно-структурными особенностями, физико-механическими свойствами и химическим составом.

Залежи осадочных руд приурочены к бортам структурно-тектонических депрессий. Бобово-конгломератовые железные руды залегают на неровной поверхности охристых, нонтронитизированных, хлоритизированных, карбонатизированных серпентинитов, охрах, рудах делювиально-пролювиального генезиса, на оgneупорных, лигнитовых глинах и др. Перекрыты руды толщиной более молодых континентальных и морских отложений. Форма рудных тел пластообразная, линзовидная. Границы рудных тел резкие. Текстура бобово-обломочная, бобово-конгломератовая.

Из приведенного материала следует, что важной особенностью месторождений формации коры выветривания гипербазитов является наличие залежей руд остаточного и осадочного генезиса. Это необходимо учитывать при прогнозе, поиске и разведке указанных рудных месторождений. Крупные месторождения кобальт-никелевых железных руд могут сохраняться в условиях захоронения их под континентальными, морскими и другими образованиями, а также в результате блоковых опусканий, приводящих к перекрытию их более молодыми осадочными породами. Наибольший интерес для поисков ука-

занных руд на Урале представляют прибортовые зоны депрессий на площадях развития благоприятных для рудообразования пород фундамента. В пределах развития этих пород целесообразно обращать внимание на достаточно крупные депрессии домелового возраста.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971.
2. Вторушин А.В., Журавлева Н.А. Мезозойские железные руды Серовского месторождения на Северном Урале. М.: Недра, 1967.
3. Никитин К.К. Коры выветривания ультрабазитов и их никеленосность. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
4. Сапожников Д.Г. Генетическая классификация бокситовых месторождений. — В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974.
5. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969.

УДК 553:552.321.6

Н.И. МОРОЗОВА

### ПРОЦЕССЫ ОКРЕМНЕНИЯ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И СВЯЗЬ С НИМИ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

С процессами окремнения в корах выветривания ультраосновных пород связано образование месторождений ценных в практическом отношении минералов, являющихся сырьем для ювелирной промышленности. Среди них прежде всего необходимо назвать хризопраз, представляющий собой халцедон или микрозернистый кварц, зелено-окрашенный неструктурной примесью соединений никеля, халцедоны и опалы с иным характером окраски, декоративность которой иногда усиливается дендритовидными выделениями гидроокислов марганца (моховые опалы и халцедоны). Среди этих минералов нередок и молочно-белый кахолонг — опал с примесью карбонатов.

Несмотря на довольно широкую распространенность явлений окремнения в корах выветривания гипербазитов месторождения хризопраза встречаются очень редко. В настоящее время известны всего два промышленных месторождения этого минерала: Сарыкулболды (Центральный Казахстан), Марльборо-Крик (Австралия, штат Квинсленд). Имеются сведения о добыче хризопраза в Бразилии, в штате Гояс. В прошлом довольно крупные месторождения разрабатывались на территории современной Польши и в США. Проявления хризопраза известны в Бетпакдале, Kokчетавской области, на Среднем и Южном Урале [1].

Коры выветривания, в которых формируются месторождения хризопраза, принадлежат к типу открытых кор силицифицированного профиля. В них сочетаются черты площадных и линейных типов кор.

Зональность кор довольно сложная. Отдельные зоны прослеживаются не всегда, характер залегания зон меняется от горизонтального до почти вертикального вдоль разломов. На месторождении Сарыкулболды выделяются следующие зоны (сверху вниз): силицифицированных серпентинитов, лимонит-тальковых пород и карбонатизированных серпентинитов. Мощность зон от 5–15 до 40 м. Возраст коры выветривания мезозойский. На других месторождениях (зарубежных) возраст хризопразоносных кор выветривания третичный.

Для кор выветривания, с которыми связаны месторождения хризопраза, характерно относительно повышенное содержание никеля, чем и объясняется пространственная близость некоторых месторождений хризопраза к месторождениям руд силикатного никеля (месторождения СССР, Бразилии, США) или природно-легированных железных и никелевых руд (месторождение Польши).

Одной из важных особенностей кор выветривания с хризопразом является неоднократность проявления процессов окремнения в них, впервые отмеченная для месторождения Сарыкулболды в 1955 г. Х.Д.Косубаевым [3]. Позднее наличие переотложения кремнезема на месторождениях и проявлениях хризопраза отмечали геологи П.В.Осипов, Г.Д.Аеров, Е.Ф.Климовицкая, С.Б.Бравина. В настоящем сообщении на основании обобщения литературных данных и наблюдений над силицифицированными корами выветривания некоторых гипербазитовых массивов Казахстана делается попытка наметить основные стадии окремнения и определить среди них те, с которыми связано образование и сохранение месторождений цветных камней. Нами выделены следующие стадии.

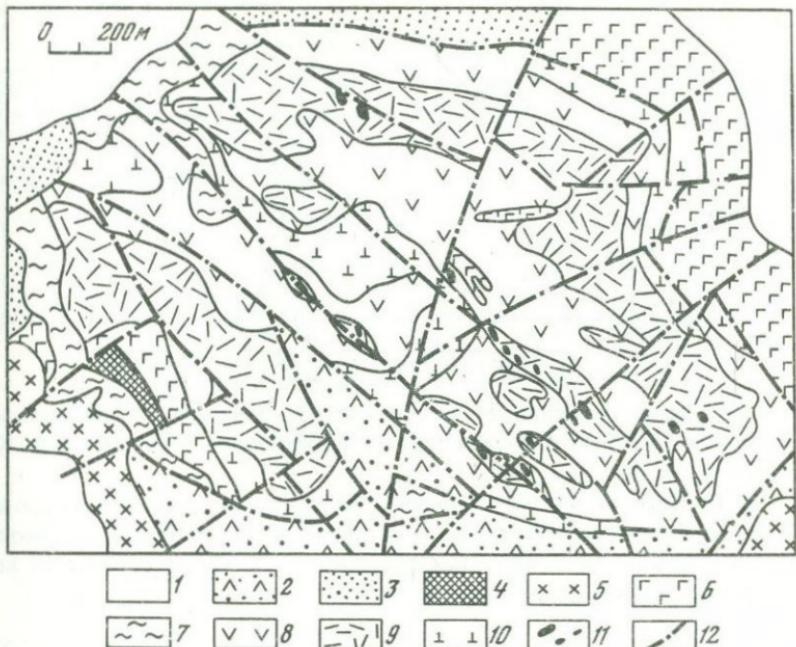
1. Силицификация серпентинитов, образование бирбиритов.

2. Вторичная (прожилковая) силицификация бирбиритов, выделение халцедонов и опалов (хризопраза, кахолонга и др.).

3. Растворение ранее отложенных халцедонов и опалов, переотложение кремнезема в виде жил серого, снежно-белого или бесцветного халцедона, кварца и опало-халцедона; замещение бирбиритов и других пород по петельчатому каркасу, образование пород с ячесто-сотовой текстурой.

4. Опализация всех ранее образованных пород и минералов.

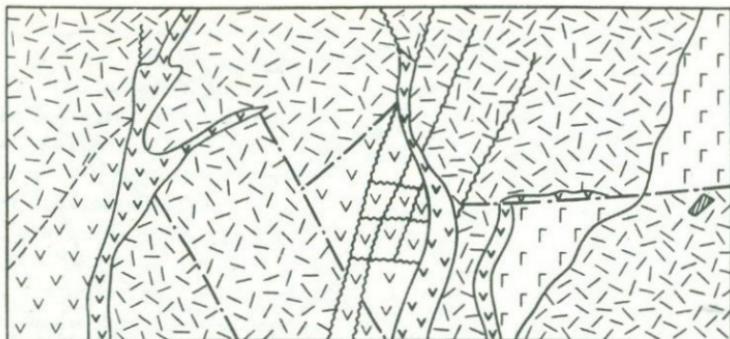
Первая стадия окремнения, наиболее ранняя, характеризуется интенсивной силицификацией серпентинитов и образованием бирбиритов. Бирбириты – крепкие породы, обладающие высокой пористостью. В свежем состоянии они напоминают яшму. Бирбириты развиваются вдоль зон тектонических нарушений, контактов массива с вмещающими толщами, в зальбандах даек (фиг. 1). Форма тел бирбиритов часто вытянутая, линзовидная. Состоят они из кремнезема (более 80%) и окислов железа (около 6%), благодаря чему имеют темно-бурую окраску. Бирбириты месторождения Сарыкулболды содержат в качестве примеси тальк, магнетит, минералы марганца, карбонат, глинистые минералы. Минералы кремнезема представлены халцедоном, опалом, кварцем в различных соотношениях. В бирбиритах сохраняется петельчатая текстура серпентинитов. Стенки пустот, как правило, ин-



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождения Сарыкулбодлы (Центральный Казахстан). По П.В. Осипову, 1975 г., с упрощениями

1 – четвертичные отложения; 2 – андезитовые порфиры орого-викованые, средний–верхний карбон; 3 – терригенно–карбонатные ороговиковые породы, средний–верхний девон; 4 – яшмы, яшмо-кварциты и основные эфузивы, ордовик; 5 – средне–верхнекарбоновый (топарский) интрузивный комплекс: диориты, гранодиориты, реже граниты; 6–7 – ордовикский интрузивный комплекс: 6 – габбро, 7 – серпентиниты; 8–11 – образования коры выветривания: 8 – лимонит–тальковые породы, 9 – бирбириты, 10 – карбонатизированные (магнезит) серпентиниты, 11 – хризопразоносные штокверковые жильные зоны; 12 – разломы

крустрированы мелкими, хорошо оформленными кристаллами кварца. Тальк является более поздним минералом в бирбиритах. Можно проследить все стадии оталькования бирбиритов: от выделения талька в единичных линзовидных скоплениях совместно с магнетитом, гидроокислами марганца и другими минералами до полного замещения породы и превращения ее в сыпучую массу с незначительной примесью гидроокислов железа (лимонит–тальковые породы). Содержание талька в такой породе, по данным термического анализа, достигает 60% (А.Ф.Свириденко, ВНИИСИМС, устное сообщение, 1978 г.). В бирбиритах встречаются зоны остаточного мономинерального талька (фиг. 2).



1 - бирбириги оталькованные; 2 - тальк-лимонитовые породы; 3 - зоны и прожилки талька; 4 - габбро выветрелые; 5 - гнезда хризопраза; 6 - тектонические нарушения; 7 - геологические контакты: а - резкие, б - постепенные

Фиг. 2. Схематическая зарисовка уступа карьера 7 хризопразонесной зоны 7-22 месторождения Щарыкулболды (Центральный Казахстан)

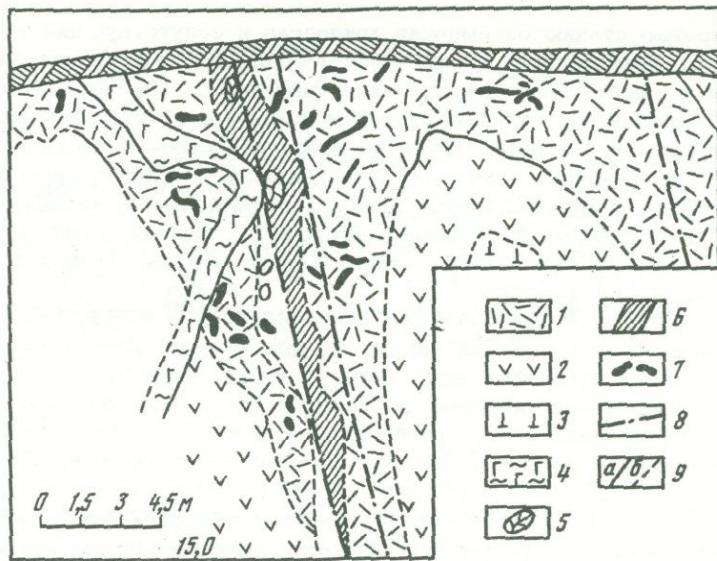
1 - бирбириги оталькованные; 2 - тальк-лимонитовые породы; 3 - зоны и прожилки талька; 4 - габбро выветрелые; 5 - гнезда хризопраза; 6 - тектонические нарушения; 7 - геологические контакты: а - резкие, б - постепенные

Вторая стадия характеризуется выделением хризопраза и сопутствующих ему халцедонов и опалов. Скопления хризопраза тяготеют к контакту слабо оталькованных бирбиров и лимонит-тальковых пород, часто расположены вблизи даек выветрелого габбро.

Хризопраз слагает прожилки, жилы, группирующиеся в штокверковые жильные зоны. Сопутствующие ему минералы (опалы, халцедоны) часто образуют стяжения. Жилы имеют размеры от 20-30 см до 4-5 м при мощности от 3-5 до 15-20 см, в то время как штокверковые жильные тела достигают длины 30-100 м при мощности 10-20 м. Как отдельные жильные тела, так и штокверки имеют крутое падение, в жилах оно может быть и пологим (фиг. 3).

Наиболее продуктивные жилы залегают в бирбирах, развитых по зонам дробления с интенсивным оталькованием. Наблюдения в шлифах показывают, что хризопраз частично замещает боковую породу (сохраняются следы микропетельчатой текстуры породы). Ограничения жил отражают коллоидный характер растворов и имеют фестончатую форму. Хризопраз часто занимает только центральную часть жилы, в то время как ее выклинивающиеся части выполнены яшмовидным, розовым или серым халцедоном. В зальбандах жил часто присутствует опал, в котором чередование разно окрашенных слоев напоминает слои в агате.

Хризопраз имеет различные оттенки зеленого цвета: от яблочно-до изумрудно-зеленого. Слабо окрашенные разности имеют голубоватый оттенок. Интенсивность окраски хризопраза зависит от содержания NiO, наиболее ярко окрашенные разности содержат до 1-



Фиг. 3. Поперечный разрез хризопразоносной зоны месторождения Сарыкулболды (Центральный Казахстан). По П.В. Осипову, 1975 г.

1 - бирбириты; 2 - лимонит-тальковые породы; 3 - карбонатизированные серпентиниты; 4 - габбро выветрелые; 5 - обломки жильного кварца с турмалином; 6 - зона развития талька и серого халцедона; 7 - жилы хризопраза; 8 - тектонические нарушения; 9 - геологические границы: а - прослеженные, б - предполагаемые

3% NiO. Форма вхождения никеля в те соединения, которые служат причиной окраски хризопраза, изучена еще недостаточно. Исследование спектров пропускания, проведенное во ВНИИСИМС [4], позволяет сделать заключение о вхождении никеля в двухвалентной форме в шестигранной координации с гидроксилом и кислородом, что может соответствовать никелевым разностям как серпенитинов, так и монтмориллонитов, являющихся неструктурной рентгеноаморфной примесью в хризопразе. В хризопразе довольно часто отмечается также примесь опала (до 50%). Некоторые разности хризопразов, напротив, сложены хорошо окристаллизованными зернами кварца. Состав и структура хризопраза в значительной мере определяют его декоративные качества: устойчивость окраски (опалсодержащие разности могут со временем выцветать), полируемость ("зернистые" разности полируются плохо) и др.

По мере приближения к зоне карбонатизированных серпентинитов хризопраз сменяется празопалом, а затем кахолонгом. Таким образом, вторая стадия окремнения является собственно рудной, так как формируются хризопраз и сопутствующие ему халцедоны и опалы.

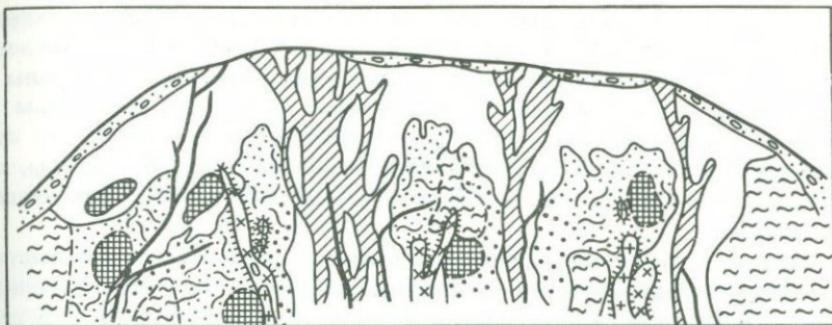
В третью стадию окремнения хризопраз и сопутствующие ему минералы, бирбириты и другие породы профиля выветривания замещаются поздним халцедоном и опало-халцедоном. От ранних халцедонов и опалов они отличаются почти полным отсутствием окрашивающих примесей. Окраска их всегда светлая — серо-голубая, серая и реже снежно-белая. Снежно-белые разности обычно представляют собой агрегат тончайших, тесно переплетенных жилок, халцедон здесь ассоциирует с кварцем. Серые и серо-голубые разности встречаются в виде натечных форм, иногда очень декоративных.

Замещение жил хризопаза обычно начинается с краев. При этом препарируется петельчатый каркас породы (ранее замещенной хризопразом), и на него отлагается агрегат бесцветного халцедона и кварца, иногда напоминающий застывшую пену. Реже образуются брекции хризопаза и бирбирита, сцепментированные серым халцедоном, впервые отмеченные П.В.Осиповым на месторождении Сарыкул-бодлы.

В бирбиритах и других породах замещение серым халцедоном происходит также по петельчатому каркасу. Если замещение идет интенсивно, то постепенно проступает каркас с длиной сторон петель в несколько десятков сантиметров. Материал внутри более мелких петель замещается рыхлыми охрами, которые легко удаляются, и порода приобретает ячеистый характер. Эти породы известны под названием "сухарей", "коробчатых серпентинитов". По нашим наблюдениям, именно с этой стадией окремнения связано образование бирбиритов ячеисто-сотовой текстуры, столь характерных для силицифицированных кор выветривания.

Поздний халцедон иногда полностью уничтожает богатые хризопразом жилы, о чем можно судить по сохранившимся в них реликтам, однако он способствует естественному обогащению сырья, так как замещаются прежде всего дефектные разности хризопаза (трещиноватые, неоднородной структуры, изобилующие посторонними включениями и т.п.). Сохранившийся от замещения хризопраз обычно высокого качества.

Наиболее поздняя, четвертая стадия окремнения представлена опализацией пород. Опализации подвергаются все ранее образованные породы профиля выветривания и минералы. Наиболее интенсивно она проявляется вдоль контактов массива, тектонических нарушений, контактов с дайками и др. Бирбириты приобретают стеклянный блеск, уплотняются, излом их становится раковистым, по лимонит-тальковым породам развиваются вторичные опаловые бирбириты — плотные, чрезвычайно тонкозернистые породы, иногда более темной до красно-коричневой окраски. Они имеют отчетливую жило-подобную форму, тяготеют к трещинам. Хризопраз одевается в прозрачную "рубашку" с жирным блеском, тускнеет. В карбонатизированных серпентинитах появляются пятна бурого опала, иногда прожилки и жилки снежно-белого опала с черными и серыми дендритами марганца. Опализация прожилков магнезита может привести к



- |   |   |   |    |    |            |   |
|---|---|---|----|----|------------|---|
| 0 | 1 | 2 | 3  | 4  | 5          | 6 |
|   |   |   |    |    | <i>a/b</i> |   |
|   |   |   |    |    |            |   |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12         |   |
|   |   |   |    |    |            |   |

Фиг. 4. Схема геологического строения месторождения никеля близ Франкенштейна, Силезия [по 13]

1 - наносы; 2 - охры (породы "красного выветривания"); 3 - зоны кварц-халцедоновых прожилков; 4 - магнезит, керолит (породы "белого выветривания"); 5 - руды силикатного никеля: *a* - серая руда, *b* - зеленая руда; 6 - прожилки никелевой руды; 7 - прожилки хризопраза; 8 - сиенит; 9 - сахарит; 10 - серпентинит; 11 - контактовые зоны сиенитов и сахаритов; 12 - геологические границы: *a* - установленные, *b* - предполагаемые

новообразованию позднего кахолонга или опалов, напоминающих кахолонг. Опализация скоплений никельсодержащих минералов (керолита, гарниёрита) обусловливает появление празопала, который из-за высокой растрескиваемости не применяется в ювелирном деле, но благодаря ярким зеленым оттенкам окраски и сильному стеклянному блеску является прекрасным коллекционным материалом. Таким образом, четвертая стадия окремнения также является продуктивной.

По имеющимся в литературе данным по зарубежным месторождениям хризопраза судить о стадиях окремнения в корах выветривания трудно. Можно лишь предположить, что халцедон третьей стадии развит на месторождениях Польши и Австралии.

Ф.Бейшлаг и П.Круш [5], описавшие в 1913 г. никелевое месторождение Франкенштейн, упоминают, что хризопраз тяготеет к зонам развития мельчайших, толщиной в лист папироносной бумаги, кварц-халцедоновых прожилков (фиг. 4). Эти зоны имеют значительную протяженность. По их мнению, они образовались после "белого выветривания", т.е. магнезита и керолита, но до начала "красного выветривания", т.е. обожривания. Соотношений этих зон с жилами хризопраза, кроме пространственной соподчиненности, эти авторы не приводят. Таким образом, положение во времени этой зоны совпадает с таковым, намеченным для халцедона третьей стадии окремнения на наших месторождениях.

На месторождении Австралии отмечается решетчатый характер боковых, более тонких жилок, сопутствующих главной жиле хризопраза. Там, где эта решетка очень густая, серпентиновые минералы выщелочены и порода напоминает гейзерит [6, 7]. С известным допущением можно принять, что "решетчатая система жил" – это отпрепарированная первичная гигантопетельчатая текстура породы, а гейзеритоподобная порода – кварц–халцедоновый агрегат тончайших прожилков.

Если в образовании силицифицированных серпентинитов большую роль играли тектонические структуры субстрата, то стадии последующего окремнения, по–видимому, связаны с более поздними, в том числе и новейшими, тектоническими движениями, обусловившими поднятие массива, блоковые перемещения отдельных его частей и возобновление корообразования. Дифференциальные перемещения отдельных блоков, в результате которых по швам могли приводиться в соприкосновение различные зоны коры выветривания, – одна из возможных причин совместной миграции никеля и кремнезема, необходимой для возникновения хризопраза.

Интенсивность окремнения различных стадий зависит от многих причин, которые еще не вполне ясны. Мало изучено и сопровождающее окремнение интенсивное оталькование. Окремнение с продуктивной минерализацией хризопраза чрезвычайно редко, а окремнение третьей стадии с образованием ячеисто–сотовых бирбиров и жил неокрашенного халцедона распространено довольно широко. Наличие таких серпентинитов И.З.Корин [2] отмечал для многих массивов. В ряде случаев может отсутствовать окремнение первой – третьей стадий, но интенсивно развивается опализация. В пределах одного массива проявление окремнения различных стадий может наблюдаться фрагментарно.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
2. Корин И.З. Окремненные змеевики в коре выветривания. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд–во АН СССР, 1952, вып. 1.
3. Косубаев Х.Д. Силикатные никель–cobальтовые месторождения Центрального Казахстана. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Центрального Казахстана. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 2.
4. Никольская Л.В., Самсонов Я.П. и др. О природе окраски и структурных особенностях хризопраза. – Зап. Всесоюз. минер. о–ва, 1975, ч. 104, вып. 1.
5. Beyshlag F., Krusch P. Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein – in Schlesien. A. Die Nickelerzlagerstätten von Frankenstein. Abhandlungen der königlich preussischen geologischen Landesanstalt. – Neue Folge, Berlin, 1913, H. 73.
6. Brooks J.H. Marlborough creek chrysoprase deposits rockhampton district; Central Queensland. – Queensl. Gov. Mining J., 1964, 65, N 749.
7. Matheson J.D. Notes on the formation and geological setting of chrysoprase in the Marlborough deposits. – Queensl. Gov. Mining J., 1967, 68, N 793.

А.П. АФАНАСЬЕВ, А.В. АТАМАНОВ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ  
И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ФОСФОРИТОВ  
ФОРМАЦИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
КОВДОРСКОГО МАССИВА

Вопросы генезиса и формационной принадлежности проявлений и месторождений апатит-франколитовых руд недостаточно разработаны. Так, например, о генезисе Ковдорского месторождения высказаны самые разнообразные представления, рассматривающие его как гидротермальное, эксплозивное (вулканическое), гипергенное и гидротермально-гипергенное образование. Все выдвинутые гипотезы слабо обоснованы фактическими данными и опираются лишь на отдельные особенности вещественного состава и текстуры руд, структура месторождения в целом не учитывалась. Совершенно не принимались во внимание выявленные закономерности формирования кор выветривания и континентального развития Балтийского щита в фанерозое. Даже при обосновании гипергенной гипотезы генезис Ковдорского апатит-франколитового месторождения рассматривался в отрыве от геологической истории региона, без учета особенностей отдельных эпох корообразования.

Данные, полученные в процессе детальной разведки месторождения, а также результаты многолетних исследований по коре выветривания позволили авторам рассмотреть генезис апатит-франколитовых руд с учетом указанных факторов. Основой для уточнения структуры месторождения явилась геологическая карта, отражающая последние данные о литологических типах руд и слагающих его пород (фиг. 1, см. вкл.).

В плане эти руды образуют в соответствии с залеганием даек карбонатитов сложное концентрическое тело с разветвлениями и раздувами. В разрезе месторождение представляет систему карстовых воронок, полостей выщелачивания и тектонических трещин, заполненных продуктами выветривания карбонатитов, вмещающих фенитов и слюдитов. Широко развиты линейные глинистые зоны выветривания во вмещающих фенитах, ийолитах и слюдитах.

В соответствии с условиями залегания, строением и вещественным составом все разновидности апатит-франколитовых руд объединяются в пять морфогенетических типов.

1. Фосфориты, слагающие линейные коры выветривания в апатит-содержащих кальцитовых карбонатитах и апатит-кальцит-магнетитовых рудах. Они развиты на северо-восточном фланге месторождения, имеют массивную или полосчатую текстуру, часто кавернозные (фиг. 2, а, см. в конце книги), сложены в основном тонкозернистым апокальцитовым франколитом, коллофаном с подчиненным количеством остаточных минералов — вермикулита, апатита и магнетита.

2. Фосфориты, представляющие собой кору выветривания фенитов, щелочных пород и слюдитов, сохраняют текстуру исходной породы. Фосфорсодержащие минералы в них представлены остаточным апатитом, франколитом, крандаллитом, состав руд колеблется в широких пределах (9-21%  $P_2O_5$ ).

3. Фосфориты, выстилающие днища и стени карстовых полостей, являются рыхлым карстовым делювием с грубой слоистостью (фиг. 3), в обломках преобладают элювиальные фосфориты, встречаются глыбы ийолитов, фенитов, в том числе и каолинизированных, выветрелых слюдитов. Песчаные фракции сложены теми же фосфоритами, магнетитом, апатитом, вермикулитом, полевым шпатом, гидроокисями марганца и бурым разрушенным оливином.

4. Фосфориты, представляющие собой твердую, кавернозную породу, сложенную теми же обломками, что и рыхлые руды (3 тип), но скементированную инфильтрационным франколитом (см. фиг. 2, б).

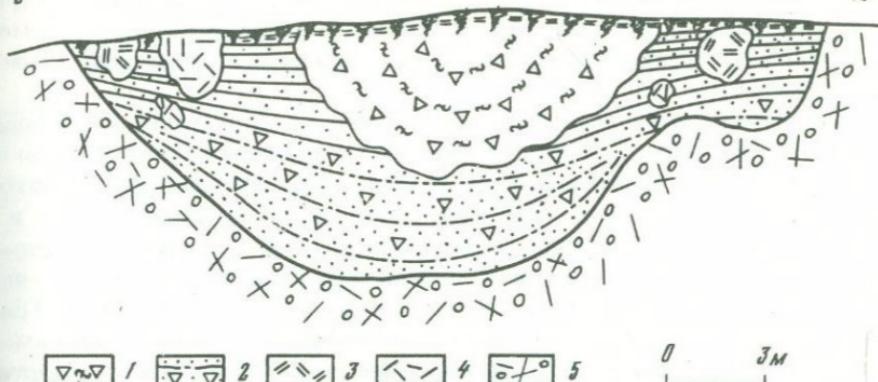
5. Франколитизированные фениты и ийолиты, в которых многочисленные трещины и зоны дробления заполнены инфильтрационным франколитом (см. фиг. 2, в).

Наиболее широко распространены рыхлые и брекчевые фосфориты (3 и 4 типы), составляющие основную массу апатит-франколитовых руд Ковдорского месторождения.

Фосфорсодержащие минералы в рудах представлены коллофаном, франколитом, крандаллитом и апатитом. Коллофан, представляющий собой коллоидную разновидность карбонатапатита, слагает иногда основную массу породы, матасоматически замещая кальцит. Цвет его меняется от белого до бурого за счет ассоциирующих с ним гидроокислов железа и марганца.

Формы выделения франколита - главного фосфатного минерала - весьма разнообразны (фиг. 4, см. в конце книги). Выявлены несколько его генераций, отражающих последовательность процессов рудообразования. В элювиальных фосфоритах и среди их обломков в карстовых полостях встречается метасоматический франколит, слагающий каемки вокруг зерен апатита. Основная масса фосфатов представлена лучистыми агрегатами игольчатых кристаллов франколита размером до 0,05 мм, который образовался при раскристаллизации коллофана. Элювиальные фосфориты содержат, кроме того, сферические агрегаты (оолиты) этого минерала. Инфильтрационный франколит также имеет несколько форм выделения. Наиболее широко распространен франколит, составляющий цемент брекчий. Он заполняет трещины, промежутки между обломками, каверны, образует корки и почковидные выделения. Микроскопически эта разновидность имеет вид радиально-лучистых зональных агрегатов (см. фиг. 4). В пустотах и кавернах элювиальных и брекчевых фосфоритов выделяется наиболее поздний и редкий франколит в виде призматических тонкоигольчатых и волокнистых кристаллов.

Крандаллит, внешне схожий с франколитом, образует радиально-лучистые, зональные корки и почковидные выделения, нарастающие на франколит. В линейной коре выветривания галлуазит-крандалли-



Фиг. 3. Карстовая воронка в кальцитовых карбонатитах, заполненная фосфоритовыми рудами (Карбонатитовый карьер)

1 - брекчевая руда; 2 - рыхлая руда (карстовый делявий); 3 - глыбы выветрелого слюдита; 4 - глыба щелочной, сильно трещиноватой породы; 5 - трещиноватый кальцитовый карбонатит

тового состава он слагает глинистую фракцию и инфильтрационные прожилки.

Апатит — остаточный минерал, сохранившийся от растворения карбонатитов. Он представлен мелкозернистыми кристаллами, часто с оторочками франколита и светло-зелеными крупнокристаллическими радиально-лучистыми агрегатами.

В апатит-франколитовых рудах первых четырех типов широко распространены такие глинистые минералы, как каолинит, сунгулит, галлуазит, гидрослюды, вермикулит, гидрохлорит, монтмориллонит, сепиолит, а также гидроокислы железа и марганца. Они слагают выветрелые фениты, ийолиты и слюдиты, а также входят в состав обломков рыхлых руд.

Переходя к вопросам генезиса этого месторождения, необходимо отметить два принципиальных момента — наличие карстовых полостей в карбонатитах и каолиновой коры выветривания на вмещающих фенитах. По существу все промышленные типы фосфоритовых руд представляют собой карстовые отложения, в разной степени сформированные инфильтрационным франколитом. Система карстовых полостей и воронок, прослеженная многочисленными скважинами, контролируется, с одной стороны, распространением дугообразных тел карбонатитов, с другой — более поздней сетью тектонических трещин. Как отмечалось выше, карстовые полости заполнены продуктами дезинтеграции и выветривания практически всех пород, слагающих южную часть Ковдорского массива. Днища карстовых воронок часто выстланы дресвой карбонатитов. В целом переход от карстовой брекции к достаточно свежим карбонатитам резкий. Последние представляют собой крепкие, массивные породы без следов какого-либо воздействия. Карстовая природа апатит-франколитовых руд хорошо вид-

на на зарисовке одной из воронок, вскрытой в Кабонатитовом карьере (см. фиг. 3). Дно воронки выстлано рыхлыми рудами, которые в верхней части сцементированы более поздним инфильтрационным франколитом.

Каолиновая кора выветривания залегает в виде узких и глубоких карманов (см. фиг. 1). Выветрелые и каолинизированные фениты перемежаются с трещинно-карстово-инфилтратионными франколитовыми рудами, образуя единое поле остаточных, переотложенных и инфильтрационных продуктов выветривания. Схематически каолиновый профиль выветривания можно представить в виде двух зон: нижней гидрослюдисто-дресвянной и верхней охристо-каолинитовой. Границы между ними довольно резкие, но переход к свежим породам постепенный. В целом каолинизация фенитов прослеживается достаточно отчетливо, и верхняя охристо-каолинитовая зона выделяется совершенно четко. В первичном каолине хорошо сохраняется текстура исходной породы.

Общая направленность процесса выветривания фенитов, интенсивность миграции главных элементов и минеральный состав отдельных зон показаны на фиг. 5 (см. вкл.). В процессе выветривания объемный вес фенита уменьшается от 2,70 до 2,37 г/см<sup>3</sup> в гидрослюдисто-дресвянной зоне и до 1,50 г/см<sup>3</sup> – в каолинитовой. При этом выносится до 45,4–71,5% SiO<sub>2</sub>, а интенсивность выноса особенно резко возрастает в каолинитовой зоне. Существенная миграция наблюдается у алюминия, из коры выветривания удаляется 22,4–26,0% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Интенсивно мигрируют щелочные и щелочноземельные элементы, в основном они выщелачиваются уже в гидрослюдисто-дресвянной зоне. Поведение кальция более сложное: после выноса до 78,7% в нижней части профиля он вновь накапливается в каолинитовой зоне. Параллельно возрастает содержание фосфора, что связано с наложенным процессом франколитизации.

Упрощение химического состава сопровождалось сначала гидратацией биотита и флогопита, переходом их в вермикулит, а затем полной каолинизацией породы. В глинистых продуктах выветривания главный пордообразующий минерал – каолинит. На термограммах фракции <0,01 мм, содержание которой в каолинитовой зоне меняется от 27,6 до 46,1%, фиксируются интенсивные эффекты каолинита: эндотермический – около 570–580° и экзотермический – 990°. На рентгенодифрактограммах соответственно имеются базальные рефлексы 7,16–7,18 и 3,57–3,56 Å, не меняющие положения при обработке образца глицерином. Асимметричность этих рефлексов, наличие полосы около 4,37–4,40 Å указывают на неупорядоченность структуры каолинита. В нижней части каолинитовой зоны в значительном количестве присутствует также деградированный иллит. На дифрактограммах ему принадлежат рефлексы 10,0 и 3,34 Å, положение которых при всех видах обработки образца не меняется.

В каолинах, образовавшихся по фенитам, обогащенных эгирин-диопсидом, в качестве примеси присутствуют разбухающие минералы,

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) апатит-франколитовых руд Ковдорского месторождения и слагающих их гипергенных фосфатов.

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	3,56	5,45	21,97	0,09	Не опр.	1,80
TiO <sub>2</sub>	Не опр.	0,20	1,17	-	"	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82	1,20	12,15	0,10	36,21	35,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,86	8,92	21,45	0,07	0,04	-
FeO	3,12	2,40	-	-	-	0,04
CaO	44,50	42,41	13,18	54,32	11,59	13,36
MnO	Не опр.	0,16	0,79	0,06	-	0,00
BaO	"	Не опр.	0,17	Не опр.	0,68	0,09
MgO	1,27	4,28	4,32	-	-	-
K <sub>2</sub> O	Не опр.	0,20	1,99	-	0,06	0,01
Na <sub>2</sub> O	"	0,20	0,69	0,04	0,09	Сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	32,62	11,35	11,18	38,74	30,35	29,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	7,77	1,54	17,79	16,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	"	0,01	1,81	0,10	0,37	1,20
C <sub>O</sub> <sub>2</sub>	1,95	24,00	0,22	3,27	0,43	0,10
F	"	0,23	0,62	2,98	0,50	0,02
O = 2F	-	-	0,26	1,25	0,21	-
Сумма	-	-	99,22	100,03	97,90	97,54

1-3 - типы руд: 1 - брекчийевый (технологическая проба), 2 - рыхлый (среднее из трех анализов), 3 - глинистый (данные авторов, аналитик З.А.Мокина); 4-6 - инфильтрационные минералы: 4 - франколит [17], 5 - крандаллит из брекчийевых руд, 6 - крандаллит из глинистых руд (данные авторов, аналитик С.М.Мишина).

дающие на дифрактограмме полосу 13,5-15,3 Å. При насыщении образца глицерином она смещается до 19,2-22,5 Å, а при прокаливании - до 9,84-11,0 Å, что дает основание предполагать наличие неупорядоченного смешанно-слойного образования из пакетов монтмориллонита и разбухающего хлорита.

Известно, что в эпохи регионального корообразования между карстом и корой выветривания существует самая тесная связь [7].

Оба эти образования отражают единые палеогеографические условия гумидного континентального литогенеза. Наличие на Ковдорском массиве каолиновой коры выветривания определенно показывает, что его породы подвергались интенсивному химическому выветриванию в условиях жаркого влажного климата (табл. 1). Следует отметить, что древний карст на Кольском полуострове был известен и ранее в известняках и доломитах серии Имандра - Варзуга [9]. Карстовые воронки также были заполнены материалом каолиновой коры выветривания [1, 19]. Ранее одним из авторов было показано, что

образование каолиновой коры выветривания на кристаллических породах Кольского полуострова стало возможным не ранее мезозоя [3]. Поэтому есть основания полагать, что карст на карбонатитах Ковдорского массива также образовался в эпоху мезозойского каолинового выветривания. Отражением этой эпохи корообразования на Ковдорском массиве являются, кроме перечисленных выше образований, сунгулитовая кора на ультраосновных породах и монтичеллитах [2, 4, 5] и галлуазит-крандаллитовая – на ийолитах.

Естественно, в условиях глубокого химического выветривания карбонатиты не могли не испытывать интенсивных гипергенных преобразований, которые выразились в формировании на них, с одной стороны, карста, с другой – элювиальных продуктов выветривания. Последние сохранились в настоящее время только в виде линейных зон на северо-западном участке месторождения и как обломки в карстовых отложениях. В отличие от осадочных руд элювиальные апатит-франколитовые породы имеют массивную или полосчатую текстуру. Основная масса в них сложена франколитом с примесью гидроокислов железа и марганца, остаточные минералы – апатит и магнетит. Процесс выветривания карбонатитов заключался в растворении кальцита и апатита, замещении оливина гидрохлоритом и монтмориллонитом. Флогопит при этом переходил в вермикулит, а затем в каолинит.

Определяющую роль в миграции фосфора играл pH среды [6, 18, 22]. При  $pH < 6,5$  апатит интенсивно растворялся. Следы этого процесса несут отдельные сохранившиеся зерна апатита. Слабокислая среда могла существовать только в верхних горизонтах коры выветривания, где карбонаты были полностью выщелочены.

Поверхностные растворы, обогащенные фосфором, опускаясь в нижележащие горизонты, где еще сохранился кальцит, становились щелочными, при этом фосфат-ион, вступая в реакцию с кальцитом, выпадал в осадок в виде коллофана, сохраняя иногда спайность кальцита. Возможность такого процесса доказана экспериментально рядом исследователей [21, 23 и др.]. Так, например, Л.Л.Эймс [21] установил, что замещение кальцита фосфатом протекает уже при температуре  $+20^{\circ}\text{C}$ , а скорость процесса зависит от pH среды. Д.Р.Симпсон показал, что сначала образуется коллофан, который со временем раскристаллизовывается в игольчатый франколит. Д.О.Нигай [22] определил поля устойчивости различных фосфатов в зависимости от pH и концентрации фосфат-иона.

Элювиальные фосфориты накапливались на хорошо дренируемых поверхностях. Близ уровня грунтовых вод в тектонически ослабленных зонах на кальцитовых карбонатитах шло образование карстовых полостей, которые заполнялись материалом различной степени выветрелости, в том числе элювиальными фосфоритами и каолинизированными фенитами и слюдитами. Формирование делювиально-карстовых отложений связано с оживлением тектонических движений на завершающем этапе формирования коры выветривания.

Отложение более позднего инфильтрационного франколита, составляющего цемент брекчий, произошло после образования коры выветривания и заполнения карстовых воронок. Доказательством служат трещины в каолинизированных фенитах, заполненные инфильтрационным франколитом. Процессы инфильтрации отражают следующий этап тектонического режима, вероятно, смену знака движений, что привело к повышению уровня грунтовых вод и повышению pH в карстовых полостях. В этих условиях фосфор, мобилизованный на водоразделах, отлагался в карстовых полостях, коре выветривания и трещинах кристаллических пород, образуя брекчевые и штокверковые руды.

Таким образом, Ковдорское апатит-франколитовое месторождение представляет собой гипергенное полифациальное образование, относящееся к формации мезозой-палеогеновой каолиновой коры выветривания. Основная масса руд представлена карстово-осадочно-инфилтратионными образованиями. Наряду с этим имеются чисто инфильтрационные руды в коре выветривания и свежих фенитах. Рассматривать это месторождение как чисто взрывное [13] нет никаких оснований, так как нет брекчевых текстур в карбонатитах в днищах карстовых воронок. Авторы разделяют точку зрения Ю.Н. Занина [15, 16] на брекчевые апатит-франколитовые руды как сугубо гипергенные образования.

С другой стороны, считая их гипергенными, мы не склонны рассматривать их как типичную кору выветривания, как это делает В.И. Терновой [20]. Так, на массиве Сокли он выделяет четыре зоны: а) дезинтеграции; б) остаточного накопления; в) цементации или вторичного обогащения; г) конечного гидролиза (гидрогетитовую). В действительности эта зональность отсутствует. Так называемая зона остаточного накопления представляет собой карстовый делювий с грубой слоистостью и признаками дифференциации обломков по размеру. Гидрогетитовая зона на карбонатитах массива Сокли представляет собой осадочное образование и сложена окатанными обломками и зернами фенитов, фосфоритов, апатита, кальцита, магнетита и вермикулита.

Нет также никаких оснований относить брекчевые руды к гипергенно-гидротермальным образованиям, привлекая для объяснения их генезиса разогретые водозные воды, как это делают О.Б. Дудкин с сотрудниками [10-12, 17]. Интенсивные движения, сопровождавшиеся внедрением интрузий и формированием гидротермальных жил, имели место на Кольском полуострове в палеозое. В этот период зрелые коры выветривания еще не формировались [3]. Мезозойский же этап характеризуется спокойным тектоническим режимом. Гидротермальные жилы этого периода не известны.

Идея об участии водозно-гидротермальных растворов, которые, разогреваясь, растворяли кальцит и апатит на глубине нескольких километров, высказана для того, чтобы объяснить происхождение фторгидроксилапатита [17]. Она не опирается ни на какие геологические факты. Более того, исходя из этой гипотезы, невозможно

Таблица 2

Баланс вещества и относительная подвижность окислов при

Компоненты	Исходная порода, вес. %	Плотная элювиальная порода, вес. %	Накопление (+), убыль (-) окисла, г/1000 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	29,20	21,20	-517,0
TiO <sub>2</sub>	0,35	4,21	+61,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,87	5,08	-150,1
Fe <sub>общ</sub>	5,85	10,20	-
MgO	6,92	8,43	+145,0
CaO	15,00	23,40	-50,1
MnO	0,34	0,72	+2,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,29	5,12	-11,2

Примечание. Аналитик Г.Р.Шестакова. Расчет проведен с учетом объемного веса свежих пород, за элемент—свидетель принятого железо.

объяснить главные черты структуры этого месторождения, его карсто-инфилтратационную природу. Совершенно не ясно, каким образом возникшие на глубине порядка 1 км фосфаты оказались выведены на дневную поверхность в виде сугубо приповерхностных карстовых образований мощностью менее 100 м, почему при таком глубоком (порядка 1 км) эрозионном срезе сохранился этот мало-мощный плаш фосфатных образований. Кроме того, трудно объяснить с этой точки зрения карстовую природу фосфоритов. Ю.Н.Занин [15], критикуя эти представления, совершенно верно отмечает, что фосфаты с невысоким содержанием CO<sub>2</sub> (менее 1%) формируются метасоматическим путем и в несомненно гипергенных условиях. И.И.Гинзбург и И.А.Рукавишникова [8] в свое время также отмечали этот факт. Имеющиеся геологические данные о структуре месторождения и строении коры выветривания позволяют объяснить его генезис без привлечения гидротермальных или водозно-гидротермальных растворов.

В неогене и четвертичном периоде вследствие ухудшения климатических условий образование фосфоритов в зоне выветривания прекратилось не только на Балтийском щите, но и в более южных районах. Фосфориты этого возраста строго локализованы в современных тропическом и субтропическом поясах [14]. В эту эпоху миграция фосфора в зоне гипергенеза на Балтийском щите не могла иметь широкого размаха.

В качестве примера можно привести данные о выветривании апатитсодержащих кварц-карбонатных пород массива Вуориярви, по строению аналогичного Ковдорскому. Здесь развита глинисто-дрес-

выветривания кварц-карбонатных пород

Коэффициент относительной подвижности	Кавернозная элювиальная порода, вес. %	Накопление (+), убыль (-) окислов, г/1000 см <sup>3</sup>	Коэффициент относительной подвижности
2,3	42,50	-214,4	1,3
0,2	4,11	+54,1	0,2
2,7	10,05	-79,7	1,5
1	11,20	-	1
0,6	0,71	-188,7	10,4
1,1	7,41	-336,7	3,9
1,3	0,42	-3,6	1,5
1,1	4,58	-27,5	1,4

вяная кора выветривания неогенового возраста. Соответственно продукты выветривания апатитсодержащих пород, представленные плотными кавернозными окристыми образованиями, имеют совершенно другой состав. Окристые породы сложены в основном гидрогемитом и остаточным кварцем. Фосфор сохранялся в окристых продуктах в виде апатита и карбонатапатита. Существенная миграция его не наблюдается (табл. 2).

На рубеже палеоген – неоген в период оживления тектонических движений Балтийского щита, когда имел место глубокий размыв региональной мезозойской коры выветривания, все элювиальные образования на Ковдорском массиве были сильно денудированы. Сохранились лишь линейные коры выветривания и часть карстовых полостей. Этот размыв продолжался и в более позднее время, в том числе и в четвертичное. При этом франколитовые образования частично переотлагались в виде делювия, частично вошли в состав ледниковых отложений.

Учитывая гипергенную природу апатит-франколитовых руд и их принадлежность к формации мезозой-палеогеновой коры выветривания, можно наметить принципиальные положения для оценки перспектив их поисков. Перспективными могут быть все апатитсодержащие породы, на которых сохранилась кора выветривания этого возраста. Наибольший интерес на Балтийском щите представляют кaledонские интрузии ультраосновных-шелочных пород и карбонатитов, в пределах которых имеются легко карстующиеся апатитсодержащие кальцитовые карбонатиты.

Будучи образованиями приповерхностными, залегающими до глубины десятков и реже первых сотен метров, фосфориты зоны вывет-

ривания тесно связаны с древним рельефом, в частности с элементами мезозойского пленена. Соответственно из числа перспективных на апатит-франколитовые руды необходимо исключить массивы апатитсодержащих пород, рельеф которых сформирован в неотектонический этап, а сохранившиеся доледниковые продукты выветривания имеют миоцен-нижнеплиоценовый возраст.

Из изложенного следует, что при оценке перспектив гипергенной фосфатоносности и поисках апатит-франколитовых руд важную роль должны играть геоморфологические исследования, в первую очередь на массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. В результате этих исследований должна быть получена схема разрывных нарушений и карстовых полостей, выраженных в рельефе, выделены участки с наименее деформированным мезозойским плененом, а также более молодые поверхности и уровни вреза.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев А.П. Минералогия древней коры выветривания на породах свиты Имандра - Варзуга к югу от Хибин. - В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
2. Афанасьев А.П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.; Л.: Наука, 1966.
3. Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977.
4. Афанасьев А.П., Атаманов А.В. Кора выветривания на монтичелито-мелилитовых породах Ковдорского массива. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1965, вып. 4.
5. Афанасьев А.П., Атаманов А.В. Кора выветривания на ультраосновных породах Ковдорского массива и связанное с ней месторождение вермикулита. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1966, вып. 8.
6. Бушинский Г.И. О выветривании фосфоритов. - В кн.: Памяти академика А.Д.Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
7. Гицбург И.И. Латеритное выветривание как источник бокситов. Минералогический состав и условия образования бокситов (обзор литературы за 1946-1950 гг.). - В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.
8. Гицбург И.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
9. Граве М.К. Рельеф области развития доледниковой коры выветривания к югу от Хибин и признаки древнего карста. - В кн.: Вопросы геоморфологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты, 1960, вып. 1.
10. Дудкин О.Б. Фосфор в щелочных и щелочно-ультраосновных массивах Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по минералогии и геохимии щелочных комплексов пород Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1975.
11. Дудкин О.Б. Вещественный состав и генетические особенности экзогенных месторождений фосфатов в щелочных массивах Кольского полуострова. - В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1977.

12. Дудкин О.Б. Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977.
13. Егоров Л.С. Нельсониты, франколитовые брекчии и проблема апатитоносности карбонатитовых комплексов. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Вторая серия, 1975, ч. 103, вып. 3.
14. Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М.: Наука, 1969.
15. Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1975.
16. Занин Ю.Н. Об условиях формирования франколитовых брекчий. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1977, ч. 106, вып. 4.
17. Курбатова Г.С., Ганибал Л.Ф., Дудкин О.Б. Вещественный состав и генетические особенности франколитовой брекчии Ковдорского массива. — Докл. АН СССР, 1972, 207, № 5.
18. Ронов А.Б., Корзина Г.А. Фосфор в осадочных породах. — Геохимия, 1960, № 8.
19. Сидоренко А.В. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 1.
20. Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.
21. Ames L.L. The genesis of carbonateapatites. — Econ. Geol., 1959, 54, N 5.
22. Nriagu J.O. Phosphate – clay mineral relations in soils and sediment. — Can. T. Earth., Sci., 1976, 13, N 6.
23. Simpson D.R. Effect of pH and salution concentration on the composition of carbonateapatite. — Amer. Miner., 1967, 52, N 5–6.

УДК 553.641.061.13'14(571.51)

Э.Е РОМАНОВА, М.В. ПОПОВА

## К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ТЕЛЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

Телекское месторождение фосфоритов в геологоструктурном плане приурочено к западным отрогам Восточного Саяна и находится в пределах Байтакского антиклинального поднятия, сложенного вулканогенно-кремнисто-карбонатными образованиями венда, перекрытыми местами эфузивами нижнего девона и прорванными интрузиями среднего девона [6 и др.]. Основной структурой месторождения является Телекская синклиналь с размахом крыльев до 3–4 км и протяженностью более 10 км, осложненная различными по форме и размерам складками более высоких порядков.

Вендинские отложения представлены овсянковской свитой, сложенной внизу карбонатными породами (доломитами, известняками, доломитистыми известниками и др.), вверху — вулканогенным комплексом. Вулканогенные образования в районе Телекского месторождения изучены весьма слабо. Выделение фациальных и петрографических типов пород, выяснение их возрастных и структурных взаимоотношений, изучение геохимии и других вопросов чрезвычайно зат-

рудено ввиду глубокого преобразования пород под влиянием пост vulkanicheskikh gazo-gidrotermalnykh processov, glubinnoego epigenеза и химического выветривания. Среди пост vulkanicheskikh processov основную роль играли фосфорный метасоматоз, хлоритизация, серicitизация, оталькование и др. Глубинный эпигенез, сопровождающий захоронение и последующие складчатые деформации эфузивно-пирамидальных образований совместно с вмещающими их карбонатными толщами, проявился в развитии регенерационных, кrustifikasiacionnykh и т.п. структур, в частичной перекристаллизации, в появлении новообразований кварца, пирита, сидерита и др. В результате химического выветривания в континентальных условиях вулканогенные породы еще более утратили первичный облик и представляют по сути толщу алеврито-глинистых продуктов выветривания с желваками и линзообразными пластами фосфоритов.

Большинство исследователей связывают формирование фосфоритов Телесского месторождения с кайнозойской корой выветривания или формацией коры выветривания, развитой в карстовых формах рельефа на поверхности карбонатных толщ овсянковской свиты [7-9, 12]. Обшим для всех гипотез является признание экзогенного источника фосфора. Р.А. Цыкиным [12] дана наиболее развернутая генетическая концепция, согласно которой месторождение сформировано в три этапа при взаимодействии процессов выветривания, карстообразования и осадконакопления. "Первые порции фосфатоносных растворов возникли одновременно с формированием коры выветривания вследствие коррозии доломитов... Основная масса фосфоритов образовалась после активизации тектонических движений, вызвавших некоторый подъем территории и усиление карстового процесса и переотложение коры выветривания. На этом этапе фосфор привносился в рыхлую толщу частично с обломками фосфатных доломитов, но большей частью в растворенном виде. В третий этап немаловажную роль при образовании вторичных фосфоритов играли процессы наложенного (неэлювиального) выветривания, возникшие после переотложения алюмосиликатных пород в карстовых депрессиях... В алюмосиликатной (или карбонатно-алюмосиликатной) части рыхлой толщи происходило накопление фосфоритов" [12, с. 19-20].

Этой генетической концепции придерживаются многие исследователи, хотя они и отмечают весьма низкое содержание фосфора в карбонатных породах овсянковской свиты, считающихся фосфорпродуцирующими.

Однако наши данные литолого-минералогического и геохимического исследования, а также критический анализ геологических материалов, отражающих характерные особенности строения месторождения, свидетельствуют о том, что промышленное фосфоритонакопление на Телесском месторождении теснейшим образом связано с вулканизмом, в частности с формированием вулканогенного комплекса овсянковской свиты. Процессы выветривания (возможно, неоднократного), инфильтрации, в отдельных случаях механического переотложения обусловили образование рудных залежей со сложными взаи-

мощностями составляющих компонентов, но главные особенности обусловлены не этими факторами. Поэтому вулканизм и выветривания должны не противопоставляться, а рассматриваться в качестве двух сторон единого процесса формирования фосфоритных залежей.

Авторы признают предварительный характер своих генетических построений, нуждающихся в подтверждении количественными данными. Однако уже сейчас можно с уверенностью отрицать два отправных момента предшествующих концепций: формирование фосфоритовых залежей в карстовых формах рельефа на поверхности карбонатных пород овсянковской свиты и образование "первичных" элювиальных фосфоритов за счет выветривания проблематичных карбонатных толщ, обогащенных фосфором. То, что принимается за карстовые депрессии, с еще большим основанием можно рассматривать как мульдовые части складок, своды которых частично денудированы в пострудный этап. Не исключено также, что вулканогенный комплекс заполнял линейно-вытянутую троговую область, совпадающую с зоной глубинных разломов, либо грабенообразный геосинклинальный прогиб вблизи срединного массива, либо орогенную впадину. Структура месторождения представляет собой самостоятельную проблему. Фосфоритовое оруденение действительно пространственно приурочено к коре выветривания, но связь эта паразерическая.

Кора выветривания сформировалась на сложном комплексе пирокластов, вулканитов и лав, существенно измененных различными процессами, среди которых первостепенную роль играл фосфорный метасоматоз. Она локализована на поверхности сложно дислоцированной и смятой в складки карбонатной толщи овсянковской свиты. Карбонатные породы разбиты нарушениями и прорваны штоками диоритов и сиенитов, дайками микродиоритов, порфиритов, фельзит-порфириев и др., а также пронизаны прожилками и мелкими гнездами кварца, реже гидрослюд, амфиболов, пирита и др. На контакте с вышележащими рыхлыми образованиями коры выветривания карбонатные породы пористые, кое-где брекчированные и дезинтегрированные. Фосфор в них присутствует в ничтожно малых количествах (0,05–0,06%) (см. таблицу), но в брекчированных доломитах, по данным некоторых исследователей, содержание  $P_2O_5$  достигает в отдельных точках 3,5–5%. Однако указания на место отбора таких доломитов и характер накопления в них фосфора отсутствуют. Если же они отобраны из контактовой зоны с вышележащими фосфоритами, то обогащение фосфором могло быть наложенным, под действием инфильтрационных и иных процессов. По данным Г.М. Утишева и Н.И. Ломаева, среднее содержание  $P_2O_5$  в доломитах (480 определений) составляет 0,41%.

Кора выветривания в общем виде представлена глинистой и песчано-глинистой толщей, содержащей обогащенные фосфатным материалом горизонты (рудные тела). В вертикальном разрезе коры выветривания по литолого-минералогическим и геохимическим особенностям выделяются две зоны (снизу вверх): нижняя – хлорит-монт-

Химический состав (в вес. %) фосфоритов и вмещающих пород Телек

№ анализа	Глубина, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	54	53,37	1,58	19,60	12,52
2	58	68,60	0,52	17,68	3,25
3	66	60,09	0,90	19,39	8,52
4	70	59,07	0,90	20,47	8,17
5	75	64,23	0,35	20,72	3,23
5a		61,07	0,85	19,57	7,14
6	85,5	42,85	1,01	17,64	6,18
7	91	52,18	0,60	12,02	3,85
8	98,5	51,25	0,80	13,74	4,62
9	101,5	15,05	0,04	1,09	0,63
10	104	23,93	0,05	1,60	0,76
11	106	4,70	0,04	1,16	0,29
11a		31,66	0,42	7,87	2,72
12	108,2	1,00	0,02	0,57	0,04
13	120	7,70	0,03	2,28	Не обн.

Породы каолинит-гидрослюдистой зоны: 1 - глина алевритистая гидрослюдисто-каолинитовая; 2-5 - глина алевритистая каолинит-гидрослюдистая; 5a - среднее по зоне. Породы хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистой, фосфатной зоны: 6-8 - глина хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистая, фосфатная; 9-11 - фосфорит алевритистый; 11a - среднее по зоне. Подстилающие породы: 12 - доломит; 13 - доломит известковистый.

Таблица (окончание)

№ анализа	Глубина, м	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	П.п.п.	Сумма
1	54	0,74	Не обн.	8,47	99,34
2	58	0,18	"	3,68	100,07
3	66	0,47	"	6,14	99,94
4	70	0,42	"	6,48	100,28
5	75	0,28	"	5,83	100,02
5a		0,41	"	6,12	-
6	85,5	7,82	"	5,75	97,54
7	91	5,70	"	5,66	99,39
8	98,5	3,85	"	6,40	99,35
9	101,5	24,89	"	3,42	88,70
10	104	24,70	"	3,54	95,12
11	106	26,98	"	4,91	89,27
11a		15,66	"	4,95	-
12	108,2	10,0	"	46,08	100,05
13	120	0,05	0,02	39,08	100,02

ского месторождения

	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
	0,07	0,20	0,43	1,25	1,07	0,04
	0,15	0,08	0,14	0,92	4,75	0,12
	0,11	0,07	0,29	0,72	3,20	0,04
	0,03	0,25	0,29	0,77	3,37	0,06
	0,25	0,03	0,87	0,77	3,45	0,06
	0,12	0,12	0,40	0,88	3,17	0,06
	0,18	0,0	12,90	0,74	2,37	0,10
	1,56	0,16	9,37	6,60	1,63	0,06
	1,30	0,12	9,40	5,26	2,51	0,10
	0,11	0,06	37,31	6,00	Не обн.	0,10
	0,03	0,10	38,93	1,40	Сл.	0,08
	0,03	0,03	48,53	2,50	Не обн.	0,10
	0,53	0,08	26,07	3,75	1,08	0,09
	0,18	0,01	30,52	21,50	Не обн.	0,07
	0,73	0,25	39,32	10,50	"	0,06

матовой зоны: 6-8 - глина хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистая, фосфатная; 9-11 - фосфорит алевритистый; 11a - среднее по зоне. Подстилающие породы: 12 - доломит; 13 - доломит известковистый.

Нижняя зона коры выветривания сложена алевритисто-песчанистыми глинами с желваковыми образованиями фосфоритов и реликтовыми участками выветрелых эфузивов и туфов псаммито-псефитовой

размерности, называемых ниже для краткости "обломками". Количество таких обломков по разрезу непостоянно (от 10-20 до 80%), размеры также варьируют в широких пределах - от долей сантиметра до 3×4 см, единичные до 5×6 см. Грубообломочный материал в свою очередь полностью замещен глинистыми минералами. По результатам гранулометрического анализа, фракция < 0,01 мм составляет 93-99,8%. Особенно неравномерно распределены желваки фосфоритов - от единичных среди глинистого материала до сплошных "пластов" мощностью до 1 м и более. Окраска пород нижней зоны преимущественно желтовато-бурая, буровато-серая, реже желтовато- и серовато-белая, зеленовато-серая, коричнево-бурая, со множеством переходных оттенков.

Литологический состав псефитовых обломков в определенном смысле однородный - они представлены измененными туфами, пузристыми лавами, эфузивами, фтанитоподобными, хлоритизированными и серicitизированными породами (т.е. вулканогенным комплексом). По всему разрезу нижней толщи обломки в той или иной степени фосфатизированы, вплоть до полного замещения с образованием фосфоритовых желваков, линзовидных горизонтов и др.

Измененные туфы имеют реликтовую алевропсаммито-псефитовую и псефито-псаммито-алевритовую кристаллолитокластическую структуру, кое-где реликтовую порфиокластовую. Реликты обломочного материала в туфах представлены кварцем и измененными породами. Среди последних отмечаются порфировидные, серицитизированные, хлоритизированные и другие разности. Кварц в туфах присутствует в виде отдельных кристаллов или их обломков размером до 0,1–0,2 мм. Нередко кварц обособлен и образует кристаллически-зернистые агрегаты линзовидной и прожилковой формы с полиэдрическими очертаниями. Размеры таких агрегатов до 1,2 мм, редко крупнее (до 4×8 мм). Часть кварцевых обломков по форме отдаленно напоминает пепловые частицы. Эндогенное происхождение кварцевых выделений не вызывает сомнений, за исключением, быть может, прожилковидных выделений, которые могли образоваться под действием более поздних эпигенетических процессов окварцевания. Кристаллы кварца часто содержат включения мельчайших зерен карбонатов, расположенных параллельно граням роста либо полосчато реже беспорядочно.

Второе место после кварца среди обломочного материала занимают обломки, сложенные тонкочешуйчатыми гидрослюдами (гидратированным серицитом?). Форма этих обломков изометрическая, угловатая, неправильная, контуры сглаженные. Как примесь среди гидрослюдистых агрегатов присутствуют мельчайшие включения кремнистых минералов, эпидота, псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту, лейкоксена по ильмениту и анатазу и некоторые другие, но кварц почти везде отсутствует.

Реликтовые обломки в туфогенных породах сцепментированы фосфатами с тонкозернистой или призматически-зернистой структурой, кое-где с элементами колломорфной и крустикационной структуры. Фосфаты не только цементируют, но и метасоматически замещают обломки. Количество цемента неодинаково и, вероятно, обусловлено степенью замещения фосфатами исходных пород, первичной пористостью и другими факторами.

Фосфоритовые желваки имеют желто-бурую, реже коричнево-бурую окраску и различные формы – округлую, уплощенную, неправильную. Размеры стяжений от псаммитовых до 7–10 см, единичные до 20 см (по керну). Поверхность желваков ноздреватая, кавернозная, внутреннее строение натечное, фарфоро- или яшмовидное, но также землистое и мелоподобное.

Под микроскопом в фосфоритовых желваках обнаружены редкие реликты кварцевых зерен и их агрегатов, реже обломки гидрослюдистых или хлоритизированных пород, а также некоторые акцессорные минералы (рутин, циркон, эпидот и др.). Все эти реликтовые обломки и минералы по морфологии и размерам вполне сопоставимы с обломками выветрелых туфогенных пород. Сцепментированы они фосфатами, бесцветными или буровато-желтыми и коричневато-бурыми от тонкораспыленного пигmenta гидроокислов железа. Участками фосфаты замещают первичное вещество полностью, образуя

почти мономинеральный агрегат. Выше, при описании обломков эфузивно-туфогенных пород, указывалось на постепенное замещение составляющих их компонентов фосфатами. Желваковые стяжения фосфоритов представляют, очевидно, конечный этап такого рода замещений.

Рентгенографическим и минералогическим анализами установлено, что фосфаты относятся к группе карбонат-фторапатита и представлены в основном франколитом и штаффелитом, с небольшой примесью алюмофосфатов – вавеллита, крандаллита, варисцита и др. Структура фосфатов варьирует от криптозернистой до призматически-зернистой с размером зерен до 0,05 мм. При раскристаллизации фосфаты приобретают сферолитовую, микродрузитовую, крустикационную, венчиковую структуру. Как правило, друзоподобные агрегаты выполняют стенки пор линзо- или прожилковидной формы. Пористость возникла, очевидно, при раскристаллизации криптозернистых агрегатов вследствие уменьшения объема. Вавеллит и крандаллит слагают прожилки, мелкие гнезда и сферолитовые выделения в основном среди натечных фосфоритовых образований. Криптозернистые фосфаты часто ассоциируют с тонкочешуйчатыми глинистыми минералами, образуя взаимопрорастающий агрегат. В криптозернистых агрегатах нередко наблюдаются зачатки пеллет, окруженные крустикационными каемками призматически-зернистых фосфатов. Диаметр пеллет до 0,01 мм, редко крупнее.

Глины, вмещающие фосфоритовые желваки и фосфатизированные эфузивно-туфогенные обломки, имеют существенно гидрослюдистый состав с примесью монтмориллонита, хлорита, талька, гидроокислов железа, кварца. На значительных участках эти глины рыхлые (дезинтегрированные), возможно, в результате бурения.

Верхняя каолинит-гидрослюдистая зона сложена также алеврито-песчаными глинами с обломками эфузивно-туфогенных и фтанитоподобных пород (иногда называемых "кремнями"). Эфузивно-туфогенные породы в свою очередь полностью глинанизированы. В целом в породах верхней зоны фракция < 0,01 мм составляет 95–99%. Алеврито-псаммитовая составляющая представлена кварцем, унаследованным от эфузивно-туфогенных пород. Цвет глин желтый, зеленовато-коричневато-желтый, участками белый, серый. В глинах в ненарушенном состоянии отчетливо видны реликты микрозернистой структуры. Однако вследствие достаточно интенсивного выветривания определение исходных пород по ним не представляется возможным. Состав глин верхней зоны существенно гидрослюдисто-каолинитовый, с примесью монтмориллонита, хлорита, гидроокислов железа и др. Спорадически отмечаются гнезда рыхлых гидроокислов марганца, ассоциирующих с кварцем, тонкочешуйчатым тальком и гидроокислами железа. Среди зерен кварца много идиоморфных кристаллов размером до 0,07–0,12 мм. В минеральном составе тяжелой фракции пород верхней зоны сохраняются в довольно свежем виде акессорные минералы (циркон, рутил, анатаз, эпидот-циозит, везувиан, спессартин, турмалин и др.).

В обломках туфогенных пород сохранились реликты кристаллолитокластических структур, но первичные алюмосиликаты в них полностью замещены каолинитом, гидрослюдами, монтмориллонитом. Сохранились кварцевые выделения в виде идиоморфных кристаллов и микрозернистых образований с полизадрическими очертаниями и контуры обломков алюмосиликатных пород. По реликтам измененных пород можно предполагать их идентичность в нижней и верхней зонах, но в последней эфузивно-туфогенный материал не несет фосфорной минерализации. Минералогическим анализом установлены лишь единичные кристаллики апатита и мелкие тонкозернистые агрегаты фосфатов.

Фтанитоподобные породы макроскопически голубовато-серые, се-рые до темно-серых, по твердости и прочности напоминают кремни. Под микроскопом видно, что они состоят из кварца, гидратированного серицита (гидрослюды), небольшого количества хлорита, гидроокислов железа, анатаза, графита, реликтов пирита и др., образующих взаимопрорастающий агрегат. Микрозернистый кварц в них изометричный, с нечеткими очертаниями, размером до 0,08–1,2 мм, отдельные зерна кварца имеют размеры 0,002–0,006 мм и также расплывчатые контуры. Кварцевые агрегаты прорастают микрочешуйчатой гидрослюдой. Часть кварцевых зерен во фтанитоподобных породах имеет "терригенный" облик – неправильно-угловатую форму и монозернистость. Интересной деталью строения фтанитоподобных пород является наличие в них контуров таблитчатых выделений, замещенных криптозернистым кремнеземом в тесной ассоциации с глинистыми минералами, видимыми отчетливо лишь при скрещенных николях. По форме они напоминают порфировидные выделения эфузивных пород или идиоморфные кристаллы кварца и их сростки. Возможно, фтанитоподобные породы частично образовались под действием кремнистого автометасоматоза, происходящего с привносом кремнезема и при вовлечении в процессы минерализации компонентов исходных пород. В целом кварцевые выделения придают фтанитам гранулярный облик.

Пирит во фтанитах присутствует в виде кристаллов кубической, пентагондодекаэдрической формы размером до 0,002 мм, редко крупнее. Повсеместно пирит замещен псевдоморфозами тонкодисперсных гидроокислов железа. Фосфор во фтанитоподобных породах отсутствует либо содержится в ничтожно малых количествах.

В кровле верхней зоны выделяется горизонт существенно каолинитовых глин, почти утративших реликты исходных пород. В минеральном составе глин этого горизонта появляется в небольшом количестве гиббсит (до 2,5%). Соответственно и в химическом составе глин уменьшается содержание щелочных элементов (см. таблицу) и несколько увеличивается – полуторных окислов (в сумме до 32%). Количество кремнезема остается большим (53%), но более половины его (около 30–35%) присутствует в форме кварца. Указанные минералого-геохимические особенности каолинитового горизонта

дают основание предполагать, что происходило выветривание латеритного типа, но сохранившаяся часть его представляет, очевидно, низы предполагаемого латеритного профиля.

При анализе геохимических особенностей фосфоритов и вмещающих образований приходится постоянно иметь в виду почти неизбежное усложнение вариаций, обусловленных колебаниями химико-минерального состава пород субстрата. Все изученные нами карбонатные породы бедны фосфором. Среднее содержание его равно 0,02%, что ниже среднего содержания для аналогичных пород в 2 раза [13]. Указанное выше среднее значение  $P_2O_5$ , равное 0,41%, не может служить надежным свидетельством повышенной фосфатоносности карбонатных пород овсянковской свиты, так как нет уверенности в том, что в подсчет не включены разности, обогащенные фосфором в результате наложенных процессов.

В разрезе вулканогенного комплекса распределение фосфора зональное (по вертикали) и весьма неравномерное. В нижней фосфатной зоне среднее содержание  $P_2O_5$  равно 15,64% (коэффициент вариации  $r = 49$ ). При этом максимальные значения (25–27%) установлены в низах зоны (см. таблицу), а в других разрезах месторождения они достигают 32–35%.

В верхней каолинит-гидрослюдистой зоне распределение фосфора носит более равномерный характер ( $r = 30$ ), но содержание его уменьшается в среднем в 37 раз по сравнению с фосфатной зоной и составляет 0,42%. В общем виде в нижней зоне фосфор имеет сильную прямую корреляционную связь с кальцием и обратную – с железом, алюминием и титаном. В верхней зоне связи выражены слабее.

Распределение большинства акцессорных элементов относительно средних содержаний весьма неравномерно. Величины коэффициентов вариаций достаточно велики – более 60–80<sup>1</sup>. При этом в нижней зоне распределение большинства элементов более равномерное, за исключением редких земель, цинка, марганца. Фосфор здесь значимо положительно коррелирует с хромом, никелем, цинком, марганцем и отрицательно – с титаном, ванадием, иттербием.

Таким образом, важнейшей геолого-геохимической особенностью фосфоритов Телекского месторождения является совмещение в едином геологическом пространстве различных геохимических процессов – поступлационного газо-гидротермального изменения и химического выветривания. В образовании рудных залежей большую роль сыграл вулканизм и фосфатный метасоматоз. Эти материалы соглашаются с многочисленными данными о содержаниях и форме находящегося фосфора в эндогенных образованиях [2–5]. В общих чертах

<sup>1</sup> Коэффициенты корреляции вычислены на БЭСМ-6 по программе частных средних, разработанной В.Б. Василенко в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

влияние вулканических процессов на формирование фосфоритов в позднем рифе - раннем кембрии для Алтая-Саянской области отмечено многими исследователями [1,10,11]. Приуроченность фосфорной минерализации к вулканокластическому и вулканическому комплексам пород и отмеченные особенности фосфоритов ставят под сомнение возможность их образования за счет выветривания карбонатных пород овсянковской свиты. В связи с этим необходимо более глубокое изучение геохимических процессов эндогенной природы для количественной оценки возможного воздействия этих процессов на рудогенез коры выветривания.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бровков Г.Н. Вулканизм и осадкообразование в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии. - Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
2. Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. - Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 258.
3. Бродская Н.Г., Ильинская М.Н. Фосфатонакопление в вулканических областях. - Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 196.
4. Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.
5. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.
6. Жуковский Б.М., Утяшев Г.М. Телекское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне. - Тр. СНИИГГИМС. Сер. геол. осадочн. полезн. ископ., 1968, вып. 68, ч. 1.
7. Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. М.: Наука, 1969.
8. Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1975.
9. Красильникова Н.А., Шмелёкова Ю.Ф. Фосфориты коры выветривания некоторых районов Сибири и условия их образования. - Сов. геология, 1966, № 1.
10. Лучицкий И.В., Волков В.В., Кепежинская В.В. Вулканогенные породы Сибири и Дальнего Востока и проблемы палеовулканологии. - Геол. и геофиз., 1977, № 11.
11. Михайлов А.С., Смилкстын А.О., Светлицкий Н.И. и др. Геолого-геохимические особенности главнейших фосфатоносных формаций Алтая-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1970.
12. Цыкин Р.А. О строении и генезисе Телекского месторождения фосфоритов. - Геол. и геофиз., 1967, № 8.
13. Turekian K.K., Wedepohl K.N. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72, N 2.

А.П. БУЛГАКОВА

## ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОКИСЛЕННЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КМА

Во многих работах по корам выветривания указывается на важность изучения наложенных процессов, которые вызывают существенные эпигенетические преобразования их продуктивных горизонтов. В настоящее время вторичные процессы наиболее полно изучены для глиноzemных кор выветривания, а по эпигенезу железорудных кор имеется весьма ограниченная информация.

Железорудный бассейн КМА занимает особое место среди других подобных регионов по масштабам и интенсивности эпигенетических преобразований древней коры выветривания. Наложенной минерализацией здесь охвачены залежи осадочных и остаточных богатых железных руд, бокситов, а также железистые кварциты разной степени окисления. До сих пор основное внимание было сосредоточено на исследовании вторичных процессов в конечных продуктах гипергенного изменения железистых кварцитов – богатых железных рудах [2–4, 6, 11–14] и в глиноzemной коре выветривания [7, 8, 10].

Эпигенетические изменения в промежуточных зонах коры выветривания железистых кварцитов до сих пор не изучались. В результате предпринятого в последние годы детального геолого-минералогического изучения выявлены важные особенности состава и строения эпигенетически преобразованных кварцитов, более углубленно рассмотрены процессы наложенного метасоматического сидеритообразования.

Вследствие геологоструктурных и палеогеографических особенностей развития региона КМА в среднепалеозойское время [4] вторичные процессы в железистых кварцитах зоны окисления проявлены преимущественно на месторождениях Старооскольского железорудного района. Здесь распространены четыре основные разновидности окисленных железистых кварцитов: железнослюдко-мартиловые мартиловые, гидрогетит-мартиловые и гидрогематит-мартиловые в различных количественных соотношениях. Преобладают мартиловые кварциты.

В сложении окисленных кварцитов, не затронутых наложенной минерализацией, принимают участие мартилит, магнетит, железная слюдка, гетит, гидрогетит, гидрогематит, маршалитизированный кварц, гидрослюдка. Основные минералы – мартилит и кварц, в сумме составляющие до 90% породы. Среднее содержание мартилита понижается от 46 до 24% в направлении от мартилового кварцита к гидрогематит-мартиловому. Среднее содержание кварца находится примерно на одном уровне – около 40%. Магнетит наблюдается в виде

реликтов внутри мартитовых зерен, а также полностью сохранившихся индивидов. Содержание его по залежи изменяется от долей процента до 20%, среднее – около 6,5%.

Окисленные железистые кварциты вне зоны эпигенеза представляют собой дезинтегрированные, сильно выщелоченные породы с пористостью около 20%, по крепости преимущественно полускальные (временное сопротивление сжатию 40–100 кгс/см<sup>2</sup>). Текстуры и структуры их благоприятны для обогащения при процессах дробления и измельчения.

В зоне эпигенеза окисленные кварциты существенно изменены вторичными процессами восстановительного характера (шамозитизация, сидеритизация, пиритизация), из которых главное значение имеет сидеритизация. В разной степени наложенная сидеритизация проявлена по всему разрезу зоны окисления (Стойленское месторождение): содержание сидерита колеблется от долей процента до 30–40%. Неравномерный характер развития сидеритизации обусловлен следующими факторами: 1) различным гипсометрическим положением зоны окисления кварцитов по отношению к древней эрозионной поверхности кристаллического фундамента; 2) сложным складчатым строением железорудных месторождений и наличием в рудных залежах разрывных нарушений; 3) неоднородностью состава и строения исходных пород; 4) разной степенью дезинтеграции рудных и существенно кварцевых полос; 5) различной способностью полос разного состава к метасоматической сидеритизации. Наиболее интенсивна сидеритизация на площадях, где верхняя зона коры выветривания, представленная богатыми железными рудами, полностью размыта или имеет мощность менее 5 м. С глубиной сидеритизация затухает.

В пределах рудного тела сидеритизация проявлена избирательно. Преимущественно она развита по мартитовому кварциту, в меньшей степени – по гидрогематит–мартиловому и железнослюдко–мартиловому и совсем слабо выражена в гидроокислы–мартиловых кварцитах, содержащих глинистые минералы. В последнем виде кварцитов заметно проявлена шамозитизация со спорадическим развитием сванбергита. Под влиянием наложенной сидеритизации окисленные кварциты претерпевают изменения вещественного состава, текстур, структур и физико–механических свойств, что сказывается на их технологической оценке. Основные минералы сидеритизированных окисленных кварцитов – мартит, маршалитизированный кварц и сидерит; второстепенные – магнетит, кальцит, гидрослюдя, шамозит, гидроокислы железа, пирит. Сидерит метасоматически развит по мартиту и гидроокислам железа, реликтовым зернам щелочного амфибала, куммингтонита, а также выполняет поровое пространство. Кварц при сидеритизации частично выщелачивается. В существенно сидеритизированных (20–30%) кварцитах по сравнению с неизмененными понижается содержание мартита и гидроокислов железа (в 1,5–2 раза), кварца – на 10–15%. В результате цементации сидеритом окисленные кварциты из полускальных превращаются в скальные, слабые и крепкие.

Минералы рудного каркаса по-разному изменяются в результате сидеритизации. Намечается следующий ряд реакционной устойчивости рудных минералов по отношению к сидеритообразованию (в нарастающей степени): мелкозернистый аллотриоморфный мартит → аморфные гидроокислы железа → идиоморфные более крупные индивиды мартита → скрытокристаллический гетит. Нашиими исследованиями установлено, что из остаточных рудных минералов не поддаются сидеритизации магнетит и железная слюдка.

В окисленных кварцитах, подвергшихся цементации сидеритом, возникают весьма сложные микроструктуры и микротекстуры наложений при внешне сохранившемся полосчатом тонкозернистом строении породы. Наиболее распространены цементные структуры, микроструктуры метасоматического замещения и микротекстуры заполнения пустот. Структурные взаимоотношения сидерита с минералами рудного каркаса существенно различаются в зависимости от интенсивности сидеритизации. При слабой или умеренно выраженной сидеритизации окисленного кварцита сидерит обычно развит в поровом пространстве в виде цементирующей массы (см. фигуру, а, см. в конце книги). В этом случае минералы рудного каркаса и сидерит имеют сравнительно простые срастания, очертания зерен полигональные. При интенсивном процессе сидерит в рудном прослое не только выполняет поровое пространство, но и разъедает, корродирует и псевдоморфно замещает мартит. Наблюдаются разные стадии замещения мартита сидеритом — от простого выполнения микротрешин в рудных зернах до полного замещения. При этом образуются скелетные, реликтовые и каемочные микроструктуры замещения. При далеко зашедшем замещении от индивидов мартита сохраняются только их наружные грани в виде тонких оболочек, а внутренняя часть превращена в тонкоагрегатный сидерит (см. фигуру, б). Замещение внутренних частей хорошо образованных кристаллов минерала с сохранением их наружных граней в виде тонких кайм присуще обычно минералам кубической сингонии, обладающим плотнейшей упаковкой ионов [1]. В нашем случае мартит наследует форму кубических кристаллов магнетита. Сохранность кристаллических граней в виде тончайших полосок, оконтуривающих кристаллы мартита, объясняется, видимо, большей устойчивостью граней по отношению к воздействовавшим растворам вследствие специфических особенностей их кристаллического строения.

Высокая реакционная способность мартита к сидеритообразованию была выявлена нами ранее при изучении богатых железных руд сидерит-маргитового состава [2]. Однако до сих пор не ясно, что происходит с магнетитом при сидеритизации. При детальных минералографических исследованиях нами установлено, что остаточный магнетит в окисленных кварцитах не замещается сидеритом. Магнетит сохраняется в центральной части рудных зерен неизмененным, а мартит, слагающий их внешнюю оторочку, частично или полностью замещается сидеритом (см. фигуру, в). Образование сидерита в рудных индивидах с реликтами магнетита начинается по контактовой

зоне магнетит — мартит (см. фигуру, *2*) и развивается в сторону мартитовой части зерна, вплоть до его полного замещения, но с сохранением внешних ограничений (см. фигуру, *3*). При изучении большого числа полированных шлифов не обнаружено ни одного случая, когда бы сидерит развивался по магнетиту. При существенной сидеритизации кварцитов мартитовые зерна, содержащие реликты магнетита, приобретают зональное строение: центральная часть зерна — магнетит, внешняя — мартит, промежуточная, средняя зона — сидерит. По имеющимся данным, содержание магнетита в сидеритизированных кварцитах, как и в несцементированных разностях, колеблется от десятых долей до 15–20%, среднее содержание его остается на прежнем уровне — около 6% (по данным сплошного опробования рудной залежи на магнетитовое железо). Устойчивость магнетита к сидеритообразованию объясняется, по-видимому, близкими физико-химическими условиями существования этих минералов [5]. Аналогично ведет себя при сидеритизации и железная слюдка — минерал, устойчивый в коре выветривания. Индивиды железной слюдки в сидерит-магнетитовых кварцитах также остаются без изменений.

В мартитовых кварцитах преобладающий размер зерен мартита и кварца 0,16–0,071 мм. В результате замещения индивидов мартита тонкоагрегатным (0,001–0,003 мм) сидеритом и выполнения порового пространства мелкозернистой сидеритовой массой с размером зерен 0,01–0,05 мм сидеритизированные аналоги мартитовых кварцитов становятся более мелкозернистыми. Детальные структурные исследования показывают, что в ходе сидеритообразования гранулометрия мартита изменялась сложно, неоднозначно. С одной стороны, снижалось содержание частиц тонких классов в результате их растворения, а с другой — происходило измельчение крупных зерен мартита за счет частичного растворения и диффузионно-ионного замещения. В сидерит-магнетитовых кварцитах кварц также более мелкозернистый, преобладает размер зерен 0,063–0,03 мм.

В результате наложенных процессов в окисленных кварцитах возникают микротекстуры заполнения пор и пустот. Интенсивная дезинтеграция кварцевых прослоев в зоне окисления предопределила развитие цементирующего вещества в межзерновом пространстве в виде извилистых каемок, имеющих форму петель. Так возникает своеобразная и типичная для окисленных кварцитов зоны цементации петельчатая микротекстура (см. фигуру, *e*), которая наиболее полно развивается при интенсивной сидеритизации. При слабо или умеренно выраженном процессе сидерит распределяется крайне неравномерно, вследствие чего образуется пятнистая, петельчато-пятнистая микротекстура.

В результате изучения окисленных железистых кварцитов зоны эпигенеза среди сцементированных сидеритом кварцитов по интенсивности, характеру проявления сидеритизации и типам срастаний сидерита с рудными минералами выделяются две группы.

I. Сидеритизированные окисленные кварциты, в которых сидерит является поровым цементом; содержание его в среднем менее 15%.

Таблица 1

Минеральный состав (в вес.%) окисленных железистых кварцитов, в разной степени сцементированных сидеритом

Минерал	1	2	3	4	5
Мартит	46,2	37,3	20,2	24,2	17,2
Магнетит	4,4	5,0	2,8	0,8	1,1
Гидрогематит	1,4	1,0	1,0	-	-
Гидрогематит	-	-	-	13,6	15,6
Кварц	43,2	34,0	33,4	40,5	36,2
Гидрослюдя	2,2	3,0	2,2	8,6	2,4
Апатит	0,14	0,2	0,3	0,3	0,5
Сидерит	0,6	14,8	33,6	0,8	13,1
Шамозит	1,5	3,4	3,0	10,5	12,0
Кальцит	0,3	1,2	3,2	0,6	1,8
Пирит	0,06	0,1	0,3	0,1	0,1
Пористость, %	18,7	10,0	6,0	22,0	7,8
Временное сопротивление сжатию, кг·с/см <sup>2</sup>	40	180	400	40	180

Примечание. Здесь и в табл. 2: 1 - мартитовые кварциты; 2 - сидерит-мартитовые кварциты I группы; 3 - сидерит-мартитовые кварциты II группы; 4 - гидрогематит-мартитовые кварциты; 5 - сидерит-гидрогематит-мартитовые кварциты I группы.

Срастания рудных минералов с эпигенетическим сидеритом сравнительно простые. Кварциты такого типа обычно залегают под богатыми рудами небольшой мощности. По механической прочности являются скальными слабыми.

II. Сидеритизированные окисленные кварциты, в которых сидерит присутствует не только в качестве цемента, но и как псевдоморфный минерал. Срастания его с минералами рудного каркаса сложные. Кварциты этого типа распространены в местах, где вследствие эрозионного среза зона окисления железистых кварцитов выходит на древнюю эрозионную поверхность. Содержание сидерита в кварцитах этого типа около 25%; по механической прочности они являются скальными крепкими.

В табл. 1 приведены средний минеральный состав, значения пористости и временного сопротивления сжатию мартитовых, гидрогематит-мартитовых кварцитов и их сидеритизированных аналогов, а в табл. 2 - их химический состав.

Как видно из приведенных данных, среди гидрогематит-мартитовых кварцитов интенсивно сидеритизированные разновидности отсутствуют. Существенное содержание глинистых минералов в этом виде кварцитов снижает способность последних к сидеритообразованию, подобно тому, как это установлено для глиноземсодержащих богатых железных руд [3]. В гидрогематит-мартитовых кварцитах

Таблица 2

Средний химический состав (в вес.%) окисленных железистых кварцитов, в разной степени сцементированных сидеритом

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	43,46	35,68	34,70	45,43	40,42
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,06	0,04	0,16	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,74	0,76	2,85	2,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50,04	42,78	23,60	40,87	35,28
FeO	4,13	12,30	22,46	5,76	10,98
MnO	0,04	0,05	0,05	0,01	0,04
MgO	0,08	0,48	0,55	0,76	0,44
CaO	0,26	0,82	1,92	0,54	1,28
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,10	0,07	0,05	0,06
K <sub>2</sub> O	0,04	0,07	0,08	0,15	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,10	0,12	0,15	0,20
S	0,03	0,06	0,15	0,063	0,05
C	0,13	0,08	0,10	Не опр.	Не опр.
CO <sub>2</sub>	0,35	6,14	14,30	0,56	5,72
П.п.п.	1,03	6,99	15,16	2,92	7,97
Сумма	99,83	100,17	99,51	99,65	99,57
Число опре- делений	11	13	19	12	5

гидрогематит в процессе сидеритообразования практически не участвует в связи с тем, что основная масса его находится в тесной прагенетической ассоциации с глинистыми минералами.

Детальное изучение вещественного состава и текстурно-структурных особенностей сидеритизированных окисленных кварцитов позволяет сделать некоторые выводы.

Образование сидерита происходило в результате химических реакций между углекислыми растворами и железом рудных минералов, часть которых (в основном более мелкие аллотриоморфные зерна мартита и аморфные гидроокислы железа) подвергалась растворению. Возникшие при этом новообразования сидерита заполняли поровое пространство породы. Таким путем процесс шел при умеренной сидеритизации. При ярко выраженному метасоматическом характере процесса поры заполнялись вследствие большего удельного объема сидерита по сравнению с мартитом.

В условиях длительного глубокого насыщения коры выветривания железистых кварцитов (приповерхностная зона) углекислыми растворами образование сидерита происходило также путем диффузионного замещения — обмена ионами между углекислыми растворами и твердым минеральным веществом (мартитом) с сохранением формы замещаемого мартита. Реакционное и ионно-диффузионное замещения могли происходить одновременно.

Окисленные железистые кварциты в зоне цементации становятся более сложными по вещественному составу, минеральными срастаниями и более мелкозернистыми. Они приобретают высокую механическую прочность.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госнаучтехиздат, 1958.
2. Булгакова А.П. Наложенная гипергенная минерализация в богатых железных рудах Лебединского месторождения КМА. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1966, вып. 8.
3. Булгакова А.П. О причинах неравномерности эпигенетической сидеритизации богатых железных руд Лебединского месторождения КМА. — В кн.: Рудоносность докембрия КМА. М.: Наука, 1969.
4. Булгакова А.П. Об эпигенезе богатых железных руд Курской магнитной аномалии (КМА). — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
5. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
6. Калганов М.И. Вторичные (инфилтратационные) минералы в остаточных железных рудах Курской магнитной аномалии (КМА). — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 10.
7. Никитина А.П. Древняя латеритная кора выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы. — В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964.
8. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
9. Никитина А.П., Сиротин В.И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания Белгородского района КМА. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1966, вып. 8.
10. Никитина А.П., Богатырев Б.А., Демина В.Н. и др. Кристаллохимические особенности глинистых минералов в преобразованных корах выветривания и бокситах СССР. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
11. Рахмалов В.П. Богатые железные руды Курской магнитной аномалии. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
12. Русинович И.А. Геологическое строение северо-восточной полосы и генезис железных руд КМА. — Сов. геология, 1948, № 28.
13. Свитальский Н.И. Железные руды КМА. Воронеж: Коммуна, 1933.
14. Чайкин С.И. О карбонатизации и хлоритизации богатых железных руд Курской магнитной аномалии (КМА). — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1,

Г.И. КИСЛОВ

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
БЕНТОНИТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ  
И КРИТЕРИИ ИХ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ**

Промышленные месторождения бентонитов среди кор выветривания в СССР в настоящее время не известны, однако за рубежом ряд месторождений эксплуатируется (Петровац на Море, Югославия; Браняnsкое, Чехословакия и др.). За последнее десятилетие на территории Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока обнаружены проявления бентонитов в корах выветривания, имеющие не только теоретический, но и практический интерес.

В работах [1, 3, 4, 6] широко освещены вопросы закономерностей образования, размещения, прогноза и поисков бентонитового сырья других генетических типов. В связи с этим появилась необходимость анализа и обобщения материалов по бентонитоносным корам выветривания. Эта работа позволила выявить основные закономерности локализации и концентрации в них бентонитовых залежей.

Структурно-тектонические предпосылки, как известно, определяют особенности размещения, сохранности любых, в том числе и бентонитоносных, кор выветривания. Месторождения и проявления бентонитов приурочены к различным геоструктурным зонам земной коры – платформам и складчатым областям (на заключительных этапах их существования).

На территориях платформ они закономерно расположены в краевых частях, локализуясь в основном на приподнятых участках антиклиз (на севере Украинской – Берестовецкое и др., на северо-западе Воронежской – Костюковичское и др.). Иногда месторождения бентонитов находятся в краевых зонах синеклиз (Разгонское в пределах Тасеевской синеклизы на юге Сибирской платформы).

Бентонитоносны коры выветривания многих складчатых областей (Уральской, Казахстанской, Зайсанской, Алтае-Саянской, Байкальской, Монгольской, Верхоянской, Сихотэ-Алинской). В Уральской складчатой области среди них практический интерес представляют Сахаринское и Усть-Манынское месторождения щелочноземельных бентонитов. Важное теоретическое и практическое значение имеют бентониты щелочноземельного и смешанного состава на Верхне-Убаганском месторождении, расположенном на стыке Уральской и Казахстанской складчатых областей. Наряду со щелочноземельными среди кор выветривания встречены бентониты смешанного и реже щелочного состава в Зайсанской (Манракская группа), Сихотэ-Алинской (Устиновское) и Верхоянской (Верхне-Аркагалинское) складчатых областях.

Более конкретные структурно-тектонические элементы (складчатые структуры, основные разломы и оперяющие их трещины, гор-

сты, зоны дробления, вулканические аппараты и пр.) оказывают существенное влияние на развитие, сохранность и выдержанность качества бентонитовых залежей. Наибольшая мощность бентонитоносных кор выветривания наблюдается в зонах дробления и повышенной трещиноватости на Усть-Манынском, Сахаринском, Верхне-Убаганском, Тайжуэгенском и других месторождениях. Приуроченность к тектоническим нарушениям и непосредственная связь с ними определяют полосчато-вытянутую форму бентонитовых залежей. Например, в районе Усть-Маны ширина полос 800–1000 м при длине 8 км. Месторождения обычно находятся на сопряжении положительных и отрицательных структур.

Магматические, литолого-петрографические предпосылки, неразрывно связанные с тектоническими, являются решающими при последующем генергичном бентонитообразовании. Месторождения бентонитов кор выветривания связаны с определенным и сравнительно узким набором исходных материнских пород (ультраосновные интрузивы, кислые и реже основные эфузивы, их туфы и пеплы, осадочные карбонатно-глинистые породы). Состав субстрата довольно четко отражается на химико-минералогических и качественных особенностях бентонитов.

Закономерна связь железистых бентонитов (нонтронитов) Южного Урала и Украины с интрузивным фемическим комплексом ранних стадий. Менее железистые бентониты более характерны для эфузивных формаций складчатых областей (карбона Северного Урала, карбона и пермо-триаса Восточного Казахстана и др.), а также для платформенных траптовых формаций (нижнепалеозойской запада Русской платформы, мезозойской Сибирской платформы). Маложелезистые бентониты смешанного состава связаны с выветриванием осадочно-вулканогенных формаций (бескварцевых лейкократовых андезито-липаритовых, липаритовых туфов). Они приурочены к пермо-триасовой липаритовой формации в Северном Казахстане, каменноугольной и пермо-триасовой – в Южном Призайсанье, мезо-кайнозойской – на Дальнем Востоке. В коре выветривания аналогичных пород на Устиновском месторождении наблюдается постепенный переход монтмориллонита смешанного состава в щелочноземельный с незначительной примесью каолинита, характерного для более возвышенных участков. Формирование подобных бентонитов происходило, по-видимому, в условиях гидроморфных режимов выветривания, где существенно замедляется вынос щелочных компонентов. Для элювиальных палеоландшафтов на аналогичных породах характерно развитие только щелочноземельных бентонитов (Верхне-Тулдонское месторождение в Бурятии).

В результате выщелачивания карбонатной составляющей исходных пород были сформированы месторождения бентонитов на Русской и Сибирской платформах (Костюковичское в Белоруссии, связанное с туронской известняково-глинистой формацией; Разгонское в Иркутской области – с позднедевонской песчано-мергелистой формацией).

За счет литолого-петрографических особенностей субстрата, неоднородной плотности исходных пород наблюдается избирательный характер выветривания, при котором бентонитовые залежи как бы расщепляются на две или несколько пачек-горизонтов (Сахаринское, Усть-Манынское, Верхне-Убаганское и другие месторождения). Наибольшей минеральной чистотой отличаются бентониты, приуроченные к мелкозернистым разностям эфузивов и их туфов.

Стратиграфические предпосылки играют важную роль в вопросах прогноза и поисков. Проведенный автором тщательный анализ бентонитоносных кор выветривания привёл к выводу, что в преобладающем большинстве возрастной диапазон их ограничен мезо-кайно-заем. В ходе развития более древние бентонитоносные коры как промежуточный продукт выветривания были неустойчивы, размывались, постоянно претерпевали различные преобразования: при метаморфизации бентониты переходили в смешанно-слойные минералы типа слюда-монтмориллонит (с преобладанием первого компонента), продолжающееся выветривание их сопровождалось каолинизацией, обогащением, т.е. верхние геохимические зоны накладывались на нижние.

Климатические предпосылки имеют важное значение в образовании месторождений бентонитов. Вероятно, большинство из них формировалось в переходных условиях от аридного к существенно гумидному климату. Подобные условия существовали, например, в среднетриасовую эпоху на Северном Урале, с позднего карбона до раннего мела – на Южном Урале [7], в конце верхнего девона – на юге Сибирской платформы [5]. На черты некоторой аридизации климата указывает присутствие в лагунно-континентальных красноцветах готерив-баррема на восточном склоне Урала пальмогорскита и гипса [2]. Более гумидный климат приводил к появлению полиминеральных монтмориллонит-каолинитовых глинистых образований. Об этом свидетельствуют многочисленные разрезы бентонитовых месторождений и проявлений, перекрытых угленосными отложениями (Усть-Манынское, Верхне-Убаганское, Разгонское и др.).

Геоморфологические и неотектонические предпосылки наряду со спецификой климата и составом материнских пород существенно влияют на образование и последующую сохранность бентонитовых месторождений. Здесь значительное место занимают эрозионно-структурные депрессии и их прибрежные части, к которым приурочены бентонитоносные коры выветривания площадного, линейно-контактового и других типов. Закономерна локализация в одноименной депрессии Усть-Манынского, в Субутакской – Сахаринского, в Верхне-Убаганской группе депрессий – Верхне-Убаганского, в северо-западной и юго-западной частях Тадушинской депрессии – Устиновского и других месторождений бентонитов. Как правило, на наиболее высоких уровнях рельефа бентонитоносные коры выветривания почти не сохранились.

Выведенные на поверхность в неотектонический этап бентонитоносные коры выветривания были частично размыты или же приобрели

ли полиминеральный состав, что наблюдается на некоторых дальневосточных месторождениях и проявлениях. Сохранившиеся от разрушения и дальнейшего преобразования бентонитоносные коры выветривания обычно законсервированы под покровом более молодых осадков.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Башлев А.И., Кирсанов Н.В., Сабитов А.А. и др. Перспективы выявления бентонитового сырья для окомкования железорудных концентратов. – В кн.: Обзор. Сер. геол., методы поисков и развед. месторожд. неметалл. полезн.-ископ. М.: ВИЭМС, 1973.
2. Гузовский Л.А. Некоторые геоморфологические аспекты проблемы латерито- и бокситообразования (на примере Урала). – В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
3. Кирсанов Н.В. Генетическая классификация и закономерности размещения месторождений бентонитовых глин. – В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972.
4. Кирсанов Н.В., Сабитов А.А., Башлев А.И. и др. Прогнозная оценка территории Европейской части СССР на бентонитовое сырье. М.: ВИЭМС, 1972.
5. Попов Е.Г. Состав предкарбоновой коры выветривания в Среднем Приангарье. – В кн.: Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск: Наука, 1975.
6. Роква М.Л., Мачабели Г.А., Мерабишвили М.С. Поиски, разведка и оценка месторождений бентонитовых глин. М.: Недра, 1971.
7. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

УДК 551.311.23(470.321/325)

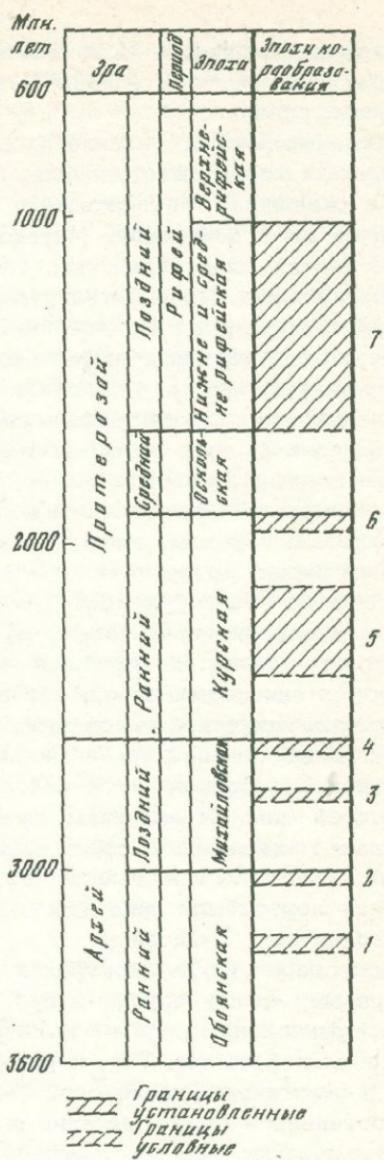
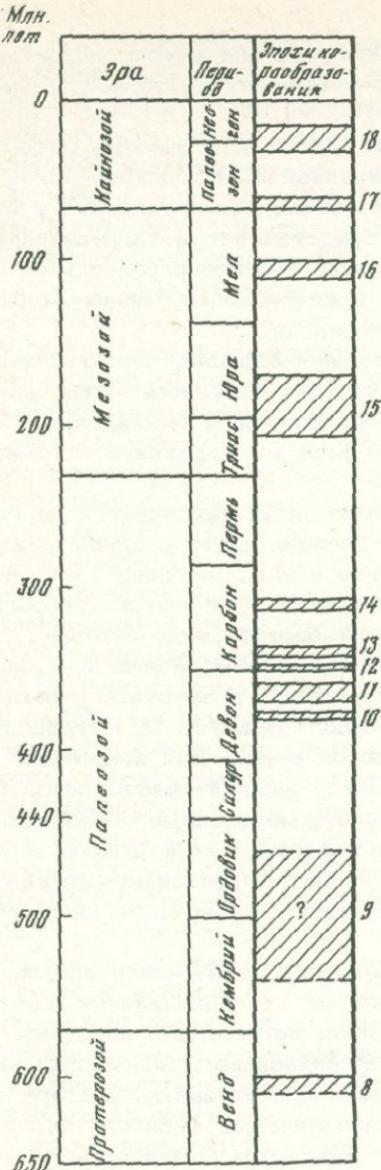
А.Д. САВКО

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
И СОХРАННОСТИ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
В РАЗЛИЧНЫЕ ЭПОХИ КОРООБРАЗОВАНИЯ  
(НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

В результате изучения кор выветривания на кристаллических и осадочных породах, а также зрелых образований в геологических разрезах Воронежской антеклизы в ее истории выделены 18 эпох корообразования (фиг. 1). Они приурочены ко времени крупных тектонических перестроек региона и выделены по элювиальным продуктам и коррелятным осадкам. Эпохи корообразования занимают значительное место в истории развития Воронежской антеклизы, причем длительность их составляет от первых до десятков миллионов лет.

Наиболее древняя раннеархейская (позднеобоянская) эпоха<sup>1</sup> корообразования выделяется по наличию в верхах обоянской серии железорудных толщ, сложенных двупироксен-магнетитовыми и гранат-магнетит-двупироксеновыми гнейсами. К этой же части разреза приурочены силлиманитовые и кордиерит-силлиманитовые гнейсы. Железорудные толщи подстилаются и перекрываются гнейсами различного состава, которые в заметном количестве содержат циркон, реже апатит обломочного происхождения [14]. Поэтому терригенный генезис метаморфизованных эквивалентов вмещающих пород не вызывает сомнений. Характерной особенностью железистых пород является отсутствие в них кластогенных акцессорных минералов. Это дает основание предположить миграцию железа и ряда других элементов хемогенным способом из кор выветривания и выпадение их совместно с глинистой взвесью в осадок в удаленных от берега участках конечных бассейнов седиментации. Эти осадки в результате литификации и метаморфизма были преобразованы в двупироксен-

<sup>1</sup> Фанерозойские эпохи образования кор выветривания частично общизвестны, в отличие от докембрийских эпох, достоверность части которых вызывает сомнение. — Прим. ред.



Фиг. 1. Эпохи корообразования в истории Воронежской антиклизы

1 - раннеархейская (позднеобоянская); 2 - позднеархейская (домихайловская); 3 - среднемихайловская; 4 - допротерозойская (докурская); 5 - раннепротерозойская (среднекурская); 6 - досреднепротерозойская (дооскольская); 7 - позднерифейская; 8 - поздневендинская (довалдайская); 9 - раннепалеозойская; 10 - позднеэйфельская - раннеживетская; 11 - раннефранская; 12 - раннетурнейская; 13 - позднетурнейская - ранневизейская; 14 - среднекаменноугольная; 15 - раннемезозойская; 16 - раннемеловая; 17 - раннепалеогеновая; 18 - позднепалеогеновая - ранненеогеновая

магнетитовые гнейсы. Источником вещества для высокоглиноzemистых гнейсов служили, очевидно, каолиновые глины, образовавшиеся при выветривании.

Позднеархейская (домихайловская) эпоха представлена метаморфизованной корой выветривания, выделенной М.Н. Воскресенской [2] в скважинах Михайловского и Новоялтинского участков и отнесенной ею к докурской. Метакора представляет метадресвяники по обоянским плагиогранитам, сложенные дезинтегрированными зернами кварца и серицитизированного плагиоклаза, неравномерно распределенными в кварц–серицитовой массе.

Детальное изучение амфиболсодержащих сланцев, перекрывающих кору выветривания [14], показало, что они относятся к зелено–сланцевым вулканогенно–осадочным образованиям михайловской серии. Следовательно, рассматриваемая кора выветривания сформировалась в домихайловское время.

Среднемихайловская эпоха корообразования фиксируется по глиноzemистым породам, залегающим в средней части разреза михайловской серии, которую Н.А. Плаксенко и И.Н. Шеголев [14] выделили в истобянскую свиту. В ее составе отмечаются ставролитовые, ставролит–гранатовые, мусковит–биотит–ставролитовые, мусковитовые сланцы, являющиеся метаморфическими аналогами глиноzemистых глинистых пород, образовавшихся в результате перемыва и переотложения продуктов выветривания, развитых по метабазитовым породам нижней части михайловской серии. Для некоторых участков Старооскольского района между нижней (метабазитовой) и верхней (кислые эфузивы, вулканогенно–осадочные образования) толщами михайловской серии выделяется горизонт корунд–мусковитовых сланцев мощностью до 20 м. Неметаморфизованными аналогами этих пород были продукты выветривания, содержащие значительное количество глинозема.

Допротерозойская (докурская) эпоха корообразования приурочена к перерыву между археем и протерозоем. Устанавливается она по метаморфизованным корам выветривания, перекрытым породами нижнекурской свиты. Так, в районе Михайловского месторождения древняя метакора, на которой залегают конгломераты, фиксируется по постепенной смене массивных темно–зеленых амфиболитов сланцеватыми светло–серовато–зелеными. При этом изменяются не только текстурно–структурные признаки и окраска пород, но и вещественный состав: увеличивается карбонатность, а также количество хлоритов и гидрослюды за счет замещенных ими амфиболитов и плагиоклазов; возрастает содержание корродированных зерен кварца. Метаморфизованные коры выветривания на различных по составу образованиях установлены и в других районах КМА [2, 7, 11], при этом выявлено различие между метаморфическими корами выветривания, развитыми на разных породах. На гнейсах, гранитоидах, мигматитах метакора представлена кварц–серицитовыми сланцами, на основных породах – кварц–хлоритовыми и только в верхней части – кварц–серицитовыми.

Раннепротерозойская (среднекурская) эпоха корообразования соответствует времени формирования толщ железистых кварцитов. Среднекурская свита представлена железистыми кварцитами или переслаиванием их со сланцами. По данным Н.А. Плаксенко [13], они сформировались в результате выноса и осаждения в морском бассейне кремнисто-железистых золей, взвесей и илистого материала, принесенных из источников сноса в результате выветривания и размыва архейских пород.

Досреднепротерозойская (дооскольская) эпоха корообразования характеризуется наличием метаморфизованных кор выветривания на породах, средней и верхней свит курской серии, перекрытых оскольскими образованиями. М.Н. Воскресенской [2] описаны метаморфизованные породы зоны окисления на железистых кварцитах среднекурской свиты и грубообломочные элювиальные брекчии сильно окисленных мартит-железнослюдковых кварцитов. Продукты перемыва дооскольской коры выветривания установлены в низах оскольской серии. Так, кластогенные железорудные толщи образуют пачки, пласти и линзы мощностью 5–150 м. Изучение акцессорных минералов этих толщ показало наличие на всех цирконах железистых "рубашек" и кородированность зерен терригенного апатита [14], что свидетельствует о выветривании этих минералов в источниках сноса.

Позднерифейская эпоха корообразования представлена хорошо выраженным неметаморфизованными корами выветривания, развитыми на породах кристаллического фундамента на границах антеклизы с отрицательными структурами. Эти коры перекрываются верхнерифейскими, а в ряде случаев и более молодыми осадочными отложениями [19]. Мощность кор 10–20, а по зонам трещиноватости 100 м и более. Эти коры изучены нами совместно с А.В. Жабиным [17] на гранитоидах, они имеют монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовый состав.

Поздневендская (довалдайская) эпоха корообразования фиксируется по наличию в базальных частях гдовского горизонта на северном склоне антеклизы алеврит-глинистых пород кварц-каолинового состава, а также по широкому развитию додговских кор в соседних с Воронежским регионом структурах – Белорусском массиве и Московской синеклизе [9, 10].

Раннепалеозойская эпоха корообразования представлена корами выветривания на различных по составу материнских породах. Установлено, что характер выветривания на одинаковых по составу породах может резко отличаться [20]. В частности, на гранитоидах известны как маломощные, хорошо проработанные, каолиновые коры, так и более мощные, дресвяно-щебнистые, слабо затронутые процессами химической проработки. Учитывая это, а также длительность раннепалеозойского перерыва (120–130 млн. лет), можно предположить неоднократное корообразование в различных климатических условиях.

Позднеэйфельская-раннеживетская эпоха корообразования фиксируется по корам выветривания, развитым на кристаллических поро-

дах фундамента в юго-восточной части антеклизы [20] и осадочных образованиях раннего живета в районе г. Старого Оскола. Отличительной чертой коры выветривания на кристаллических образованиях является их малая мощность и хорошая проработанность пород с формированием полного профиля, за исключением подзоны свободного глинозема. Эти коры достаточно четко отличаются от ранне-палеозойских с их преимущественным развитием нижних зон повышенной мощности, широким распространением гидрослюды и монтмориллонита в составе выветрелых пород. Одним из важных доказательств проявления рассматриваемой эпохи служит наличие перекрытых живетскими породами выветрелых песчаников эйфельского возраста с каолинизированными зернами калиевых полевых шпатов.

Раннефранская эпоха [20] устанавливается по корам выветривания на осадочных породах живетского и базальтах раннефранского возраста. Формирование ее происходит в течение всего нижне-франского времени, причем в ряде случаев интервал корообразования фиксируется с большой точностью. Так, кора выветривания на ястребовских (позднеживетских) эфузивно-осадочных породах мощностью до 5–8 м перекрыта нижнешигровскими образованиями, что свидетельствует о формировании ее в кратковременный перерыв между живетским и франским веками. В ряде случаев базальты содержат ксенолиты известняка семилукского возраста (верхи нижнего франа), а перекрыты каолиновыми глинами и кварцевыми песками петинского горизонта (низы верхнего франа). Следовательно, кора выветривания на базальтах, в верхней зоне которой установлены минералы свободного глинозема [3], образовалась в самом конце раннего франа перед верхнефранской трансгрессией. При размыве и переотложении раннефранской коры выветривания на юго-востоке антеклизы сформировалась мощная (до 150 м) песчано-каолиновая толща, возраст которой датируется верхнефранским – фаменским временем.

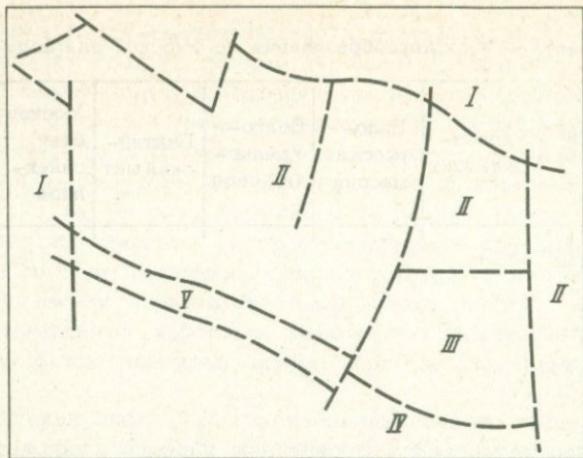
Раннетурнейская эпоха [20] выделена по коре выветривания, развитой на кварц-полевошпатовых песках и песчаниках позднефаменского возраста. Полевые шпаты в породах полностью каолинизованы с сохранением формы зерен.

Позднетурнейская-ранневизейская эпоха корообразования [16, 20] охватывает перерыв длительностью около 8 млн. лет. Она представлена хорошо проработанными корами выветривания на кристаллических породах докембрия (юго-запад региона), осадочных образованиях девона (Курский грабен) и турне (северный склон антеклизы, на границе с Московской синеклизой), а также мощным шлейфом переотложенных продуктов в отложениях нижнего и среднего визе. С этой эпохой связаны месторождения бокситов и богатых железных руд КМА.

Среднекарбоновая эпоха выделена по находкам коры выветривания на намюрских известняках под верейскими отложениями, где она выполняет карстовые пустоты и представлена пестро окрашен-

Сопоставление эпох корообразования на Русской платформе

Воронежская антеклиза	Украинский щит	Бело-русский массив	Волго-Уральский свод	Балтийский щит	Московская синеклиза	Тиман
Раннеархейская (позднеобоянская)	+					
Позднеархейская (домихайловская)	+			+		
Среднемихайловская	+					
Допротерозойская (докурская)	+			+		
Раннепротерозойская (среднекурская)	+					
Досреднепротерозойская (дооскольская)	+			+		
Позднерифейская	+	+	+	+	+	
Поздневендская (довалдайская)	+	+		+	+	
Раннепалеозойская			+	+		
Позднеэйфельская-раннеживетская	+		+			+
Раннефранская	+		+			+
Раннетурнейская	+					
Позднетурнейская-раннөвивейская	+	+		+	+	+
Среднекарбоновая			+		+	
Раннемезозойская	+	+		+	+	
Раннемеловая (неоком-аптская)	+					
Раннепалеогеновая	+					
Позднепалеогенновая-ранненеогеновая	+					



Фиг. 2. Блоковый характер распространения разновозрастных кор выветривания Воронежской антиклизы

Кора выветривания: I – позднерифейская, II – раннепалеозойская, III – позднеэйфельская – раннеживетская, IV – раннетурнейская, V – позднетурнейская – ранневизейская; пунктирные линии – зоны разломов.

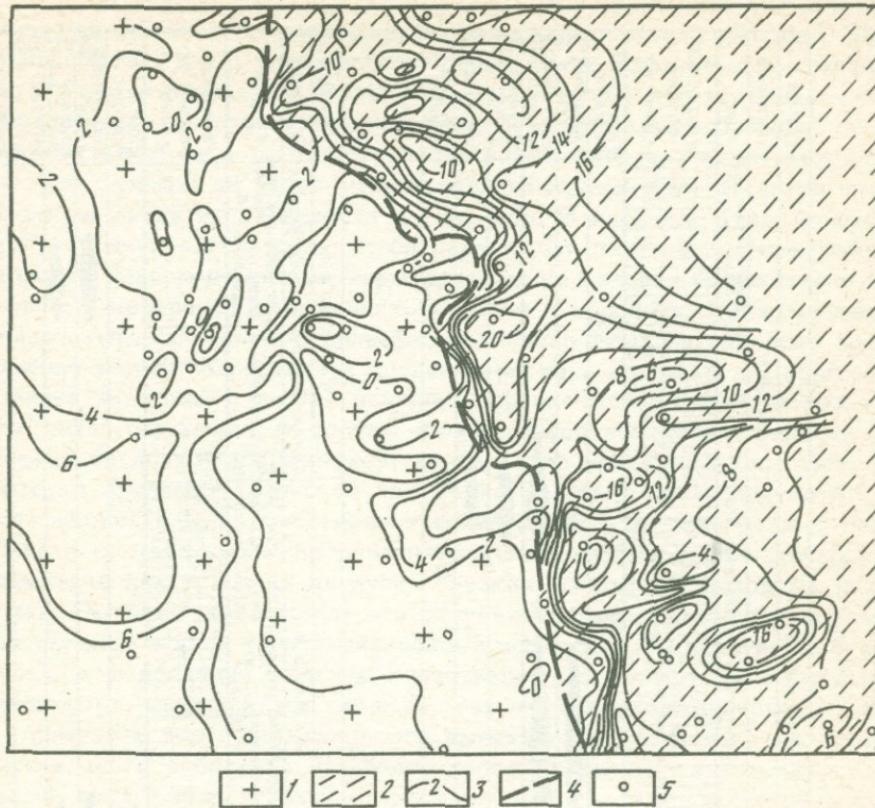
ными глинами и алевролитами бурого, красновато-бурого, сиренево-го, желтовато-сиреневого цветов.

Раннемезойская эпоха корообразования представлена продуктами переотложения коры выветривания карбонатных пород на северном склоне антиклизы, входящими в состав рудного горизонта (липецкие железные руды). Кроме железных руд, среди продуктов переотложения кор выветривания этой эпохи отмечаются мономинеральные кварцевые пески и каолиновые глины батского возраста, выполняющие долины, врезанные в карбонатные породы девона.

Раннемеловая эпоха (неоком – апт) устанавливается по зрелым отложениям апта, представленным мономинеральными кварцевыми песками и каолиновыми глинами, а также по корам выветривания на осадочных породах неокома в юго-западной части региона. С продуктами переотложения кор выветривания этой эпохи связаны месторождения оgneупорных глин латненского типа.

Раннепалеогеновая эпоха корообразования представлена породами "хоперского" горизонта, которые состоят из своеобразной коры выветривания, развитой на разновозрастных отложениях верхнего мела, и делювиально-пролювиальных образований, состоящих из продуктов ее перемыва [1].

Позднепалеогеновая-ранненеогеновая эпоха корообразования устанавливается по зрелым осадкам в верхах олигоцена и в нижней части миоценовых отложений (шапкинская толща), сложенных внизу монтмориллонит-каолинитовыми, а вверху гидрослюдисто-монтморил-



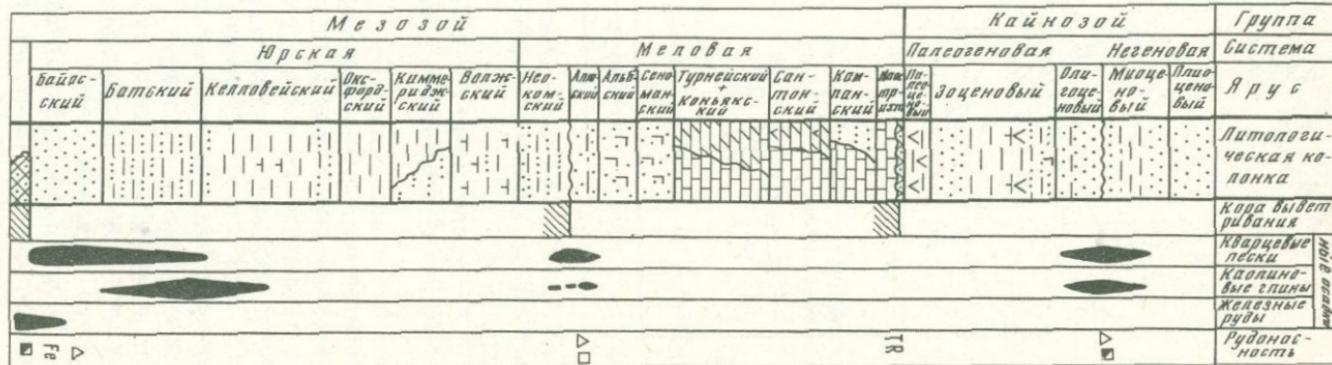
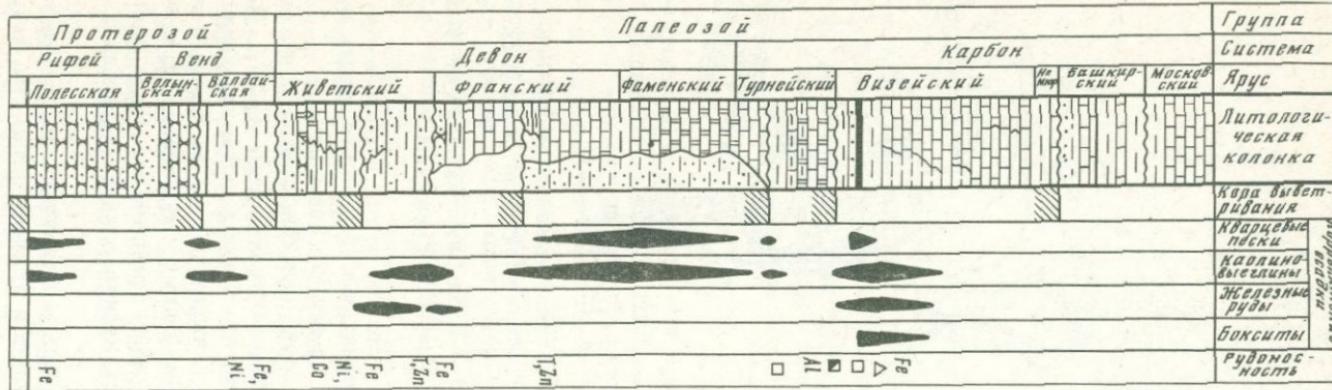
Фиг. 3. Зависимость мощности коры выветривания от материнского субстрата для позднеэйфельской – раннеживетской коры выветривания

1 – гранитоиды; 2 – сланцы; 3 – изопахиты мощностей; 4 – граница между сланцами и гранитоидами; 5 – скважины

лонитовыми глинами и представляющих как бы перевернутый разрез коры выветривания на глинах киевской свиты [18].

Сопоставление рассмотренных эпох корообразования с эпохами корообразования, выделенными рядом авторов [4–6, 8–10, 12, 15, 21, 22] в других районах Русской платформы, показало удивительную синхронность формирования коры выветривания на больших пространствах (см. таблицу). При этом разрезы Воронежской антеклизы, расположенные в центральной части платформы, могут считаться стратотипными, поскольку в них зафиксировано наибольшее количество доказанных эпох.

Ведущим фактором, обусловливающим формирование, сохранность или размыв коры выветривания, является тектонический. На территории антеклизы установлены крупные блоки, в пределах которых развиты коры выветривания определенных эпох, а границами полей



распространения разновозрастных кор являются зоны глубинных разломов (фиг. 2). По ним осуществлялись разнонаправленные движения блоков в различные этапы развития региона, что обусловило формирование и сохранность кор выветривания. Крупные блоки, на которых имеются коры выветривания определенных эпох, в свою очередь разбиты на более мелкие, отличающиеся друг от друга степенью развития и сохранности на них кор. В пределах этих блоков распространение кор подчиняется первичному пенепленизированному рельефу. Наиболее мощные коры развиты на склонах положительных форм и в первичных понижениях, а также в условиях бронированного железистыми кварцитами рельефа. Различное гипсометрическое положение кор выветривания в пределах региона во время их формирования (высокий и низкий пенепллен, приморская равнина, островная суши) обуславливает состав образующихся продуктов. Однако, помимо региональных факторов, на характер выветривания влияют местные — гипсометрическое положение участка, трещиноватость материнских пород, гидрогеологический режим. Они определяют различия в составе кор выветривания, образовавшихся в одинаковых климатических условиях на очень близких по составу исходных породах. Особенно характерны эти отличия для кор выветривания ультраосновных пород, слагающих возывающиеся в рельефе докембрия массивы, в пределах которых существовал ряд мелких автоморфных ландшафтов, имевших как сходные, так и специфические черты.

Мощность кор и интенсивность выветривания зависят от состава материнского субстрата. Наиболее хорошо развиты коры выветривания на интрузивных и метаморфических породах, гораздо хуже — на осадочных, за исключением известняков. Большую роль играет степень раздробленности и сланцеватость пород, т.е. подготовленность их к выветриванию. Так, коры выветривания на сланцах в 2–3 раза мощнее одновременно образующихся кор выветривания на гранитоидах (фиг. 3). Наиболее благоприятные условия для сохранности кор создаются при перекрытии их континентальными отложениями.

По характеру осадочных пород в различные этапы геологической истории антеклизы можно выявить все типы литогенеза — гумидный,

---

Фиг. 4. Коры выветривания, продукты их ближайшего переотложения и полезные ископаемые в обобщенном геологическом разрезе Воронежской антеклизы

1 — пески; 2 — алевриты; 3 — глины; 4 — карбонатные глины; 5 — опоковидные глины; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — мел; 10 — глауконит; 11 — охристо-глинистые продукты выветривания; 12 — угли; 13 — гипс; 14 — эпохи корообразования; 15–22 — полезные ископаемые: 15 — железные руды, 16 — бокситы, 17 — кобальт-никелевые руды, 18 — титан-циркониевые россыпи, 19 — редкие и рассеянные элементы, 20 — кварцевые пески, 21 — каолины, 22 — оgneупорные глины; 23 — перерывы в осадкообразовании

аридный и ледниковый, но коры выветривания установлены для тех эпох, когда существовал гумидный теплый или жаркий климат. Это не означает, что в нивальных или аридных условиях коры не формировались. Отсутствие таких кор в разрезах свидетельствует об их маломощности и ограниченном распространении, поэтому они не оказали заметного влияния на состав одновозрастных осадочных пород в отличие от кор гумидного литогенеза.

Эволюция процесса корообразования способствует возникновению определенных особенностей выветривания. Устанавливаются три крупных этапа, в течение которых выветривание имело специфические черты: 1) архей - нижний протерозой; 2) средний протерозой - нижний палеозой; 3) девон - голоцен. Для первого этапа характерны высокая агрессивность агентов выветривания, интенсивный вынос из материнских пород железа и ряда других элементов, слабая сохранность остаточных кор. Второй этап отличают ослабление агрессивности агентов выветривания, широкое развитие окислительных процессов. Третий этап характеризуется большой ролью биохимического фактора при выветривании и возможностями реализации бокситорудного процесса.

Изучение эпох корообразования показало, что каждая из них имеет специфические черты (фиг. 4), определяемые тектоно-климатическими условиями формирования кор выветривания, эволюцией корообразования во времени, вещественным составом материнских пород. Ими обусловлены характер коррелятных осадков, масштабы их развития и наличие определенного комплекса полезных ископаемых.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аскоченский Б.В., Семенов В.П.: Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антиклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1973.
2. Воскресенская М.Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии. - Сов. геология, 1968, № 9.
3. Гинзбург И.И., Наджакова Г.Э., Никитина А.П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. - В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
4. Гойжевский А.А. О периодах формирования коры выветривания на юго-востоке Украины. - В кн.: Коры выветривания на территории УССР. Киев: Наукова думка, 1971, ч. 1.
5. Горбачев Б.Ф., Иванов Е.Е., Эллерн С.С. Некоторые результаты изучения живетских аллитов на северо-востоке Русской платформы. - В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Среднего Поволжья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1965.
6. Додевонские коры выветривания Русской платформы. М.: Наука, 1969.
7. Извеков Э.П. Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла КМА. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.

8. Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. Погребенная кора выветривания фундаменты Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967.
9. Левченко С.В. и др. Депалеозойские коры выветривания Русской платформы. - В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975.
10. Левых Н.Н., Махнач А.С. Предвендские и вендинские коры выветривания на основных метаморфических породах кристаллического фундамента Белоруссии. - Докл. АН БССР, 1972, 16, № 2.
11. Никитина А.П., Алексеева З.И. О древней метаморфизованной коре выветривания Курской магнитной аномалии. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11.
12. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967.
13. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
14. Плаксенко Н.А., Шеголев И.Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембре КМА. - В кн.: Литогенез в докембре и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1977.
15. Плякин А.М. О возрасте латеритных бокситов Тимана. - Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
16. Пустовалов Л.В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковного бассейна. М.; Л.: Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во, 1933.
17. Савко А.Д., Жабин А.В. Верхнепротерозойская кора выветривания северо-запада Воронежской антеклизы. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрея Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1974.
18. Савко А.Д., Кузнечов А.П., Бартенев В.К. Глины шапкинской свиты КМА и перспективы их практического использования. - В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л., 1977, вып. 3.
19. Савко А.Д., Сиротин В.И. К вопросу о распространении позднепротерозойской коры выветривания в пределах Воронежской антеклизы. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрея Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1974.
20. Савко А.Д., Хожанинов Н.П. Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы. - В кн.: Литогенез в докембре и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1975.
21. Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрея. - В кн.: Металлогенез осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970.
22. Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973.

Р.С. РОДИН, В.Ф. ФИЛАТОВ

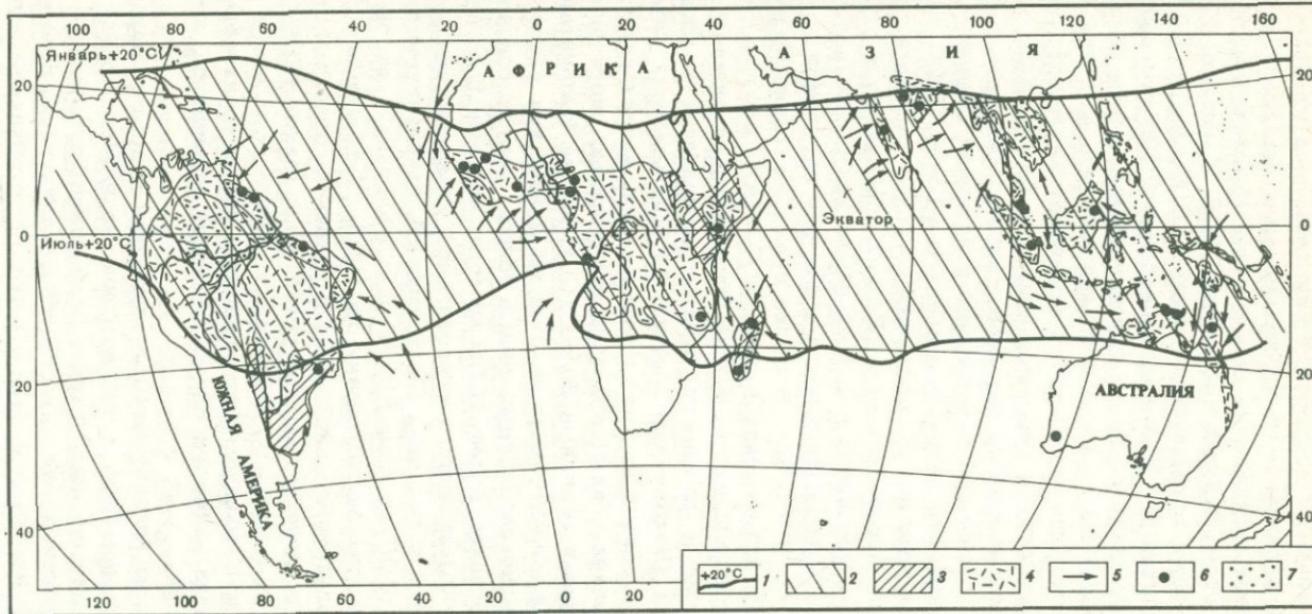
**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЛАТЕРИТОВ  
В ТРОПИЧЕСКОМ ПОЯСЕ ЗЕМЛИ  
И ЛОКАЛИЗАЦИЯ ОБЛАСТЕЙ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ  
НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ**

Для образования латеритных кор выветривания, содержащих минералы свободного глиноzemа<sup>1</sup>, как известно, необходим переменно-влажный климат. Анализируя климатические условия формирования латеритных почв в современных тропиках, большинство исследователей пришли к выводу, что границей зоны латеритизации является годовая изотерма +(19–20)°С [13]. Позднее этот температурный минимум был подтвержден экспериментально Ж. Педро [10]. Относительно суммы годовых осадков, необходимых для латеритообразования, сведений довольно много, и все они сводятся к тому, что эта сумма должна быть более 1000 мм [14, 15 и др.] .

Задавшись целью проанализировать зависимость между климатическими параметрами и размещением латеритов в тропическом поясе Земли, мы нанесли на схему (фиг. 1) прежде всего зону, ограниченную в северном полушарии январской (самой холодной) изотермой +20°С, а в южном – июльской, тоже самой холодной (+20°С). Таким образом, определилась зона, в пределах которой в течение года среднемесячные температуры заведомо выше +20°С. Затем, по данным И. Блютгена [3], были очерчены зоны с суммой годовых осадков более 1000 мм, а также показано направление ветров летних месяцев, являющихся наиболее влажным периодом.

Как видно на схеме, температурная зона имеет четкие субширотные ограничения, в то время как границы зон осадков довольно сложные. Последнее объясняется рядом причин, главная из которых – направление летних влажных ветров. Проследим их поведение на примере западного побережья Африки. Влажные ветры движутся с юга на север вдоль юго-западного побережья континента, а затем отклоняются к востоку и обрушают массу осадков на центральную часть западного побережья. При этом вся северная часть Африки остается вне зоны влияния этих ветров. Дальнейшее распределение осадков уже в пределах континента зависит от рельефа местности, способного деформировать воздушные потоки как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Если горизонтальные деформации воздушных потоков сводятся лишь к некоторому вытягиванию зон прибрежных максимумов осадков вдоль узких межгорных депрессий, то вертикальные деформации обуславливают столь мощное явление, как осадки предвосхождения. Последние вы-

<sup>1</sup> В дальнейшем латеритами мы будем называть остаточные образования, содержащие, помимо окислов железа, свободный глиноzem.



Фиг. 1. Схема зонального проявления климатических факторов и размещения латеритных образований в тропическом поясе Земли

1 – изотермы; 2 – зона, в пределах которой среднемесячные температуры в течение года выше  $+20^{\circ}\text{C}$ ; 3–4 – зоны с годовыми осадками свыше 1000 мм (3), 2000 мм (4); 5 – преобладающее направление ветров в летний (наиболее влажный) период; 6 – главнейшие месторождения латеритных бокситов; 7 – зоны распространения латеритных почв

зываются прежде всего наличием фронтальных по отношению к ветрам уступов. Выступая как препятствие на пути влажного воздушного потока, они вызывают восходящие движения воздуха еще до поднятия по склону и приводят к так называемым осадкам предвосхождения. Осадки предвосхождения свойственны Уральскому хребту и даже возвышенностям Европейской части СССР. У подножья Камеруна количество этих осадков составляет 10000 мм/год [1]. Осадки предвосхождения с годовой суммой более 2000 мм выпадают на западном побережье Африки перед уступами плато Фута-Джалон, а также перед плато Джос и северными отрогами гор Адамава. Однако значительная масса влаги проникает внутрь континента, образуя обширную зону с годовыми осадками более 1000 мм, ограниченную на востоке горами Митумба. Внутри этой зоны имеется район, представляющий собой котловину в бассейне среднего течения р. Конго, с годовым количеством осадков более 2000 мм.

Довольно простая картина распределения осадков наблюдается на западе Индии, где перед Западными Гатами образуются две узкие зоны: первая — с годовыми осадками более 2000 мм (вдоль побережья) и вторая — непосредственно к востоку от первой, с осадками от 1000 до 2000 мм. В то же время на основной части Деканского плато выпадает осадков лишь 500–1000 мм/год. Второй максимум осадков в пределах Индии приходится на низовья Ганга, где расположен, в частности, пункт с наибольшим на Земле количеством осадков (Черапунджи — около 11000 мм/год). Этот максимум вытянут в северо-западном направлении, в соответствии с предгорьями Гималаев. Также довольно причудливые очертания имеют зоны с годовыми осадками более 1000 мм на Индокитайском полуострове и в Южной Америке. Тем не менее, как видно на схеме, распространение латеритных почв в общих чертах совпадает с границами зоны осадков более 1000 мм/год, что еще раз подтверждает правильность выводов исследователей, утверждающих, что латериты формируются в условиях благоприятной температуры лишь при осадках более 1000 мм/год [15 и др.]. Сведения о распространении латеритных почв заимствованы из [11]. В некоторых случаях латериты выходят за границы зоны с годовыми осадками свыше 1000 мм и даже за пределы температурной зоны (выше +20°C), но эти отклонения, по-видимому, свидетельствуют о том, что в недалеком геологическом прошлом благоприятные для латеритообразования условия имели место на более обширной территории, нежели в настоящее время.

На схему вынесены главнейшие месторождения бокситов мира, расположенные на севере Австралии, в Индии, на западе Африки и в Южной Америке. Все они находятся в зоне развития латеритных почв, т.е. в благоприятных для латеритообразования климатических условиях. Некоторое исключение представляют месторождения западной Австралии и севера Индии, сформированные в палеогеновое время.

Связь между климатическими факторами и процессами латеритообразования дает возможность объяснить локализацию проявлений

латеритных кор выветривания и прогнозировать зоны, наиболее благоприятные для формирования бокситов, вне тропического пояса Земли.

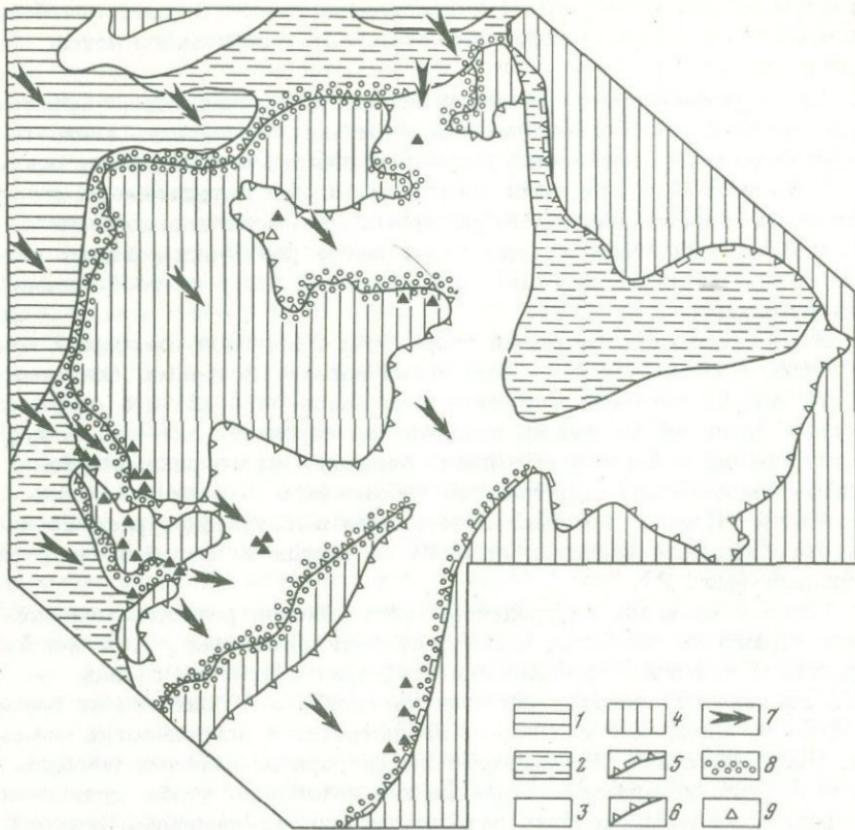
При восстановлении палеогеографических условий бокситообразования на Сибирской платформе мы не можем оперировать конкретными значениями палеотемператур и количеством выпадавших осадков. По-видимому, они были достаточными для латеритизации в мел-палеогеновый этап. В то же время мы имеем возможность восстановить направление движения и места разгрузки влажных ветров, т.е. определить районы с оптимальными для бокситообразования условиями.

В мел-палеогеновое время территория Сибирской платформы находилась в области с температурными характеристиками, близкими к таковым современного тропического пояса, ибо, как и в современных тропиках, на ней происходило формирование латеритных кор выветривания с бокситами. Однако очевидно, что в разных районах платформы процессы выветривания проявлялись с различной интенсивностью. Прямые признаки латеритного выветривания рассматриваемого возраста известны лишь на ее западной, южной и северной окраинах (фиг. 2).

Широкое развитие за пределами этих районов реликтов мезозойских и раннекайнозойских поверхностей выравнивания [7] и благоприятного для бокситообразования субстрата, (траппы, сланцы и пр.) заставляет считать, что причина отсутствия бокситов на большей части Сибирской платформы заключается в особенностях климата. При отсутствии на платформе высокогорных областей температура вряд ли испытывала столь резкие колебания, чтобы существенно влиять на распределение латеритных кор выветривания, поэтому остается обратиться к распределению атмосферных осадков.

Очевидно, что ветры, приносящие на континент Сибирской платформы влагу, направлялись к ней с окружающих ее морских акваторий. Наиболее крупные из них в конце мезозоя – начале кайнозоя находились в пределах Западно-Сибирской плиты и, вероятно, заходили в Лено-Енисейский прогиб. К этому времени складчатость испытала инверсию, и Верхоянская геосинклиналь превратилась в горную страну, произошли процессы дейтероогенеза в Становом хребте. На крайнем юго-востоке платформы Алданский щит был отгорожен от Тихоокеанской акватории вулканическими системами хребта Джугджур. Не вызывает сомнений горный характер рельефа в пределах Байкало-Патомской и Саянской складчатых областей. Влагонесущие ветры могли проникать в глубь Сибирской платформы лишь с запада и севера. А.В. Гольберт с соавторами [5], восстановив барические максимумы для позднемеловой эпохи, пришли к аналогичному выводу (см. фиг. 2).

Глубина проникновения в глубь континента влагонесущих ветров и зоны выпадения основных масс осадков, несомненно, контролировались крупными формами палеорельефа. Некоторое отклоняющее воздействие на ветры могли, вероятно, оказывать крупные возвы-



Фиг. 2. Палеогеографическая схема Сибирской платформы времени бокситообразования (К – Р)

1 – морские бассейны позднего мела; 2 – континентальные аккумулятивные равнины; 3 – денудационные равнины и низкие плато; 4 – высокие плато и горные массивы; 5 – уступы высотой 1000–2000 м; 6 – уступы высотой несколько сот метров; 7 – преобладающее направление ветров в позднем мелу и палеогене, по А.В. Гольберту (усредненно); 8 – осадки предвосхождения; 9 – проявления латеритных и осадочно-латеритных бокситов

шенностя, вследствие чего наиболее благоприятные условия для глубокого внедрения в пределы суши морских ветров возникали вдоль депрессионных понижений между Южно-Енисейским и Северо-Енисейским кряжами (Приангарский коридор), между Северо-Енисейским кряжем и Тунгусским трапповым плато (Подкаменно-Тунгусский коридор), между вулканическим плато Пutorана и возвышенностью Анабарского щита (Котуйский коридор), между последней и возвышенностью Оленекской антеклизы (Оленекский коридор). Вдоль каждого из этих коридоров имеются признаки широкого развития лате-

ритного выветривания (латеритные коры, бокситовые породы и бокситы как в карсте, так и в полях развития алюмосиликатных пород).

Однако для формирования площадных покровов высококачественных латеритных бокситов на всем протяжении движения влагонесущих ветров выпадающей здесь атмосферной влаги, по-видимому, было недостаточно.

На наш взгляд, залежи бокситов разного генезиса могут формироваться в существенно различных климатических условиях. Максимальное количество атмосферных осадков необходимо для образования останцово-латеритных залежей, поскольку проработка субстрата на их поверхности идет лишь за счет атмосферных осадков. Латеритизация алюмосиликатного материала, заполняющего карстовые депрессии, может проходить при меньшем количестве осадков, поскольку в них стекают воды со всего бассейна, часто превышающего по площади депрессии в десятки и сотни раз. Несколько менее благоприятны в этом отношении шлейфовые образования в подножьях уступов. Хотя и здесь недостаток атмосферных осадков мог восполняться дополнительными порциями воды, стекающей по склону.

На юго-западе платформы влагонесущие ветры, не встречая препятствий, проникали вплоть до бассейна р. Вельмо, и лишь здесь осадки выпадали над останцами траппового плато. Именно этим объясняется формирование на них высококачественных псевдоморфных бокситов [2]. Несколько обедненные ветры Подкаменно-Тунгусского коридора проникали и далее в восточном и юго-восточном направлениях.

Ветры Приангарского коридора, не встречая серьезных препятствий, проходили до Чадобецкого поднятия и после объединения с Подкаменно-Тунгусским потоком, по-видимому, достигали Ангарского кряжа, который должен был вызывать осадки предвосхождения. На останцах траппового плато Ангарского кряжа могло происходить образование латеритных бокситов, подобное установленному в Вельминской зоне.

Осадки предвосхождения должны были выпасть перед фронтальным по отношению к рассматриваемому воздушному потоку уступом Байкальской горной страны. О наличии латеритного выветривания в этой зоне свидетельствуют проявления латеритно-осадочных бокситов Предбайкальского кайнозойского прогиба [6].

Наступавшие на платформу с севера воздушные массы встречались с платообразной возвышенностью, сложенной траппами на ее северном фасе. Одним из проявлений латеритного выветривания, вызванного осадками предвосхождения, здесь являются аллиты в бассейне р. Ледяной. Большая часть трапповых останцов северного фаса платформы подверглась эрозии перевалившим через них ледником и, видимо, поэтому не несет следов латеритного выветривания. Далее к югу воздушные массы с запасами влаги наиболее легко могли внедриться внутрь платформы по Котуйскому коридору. Почти не встречая препятствий, они проникали вплоть до Мойеро-Мархинского уступа. Здесь происходила их разрядка, а на траппо-

вых останцах, расположенных в зоне уступа и перед ним, осадки предвосхождения вызывали образование латеритных бокситов. Об этом свидетельствуют латеритная кора выветривания в бассейне р. Далдын [8] и высыпки обломков структурных бокситов на 600-метровом трапповом останце в районе Айхала, обнаруженные Ю.А. Осиповым [12 и др.].

Четвертым коридором, по которому проникали влагонесущие ветры внутрь платформы, является Сухано-Уджинская седловина, разделяющая поднятия Оленекской и Анабарской антеклиз. Здесь пока известны лишь проявления аллитов в бассейне р. Эбелях, возможно, в результате слабой изученности района. Останцово-латеритные залижи в рассматриваемом районе могут быть встречены лишь в зоне северного фаса платформы (северные склоны Оленекской и Анабарской возвышенностей), так как южнее трапповые плато полностью отсутствуют.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1974.
2. Бгатов В.И., Казаринов В.Т., Шерман М.Л. Перспективы поисков латеритных бокситов в Сибири. — Докл. АН СССР, 1971, 198, № 2.
3. Блютген И. География климатов. М.: Прогресс, 1972, т. 1.
4. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969.
5. Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенок Л.Л. и др. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Непра, 1977.
6. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья./С.Ф. Палов, С.А. Кашик, Т.К. Ломоносова, В.П. Мазилов, В.М. Климанова, В.Г. Рыбаков. Новосибирск: Наука, 1976.
7. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания. М.: Изд-во ВАГТ МГ СССР, 1972.
8. Козлов И.Т., Щукин В.Н. Кора выветривания на траппах центральной части Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1964, № 2.
9. Кригер Н.И. Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
10. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
11. Почвенная карта мира. Физико-географический атлас мира. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
12. Черкасов Г.Н., Шаламов И.В., Ивлев Н.Ф. Вещественный состав и генезис бокситов юго-западного Прианабарья и перспективы их поисков. — Тр. Зап.-Сиб. отд. Всесоюз. минер. о-ва, 1977, вып. 4.
13. Aubert G. Les sols lateritiques. — C.R. du V Congress Intern. Sc. du Sol. Leopoldville, 1954.
14. Maignien R. Le cuirassement des sols en Afrique occidentale de l'Ouest.— Sols Africains, 1957, 4.
15. Sherman G.D. The genesis and morphology of the aluminarich laterite clays.— In: Problems of clay and laterite genesis. Amer. Inst. Min. and Metall. Engineers. New York, 1952.

А.П. СИГОВ

**КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ,  
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ  
И ГИПЕРГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛА**

Вещество осадков возникает в результате воздействия двух ведущих факторов. Один из них позитивный, определяемый петрографическим составом питающей провинции. Значение петрографического состава исходных горных пород для вещества осадков совершенно очевидно и не требует пояснений. Детальный анализ, как показал В.П. Батурина [1], позволяет даже реконструировать по составу осадков исторически менявшиеся питающие провинции. Уже 40 лет назад этот исследователь предвидел значение и другого фактора. Он писал: "группа устойчивых минералов особенно характерна для древних осадков" [1, с. 30] . . . "метод анализа климата в геологическом прошлом может оказаться весьма ценным" [1, с. 213].

Этот другой, климатический, фактор негативен – в условиях развития химической коры выветривания он как бы снимает ряд минеральных видов нередко вследствие их полного выветривания. К числу таких минералов относятся полевые шпаты, темноцветные породообразующие и некоторые акцессорные минералы. В отличие от них кварц при древнем химическом выветривании нелатеритного типа был очень устойчив и полностью мог сохраниться. Сохранились и устойчивые акцессорные.

Зрелось осадков, т.е. степень влияния на их состав кор выветривания, определяется коэффициентом мономинеральности, палеогеографическим коэффициентом, характерным составом глин и др.

В настоящее время тезис В.П. Батурина о том, что группа устойчивых минералов особенно характерна для древних осадков, получил дальнейшее развитие. На Урале выделен ряд сменявших одна другую климатически различных эпох, каждой из которых свойствен определенный литологический тип рыхлых отложений. Выделение литологических типов осадков исторически сложилось за последние 30–40 лет. Г.Ф. Миличик [2] первым в начале 40-х годов выделил третичную красноцветную толщу на Урале, в Приднепровье и в других местах СССР, связав ее образование со специфическим засушливым климатом. Он считал ее важным маркирующим горизонтом (в последующем она была расчленена на две красноцветные толщи: плиоценового и миоценового возраста).

В 40-х годах были предложены термины "белоцветы", "белоцветные отложения", которыми обозначали высокозрелые толщи, образовавшиеся в теплом гумидном климате палеогена и слагающие высокие террасы рек западного склона Урала. Эти два термина, имея глубокий внутренний смысл, оказались настолько информативными, лаконичными и удобными в пользовании, что возник вопрос, нельзя

ли все континентальные толщи мезо-кайнозоя Урала разбить на литологические типы. Первоначально такая попытка была предпринята применительно к промышленным россыпям путем введения, наряду с морфологическим и генетическим типами, понятия о литологическом типе россыпи. В настоящей статье выделение литологических типов распространено на все рыхлые отложения мезо-кайнозоя Урала. Следует заметить, что предлагаемое понятие "литологический тип" ранее не было использовано; оно не эквивалентно понятию "литогенетический тип", по Ю.А. Жемчужникову. Если к двум выделенным выше типам (красноцветы и белоцветы) добавить еще два: пестроцветы (гумидные) и полимиктовые отложения, то этого достаточно для характеристики почти всех континентальных рыхлых отложений Урала. Правда, эта простая схема несколько осложняется за счет литологических разностей переходного характера.

Прежде всего следует отметить основные черты вещественного состава выделенных литологических типов и указать на специфику их образования. Белоцветы характеризуются преимущественно каолиновым составом глины, кварцевым составом песков и галечников. Полевые шпаты и другие неустойчивые минералы из них "выведены" выветриванием. Вследствие этого коэффициент мономинеральности у пород высок, как и палеогеографический коэффициент. Исходный состав ведущих минералов (кварца и каолинита) определяет белую или светлую окраску пород (поэтому они названы белоцветами). Однако примеси — окислы железа, реже марганца, органика и др. — иногда изменяют цвет пород на желто-бурый, серый, черный, но ало-красные цвета не характерны (хотя и встречаются). Белоцветы формировались на площадях развивающихся или законсервированных пленепленов в условиях почти сплошного развития каолиновой коры выветривания, что и определило вещественный состав этих осадков.

Все белоцветы соответствуют, как правило, определенным свитам стратиграфической схемы Урала, утвержденной Международным стратиграфическим комитетом. В истории региона они появляются пять раз: 1) в юре — лангурская свита; 2) в верхнем мелу — мысовская свита; 3) в эпоху трангрессии, когда отложились осадки позднего мела — палеогена; 4) в верхнем олигоцене — наурзумская свита. После этого образование белоцветов полностью прекращается. Существуют некоторые различия между белоцветами. Так, юрская лангурская свита, в отличие от других, содержит заметное количество гальки нацело каолинизированных алюмосиликатных пород. Дозревание такой гальки происходило уже в самом осадке. Белоцветам лангурской свиты свойствен самый низкий палеогеографический коэффициент. Наиболее разнообразны здесь каолиниты, частью аутигенные, присутствуют гидрослюды и резко галлуазит, аллофан, палыгорсит [3]. В отличие от лангурской, галечники мысовской свиты сеномана имеют исключительно кварцевый (кварцитовый, кремнистый) состав — алюмосиликатные породы в гальке отсутствуют. Пески практически чисто кварцевые. Глины каолиновые, белые, а также серые и даже черные из-за присутствия углистого

материала, нередко с конкрециями пирита и марказита. Они отличаются от лангурских отсутствием аутигенного каолинита и несколько большим содержанием гидрослюд. Не останавливаясь на мел-палеогеновых континентальных отложениях трансгрессивной стадии, пока слабо изученных и практически малоинтересных, следует отметить, что еще выше по разрезу возрастает роль гидрослюд, а количество каолинита сокращается, особенно в наурзумской свите олигоцена. При этом если в куртамышской свите среднего олигоцена еще наблюдался каолинит совершенной формы, то в наурзумской он исчезает [3]. Все это свидетельствует о некотором ослаблении химического выветривания. Наурзумская, а после нее мысовская свиты характеризуются наиболее высоким палеогеографическим коэффициентом.

Пестроцветы появляются в истории Урала два раза: в позднем триасе и в апт-альбе (синарская свита). Они характеризуются яркими желто-бурыми, особенно же ало-красными цветами. Среди них встречаются бокситы, а также белые огнеупорные глины. Пестроцветы сформировались в условиях теплого гумидного климата. По внешнему облику с ними нередко сходны красноцветы, образованные в ином, засушливом климате, но среди последних не встречаются бокситы и огнеупорные глины. В отличие от красноцветов эти отложения названы пестроцветами. На Урале отложения этого литологического типа свойственны эпохам, в течение которых выветривание имело селективно латеритный характер [4].

Красноцветы, связанные с относительно засушливым климатом, в истории мезо-кайнозоя Урала появляются четыре раза. Триасовые красноцветы развиты на юго-западе Урала в Бельской депрессии и сохранились только в виде останцов эрозионного размыва. Красноцветы киялинской свиты Зауралья принадлежат готерив-баррему. Генезис этой свиты является дискуссионным: большинство исследователей считают ее континентальной, но не исключено и прибрежно-морское ее происхождение. В промышленном отношении как триасовые, так и готерив-барремские отложения считаются бесперспективными.

Следующий выше по разрезу красноцветный горизонт принадлежит к каракольской серии миоцене. Характерный ее разрез описан близ хутора Светлого в Пластовском р-не Челябинской обл., где установлено двухчленное строение серии. Верхний горизонт представлен малиново-красной глиной с карбонатными конкрециями и черным железисто-марганцовистым бобовником. В основании горизонта иногда встречаются галечники с обломками местных пород. Нижний горизонт состоит из специфической "кавардачной" глины, основной цветовой фон которой создает малиновая и буро-малиновая глина, содержащая бобовник бурого железняка. Она обильно пересечена различно ориентированными полосами, как бы "прожилками" голубоватой глины. Ниже по разрезу появляется окристо-серая глина с железистым бобовником; утрачивая бобовник она постепенно переходит в глубовато-белый песок, связанный каолин-гид-

рослюдистой глиной с кварцевым галечником в основании. В последних двух слоях (голубовато-белом песке и кварцевом галечнике) легко распознается белоцветная наурзумская свита, подстилающая здесь красноцветы. В других разрезах описываемой площади слои наурзумской свиты исчезают, охристо-серая глина с бобовником включает обильную крупную гальку кварца и пегматита и непосредственно налегает на кору выветривания гранитных пород. Здесь она представляет собой базальный слой каракольской серии. Кривые нагревания глин характерны для коллоидных минералов монтмориллонитовой группы. Глины малоглиноzemистые ( $11\text{--}18\%$   $\text{Al}_2\text{O}_3$ ); железо (до 10%) содержится главным образом в трехвалентной форме, входя в состав монтмориллонита. Для Урала характерны пролювиально-делювиальная и ложковая фации красноцветов, отчасти озерная, которой иногда подчинены тесно связанные с красными глинами разновидности глин зеленовато-серого цвета. Последние преобладают на равнинах Зауралья. Для собственно Урала выделение особого, отвечающего им типа, не требуется. Стратиграфически ниже каракольской серии миоцена известна чаграйская свита с железистыми песками и песчаниками. До сих пор дискутируется относительное стратиграфическое положение наурзумской и чаграйской свит. Как нам представляется, последняя предположительно может рассматриваться как переходная разность от белоцветов наурзумской свиты к красноцветам каракольской серии; не исключено, что это базальная толща последней. Выделение ее в самостоятельный литологический тип вряд ли целесообразно. Стратиграфически выше красноцветов миоцена также известны красноцветы в составе кустанайской свиты позднего плиоцена. Эта свита включает краснобурые, иногда малиново-красные глины, железистый бобовник, карбонатные конкреции; иногда глины карбонатны. В отличие от каракольской серии кустанайская свита образует четко выраженную террасу современных рек, отмечающую достаточно многоводную речную сеть плиоцена, а в составе обломков присутствуют лишь слабо выветрелые породы. На равнинах Зауралья эта толща приобретает сероцветный облик. Все это придает данным образованиям переходный вид от красноцветов к собственно полимиктовым отложениям.

Последний и наиболее молодой из выделенных литологических типов — полимиктовые отложения, глины и пески которых имеют смешанный состав, галечники представлены обломками различных пород, отражающих петрографический состав питающих провинций. Такие осадки могли возникнуть при отсутствии химического выветривания горных пород или в эпохи химического выветривания, но при достаточно напряженных тектонических движениях, обусловивших быстрый разрыв горных пород, не успевавших превратиться в кору выветривания. Первые из этих условий реализуются в четвертичном периоде с его умеренно-холодным климатом и преобладанием физического выветривания. В отличие от этого представление об осадконакоплении, происходящем на фоне тектонических движений, дают рэт-лейя-

Таблица 1

Последовательность геоморфологических явлений в истории мезо-кайнозоя Урала

Геологический возраст	Тип рельефа	Тип выветривания	Литологический тип осадка	Серия, свита
Ранний триас	Педиплен?	Красноземный?	Красноцветы аридного типа	Туринская
Поздний триас	Пенеплен	Латеритный	Гумидные пестроцветы	Челябинская, пестроцветный горизонт
Поздний триас - ? средняя юра Юра		?	Полимиктовые осадки	Челябинская
	Пенеплен	Каолиновый	Гумидные белоцветы	Лангурская
Нижний мел (готерив - баррем)	?	Не ясен	Красноцветы	Киялинская
Нижний мел (апт - альб)	Пенеплен	Латеритный	Гумидные пестроцветы	Синарская
Верхний мел (сеноман)	"	Каолиновый	Гумидные белоцветы	Мысовская
Верхний мел и палеоген	Пенеплен (законсервированный)	"	На сушке - белоцветы	Преобладают свиты морских отложений
Средний олигоцен	Пенеплен	"	Гумидные белоцветы	Куртамышская
Верхний олигоцен	"	"	"	Науразумская
Миоцен	Педиплен	Красноземный	Красноцветы аридного типа	Каракольская
Плиоцен	Поверхность врезания	Физическое выветривание	Красноцветно-полимиктовые	Кустанайская
Четвертичный период	"	"	Полимиктовые	Разнофациальные четвертичные отложения

совы осадочные отложения челябинской серии, которые, имея полимиктовый состав, залегают в глубоких тектонических впадинах на восточном склоне Урала и в Зауралье. Сочетание внешних признаков рыхлых отложений (белоцветы, красноцветы, пестроцветы, полимиктовые образования) со свойственным этим отложениям палеогеографическим коэффициентом позволяет, как правило, довольно надежно их различать; вопрос изредка осложняется появлением переходных разностей.

Высокий палеогеографический коэффициент обычно свидетельствует о практической важности изучаемых толщ, поскольку они образовались в условиях значительной концентрации устойчивых и ценных компонентов в осадках, за счет массового выноса продуктов хими-

ческого выветривания алюмосиликатных пород. Обратный вывод о неперспективности толщ с низким палеогеографическим коэффициентом справедлив далеко не всегда. Он целиком применим к титановым и некоторым другим минералам: при низком палеогеографическом коэффициенте содержание этих минералов становится сильно разубоженным. Исключение из этого правила дают юрская лангурская свита, в связи с особыми условиями ее образования, а также миоценовые (каракольская серия), плиоценовые (кустанайская свита) и четвертичные отложения, которые заимствовали ценные компоненты при перемыве отложений формации коры выветривания.

Таким образом, на Урале достаточно четко обособляются по вещественному составу различные стратиграфические горизонты, что и позволило выделить литологические типы отложений. Выделенные типы осадков закономерно обусловлены особенностями выветривания в различном климате. Белоцветы и пестроцветы — продукты соответственно каолинового и латеритного гумидного выветривания; они образовались только на пенепленах [4]. Красноцветы — это осадки засушливого климата педиплена, а полимиктовые отложения образовались при отсутствии коры выветривания, в частности в эпоху плиоцен-четвертичного врезания рек в твердые палеозойские породы.

В соответствии с этими изменениями условий выветривания менялась и металлогенез региона. Она активизировалась в эпохи пенепленизаций, которые благоприятствовали как дифференциации ценных кластогенов, так и выносу и накоплению хемогенных продуктов. Пестроцветам принадлежат бокситы двух эпох пенепленизации и латеритного выветривания: позднетриасовой (Ишкисинское месторождение) и нижнемеловой (Соколовское). С ними связано образование бобово-конгломератовых родственных бокситам железных руд, позднетриасовых (Халиловское) и нижнемеловых (Замарайское), а также некоторых месторождений оgneупорных глин (Трой-Байны). Существенно иной была металлогенез при образовании белоцветов. На первый план здесь выступают россыпи титанов и других устойчивых минералов, не свойственные пестроцветам. Они связаны с пенеплами и каолиновыми корами выветривания юрского, мелового, палеогенового возраста. Из железных руд развиты оолитовые железняки юрского, верхнемелового и палеогенового возраста (соответственно Северо-Сосьвинский, Аятский бассейны и Лисаковское месторождение), железные руды алапаевского типа. В белоцветных осадках позднего палеогена известны осадочные накопления никеля. Характерны оgneупорные глины: юрского (Белкинское), верхнемелового (Астафьевское), палеогенового (Берлинское) возраста.

Если с пестроцветами и белоцветами перечисленные полезные ископаемые неразрывно генетически связаны, являясь прямыми продуктами пенепленизации, то для красноцветов и полимиктовых отложений характерно заимствование рудных компонентов, в первую очередь за счет разрушения месторождений на пенепленах. Возникают исключительно кластогены: некоторые россыпи, валунчатые железные руды. Там, где пенеплены размыты, связанные с ними полез-

Таблица 2

Корреляция кор выветривания, типов рельефа, литологических типов осадков и полезных ископаемых с климатами

Климат	Тип рельефа	Кора выветривания	Литологический тип осадка	Ведущие полезные ископаемые
Теплый гумидный	Пенеплен	Латеритная	Пестроцветы	Al, Fe (бобово-конгломератовые руды), Ni, огнеупорные глины
		Каолиновая	Белоцветы	Россыпи Ti, железные руды (оолитовые и алапаевского типа), огнеупорные глины
Засушливый	Педиплен	Красноzemная	Красноцветы	Кластогены, бентониты
Холодный	Поверхность врезания	Физико-химическое выветривания	Полимиктовые отложения	Кластогены

ные ископаемые уничтожены или переотложены в более молодые осадки.

Литологические типы осадков закономерно сменяли друг друга в геологической истории Урала, сочетаясь с соответствующими типами рельефа и корами выветривания. Они несут характерные комплексы полезных ископаемых (табл. 1). Металлогенические эпохи соответствовали эпохам мощного корообразования и накопления металлоносных белоцветов и пестроцветов. Они являлись и эпохами пеппелизации.

Как следует из табл. 1, металлогенические эпохи имели место в позднем триасе, юре, апт-альбе, сеномане, частично в эпохи морских трангрессий мел-палеогена, в среднем и верхнем олигоцене. В миоцен, плиоцен и четвертичный период образовались многочисленные кластогенные месторождения, но они, строго говоря, не были металлогеническими эпохами — ценные компоненты заимствованы и являются наследием собственно металлогенических эпох.

Изложенные материалы, полученные в результате работ на Урале, позволили сделать некоторые общие выводы, отраженные в табл. 2, значение которых выходит за рамки Уральского региона.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Батурина В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку: ОНТИ, 1937.
2. Мирчиник Г.Ф. Основа четвертичной истории на территории СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1940, 36.
3. Рабинович С.Д., Шаур Г.И. Методические рекомендации по использованию глинистых минералов для расчленения разреза мезозойских и кайнозойских отложений Урала. Свердловск, 1972.
4. Сигов А.П. Рудоносные коры выветривания Урала и очередные задачи их прикладного изучения. – В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.

УДК 553.068.3:553.312(47-13)

В.М. КРАВЧЕНКО

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ЗОН ТЕРМАЛЬНОГО ГИПЕРГЕНЕЗА ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Среди остаточных и инфильтрационных продуктов преобразования горных пород, возникших на поверхности земной коры или в ее близповерхностной и гипабиссальной зонах, известны четыре типа геологических образований, близких по составу и строению, но разных по происхождению: 1) собственно экзогенные (коры выветривания); 2) гидротермальные постмагматические; 3) гидротермальные метеорного происхождения; 4) смешанные. Отсутствие надежных критериев различия приводит к крайностям: необоснованному объединению их в коры выветривания либо к неоправданно глубокой ревизии понятия "древние коры выветривания" [8]. В связи с этим необходима разработка классификации, номенклатуры и критериев различия упомянутых образований.

Давним объектом подобных противоречий являются рудоносные коры выветривания железисто-кремнистых формаций Русской и других платформ, выделяющиеся планетарным развитием, необычной мощностью (сотни метров) и глубиной распространения (более 3000 м).

Повсеместно и независимо от выявленной глубины остаточные продукты изменения железисто-кремнистых пород обладают общими особенностями: высокой пористостью и рыхлым сложением; дисперсным строением минеральных фаз; характерным парагенезисом окислов железа, маршалита и глинистых минералов. В них ярко проявились типично гипергенные процессы окисления, гидратации, выноса щелочей и щелочных земель, десиликации и декарбонатизации. Именно эти признаки послужили основанием для отнесения преобразованных пород к корам выветривания. В последнее время показано, что

среди них необходимо различать две разнородные группы: площадные коры выветривания и глубинные зоны гипергенных изменений пород. Первые залегают в форме плащеобразного чехла на поверхности кристаллических пород. Неровности подошвы чехла ("карманы выветривания") опускаются в породы фундамента на ограниченную глубину. При всех неясных вопросах происхождения, площадных кор выветривания нет серьезных оснований сомневаться в их образовании вследствие химического выветривания. Породы второй группы резко отличаются от кор выветривания формой, условиями залегания и особенно глубинной распространения. В Криворожском бассейне они непрерывно прослежены разведочными скважинами на глубину более 2500 м без признаков выклинивания. Вертикальный интервал их развития оценивается в 4500 м и более. Аналогичные зоны известны в Кременчугском и Белозерском районах Украинского щита. Возможно, к ним относятся отдельные залежи остаточных руд в ореоле окисленных пород на Яковлевском и других месторождениях КМА. Принципиальные различия между обеими группами заключаются также в составе инфильтрационной минерализации, горизонтальной и вертикальной зональности и других признаках [5].

Противоречивые представления о гипогенной или экзогенной природе глубинных зон измененных железисто-кремнистых пород отразились в их названиях: "глубокая линейная кора выветривания" [3], "глубинные зоны окисления" [1], "зоны глубинного гипергенеза" [4], "глубинные складковые коры выветривания" [5]. Здесь внимание обращено на факты, указывающие на нисходящее движение, метеорное происхождение и термальных характер преобразующих растворов.

Нисходящее направление потока растворов обосновывается: сокращением с глубиной объема измененных пород; постепенным выклиниванием маршалит-мартиотовых руд; понижением степени окисления и выщелачивания остаточных силикатов в дисперсно-гематитовых рудах; вертикальной зональностью и нарастанием с глубиной в пористых мартитовых рудах количества инфильтрационных минералов. Последние сложены элементами, вынесенными из преобразованных пород, — магнием, фосфором, серой, кремнием и др.

Метеорное происхождение растворов объясняется косвенными соображениями: нисходящим их движением; полным окислением минералов, содержащих катион  $Fe^{2+}$ ; постоянным присутствием в остаточных рудах эпигенетических растительных остатков, бесспорно, наземного происхождения (микроспоры, водоросли). В то же время никем не приводятся доказательства участия эндогенных растворов в глубинном окислении и выщелачивании.

Необычный для зоны гипергенеза гидротермальный парагенезис инфильтрационно-секреционных минералов в порах и трещинах остаточных руд (эпигенетический гематит, доломит, кварц, халцедон, апатит, тальк, серпентин, шамозит, пирит), а также повышенная до 90–130°C температура их возникновения указывают лишь на термальный характер преобразующих растворов, но не на глубинное происхождение.

В итоге считается, что остаточно-инфилтратационные продукты преобразования железисто-кремнистых пород в локальных зонах глубиной более 3000 м соответствуют типично гипергенным, по А.Е. Ферсману, изменениям; они вызваны воздействием растворов метеорного происхождения, которые перемещались от дневной поверхности на глубину в несколько километров; по термодинамическим условиям преобразующие растворы отвечают термальным и аналогичны возникающим в зоне катагенеза.

На этом основании нами предложено обосновать рассматриваемые зоны от близповерхностных кор выветривания и называть их глубинными зонами термального гипергенеза [6]. Аналогия вещественного состава и текстурно-структурных особенностей окисленных пород и остаточных руд в таких зонах и площадных корах выветривания является следствием общности исходных пород и состава преобразующих растворов. В объяснении нуждаются главные отличия глубинных зон: необычный уровень их погружения и активной циркуляции метеорных вод, термальный характер растворов, своеобразие морфологии, активное растворение кварца вдали от дневной поверхности.

Важнейшими факторами, определившими названные различия, представляются: палеоморфологический, гидродинамический, структурный, термодинамический, а также вещественный состав и физические свойства железисто-кремнистых пород. Палеоморфологический и гидродинамический факторы впервые рассмотрены Г.В. Тохтуевым и В.Н. Разумовой, Н.П. Херасковым [9], которые справедливо отмечают благоприятное сочетание плоских водоёборных пространств (плато) с глубокими (до 6–10 км) окружающими тектоническими впадинами – Причерноморской и Днепровско-Донецкой. Именно эти условия обеспечили высокий коэффициент подземной инфильтрации метеорных окладков, напорный характер подземных вод и возможность их перемещения на глубину в несколько километров до уровня подошвы впадин. Представления обоих авторов о высоте подъема плато нуждаются в поправке: абсолютные отметки его поверхности вряд ли могли достигать +1500 м и более, наиболее вероятны их значения не выше 600–1000 м. По-видимому, эти величины могли обусловить достаточно мощный гидростатический напор порядка 60–100 атм. По этому поводу уместно напомнить, что в публикациях и выступлениях ряда исследователей на протяжении 1955–1975 гг. высота подъема эрозионной поверхности фундамента последовательно возрастала с 1000 до 2000 м и далее в зависимости от увеличения глубины подсечения скважинами залежей остаточных руд в Криворожском бассейне. Такая тенденция основана на традиционной схеме гидродинамического режима формирования кор выветривания выше местного и регионального базисов эрозии. Эта схема вряд ли приемлема при объяснении условий образования рассматриваемых зон и должна быть заменена иной – схемой напорной миграции трещинных вод ниже океанической поверхности, уже признанной гидрогеологами [10].

Региональный структурный фактор заключается в обеспечении гидравлической связи областей инфильтрации метеорных осадков на поверхности плато и зон истечения подземных вод в бортах тектонических впадин по мощным зонам трещиноватости в чешуйчатых, долгоживущих глубинных разломах, которые пересекают Украинский щит (Криворожский и Белозерский разломы).

Локальный структурный фактор обусловил многообразие форм и избирательный характер размещения глубинных зон гипергенеза в железорудных свитах. Резко преобладает их столбообразная форма, которая объясняется приуроченностью осевых частей с залежами остаточных руд к крутопадающим структурам будинажа и поперечным изгибам пластов на крыльях складок и моноклиналей.

В отличие от площадных кор выветривания, где остаточные руды развиты по всей мощности рудоносной свиты, рудомешающие структуры глубинных зон приурочены только к равномерно расслоенным участкам ее разреза и не известны в остальных – с существенным преобладанием железистых кварцитов или сланцев [7]. Подчиненную роль играют пологопадающие столбообразные зоны в шарнирах складок и продольные линейно-трещинные формы. Последние почти не содержат остаточных руд и представлены затухающими с глубиной зонами окисленных пород. Неоднородность структурного контроля затрудняет использование общепринятого структурно-морфологического принципа при определении типа рассматриваемых образований.

Исключительно велика роль микроструктурного фактора – интенсивного кливажа разлома-растяжения и поперечной микроскладчатости с тонким расслоением пород. Возникновение этих микроструктур предшествовало образованию глубинных зон гипергенеза и было сосредоточено в пределах метаморфогенных залежей богатых магнетитовых руд, приуроченных к будинаж-структуре. Именно кливаж и микроскладчатость обусловили высокую и локальную водопроницаемость метаморфогенных руд, несопоставимую с проницаемостью окружающих пород.

Термодинамические условия определены глубиной проявления преобразующих процессов (до 4500 м от поверхности). Следовательно, велико влияние геотермического градиента и возрастающего гидростатического давления. Предположительно они обусловили температуру минералообразования на предельной глубине не менее 100–200°C и давление до 450 атм.

Вещественный состав исходных пород полностью определил свойства и состав растворенных веществ, остаточных и инфильтрационных минералов, среди компонентов которых нет привнесенных извне, за исключением кислорода и отчасти углекислоты. В значительной мере этот фактор объясняет и концентрически-зональное строение глубинных зон гипергенеза в поперечном сечении: в центре расположены залежи пористых остаточных руд, возникших на месте хорошо водопроницаемых богатых метаморфогенных руд и унаследовавших их форму; на периферии развиты окисленные, но не выщелоченные породы. Исходные метаморфогенные руды содержали на 60%

меньше кварца, чем железистые кварциты. Это более чем наполовину сократило объем вынесенной метеорными растворами кремнекислоты по сравнению с остаточными рудами, которые сформировались в площадной коре непосредственно из железистых кварцитов.

Таким образом, принципиальная разница вrudоконтролирующих структурах, исходном содержании кремнезема и микроструктурной подготовке преобразованных пород объясняет локальность и большую глубину распространения остаточных руд в глубинных зонах гипергенеза в отличие от их интенсивного площадного развития в корах выветривания.

Влияние физических свойств железисто-кремнистых пород проблематично. Имеется в виду их насыщенность магнетитом, который способствует повышению магнитности и плотности пород. Влияние естественных магнитного и гравитационного полей на характер гипергенных преобразований не изучено. В то же время общеизвестно повышение растворяющей способности воды в магнитном поле [2]. Вполне допустимо считать, что влияние этого фактора на растворимость кремнезема значительно при циркуляции метеорных вод внутри естественного "магнита", которым является толща железисто-кремнистых пород.

Таким образом, среди гипергенных образований докембрийских железорудных формаций Русской платформы обособляются два генетических типа: коры выветривания и глубинные зоны термального гипергенеза. Первые являются собственно экзогенными, вторые относятся к гидротермальным, метеорного происхождения. Наряду с аналогией вещественного состава и других особенностей между ними существуют принципиальные различия в морфологии, глубине распространения, структурном контроле, зональности, исходных породах и рудах, составе и температуре образования инфильтрационных минералов. Иные критерии не столь очевидны.

Установленные различия не позволяют далее называть глубинные зоны термального гипергенеза корами выветривания, в том числе линейными.

Условия формирования рассмотренных зон изучены недостаточно, во многом проблематичны и нуждаются в специальных исследованиях. Первоочередными задачами и рациональными методами их решения представляются: 1) сравнительный изотопный анализ кислорода и углерода в неокисленных, остаточных и инфильтрационных минералах; 2) определение термобарометрических параметров образования инфильтрационных минералов на всем интервале глубин, доступном исследованию (от поверхности до 2500 м); 3) количественная оценка водопроницаемости неокисленных и гипергенно-измененных руд и пород на разных ступенях их преобразования; 4) моделирование растворимости кремнезема в растворах, просачивающихся внутри естественного магнитного поля; 5) исследование закономерностей размещения и определение возраста микроспор, водорослей и других эпигенетических частиц наэземного происхождения в залежах остаточных руд.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я.Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1959.
2. Блох А.М. Структура воды и геологические процессы. М.: Недра, 1969.
3. Гершойг Ю.Г. Процессы образования железорудной формации и залежей богатых руд Криворожского бассейна. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 10.
4. Дмитриев Э.В., Кравченко В.М. Процессы глубинного выветривания и зональность их проявления в Саксаганском районе Кривого Рога. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3.
5. Кравченко В.М. Типы кор выветривания и генетические отношения месторождений остаточных железных руд Воронежской антиклизы и Украинского щита. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 1.
6. Кравченко В.М. Глубинные зоны термального гипергенеза железорудных месторождений Украинского щита и роль их в рудообразовании. - В кн.: Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину. Киев: Наукова думка, 1975.
7. Кравченко В.М., Ганоцкий В.И. Формационный и фациальный контроль месторождений богатых руд докембрийских железисто-кремнистых формаций. - Геол. журн., 1974, 34, вып. 2.
8. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977.
9. Разумова В.Н., Херасков Н.П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
10. Смирнов Я.Б. О положении границы между зонами гипергенеза и эпигенеза по данным распространения кислорода в природных водах. - В кн.: Материалы к совещанию по геохимии гипергенеза. Минск: Наука и техника, 1964.

УДК 551.311.23:552.321.6

Ю.Ю. БУГЕЛЬСКИЙ, Е.В. ЛЕБЕДЕВА, Н.Н. ЛЯЛИКОВА

### МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

В современной литературе, рассматривающей движущие силы и механизм процессов выветривания горных пород, мало освещена роль микробиологического фактора. В то же время ряд исследователей [4, 5] отмечают, что доля микроорганизмов в общем количестве органического вещества биосфера и роль их в биохимическом круговороте чрезвычайно велики. Их энергия и продукты жизнедеятельности существенным образом влияют на состав поровых растворов и через водную среду активизируют разрушение водомешающих пород. При этом наряду с переходом в раствор и выносом легкоподвижных элементов имеет место перераспределение и накопление слабоподвижных элементов, таких как Al, Fe, Ni, Co, что приводит к формированию рудоносных кор выветривания. В работах последних

лет [3, 6, 7] показана значительная роль микроорганизмов в процессах аккумуляции окислов железа в зоне гипергенеза. В настоящей статье рассматривается значение микроорганизмов в процессах разрушения ультраосновных пород, являющихся исходным субстратом для формирования железо-никелевых латеритных кор выветривания.

Региональные микробиологические исследования, проведенные в ряде районов Урала, показали, что в корах выветривания ультраосновных пород широко распространены как гетеротрофные, так и автотрофные микроорганизмы. Наличие последних представляет особый интерес благодаря независимости их питания от других органических соединений. В.И. Вернадский неоднократно указывал на огромную роль автотрофных бактерий в геохимической истории ряда элементов, так как их энергия во много раз превышает энергию зеленых растений [1]. Чтобы количественно оценить разрушающую способность обнаруженных в корах выветривания микроорганизмов, из выветрельных пород были выделены накопительные культуры и с их участием проведено около 100 опытов по разложению свежих ультрабазитов и продуктов их выветривания. Культуры выделяли из образцов выветрельных ультрабазитов Сарановского хромитового месторождения (в дальнейшем будет называться "уральская культура") и никелевого месторождения Пинарес-де-Маяри (в дальнейшем - "кубинская культура").

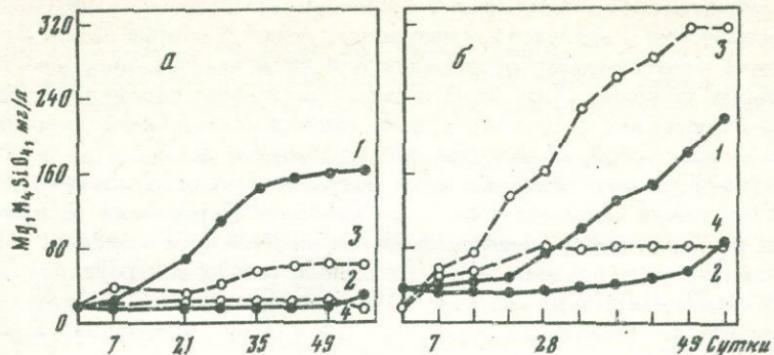
Интенсивность разрушения ультрабазитов в экспериментах оценивали по переходу в раствор главных породообразующих компонентов — Mg и  $\text{SiO}_2$ . Установлено, что их вынос из свежих ультрабазитов в присутствии накопительных культур микроорганизмов увеличивается в 4–8 раз по сравнению со стерильными опытами. Динамика разрушения ультраосновных пород в ходе эксперимента под воздействием накопительных культур представлена на фиг. 1.

Опыты по микробиологическому разрушению продуктов коры выветривания ультрабазитов показали, что кубинская культура наиболее интенсивно воздействовала на нонtronит по типу конгруэнтного растворения с переходом в раствор Mg и  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ . Уральская культура наиболее интенсивно разрушала свежие ультрабазиты по типу инконгруэнтного растворения с преимущественным переходом в раствор Mg (фиг. 2).

Оптимальная температура развития уральской культуры 27, а кубинской —  $37^\circ\text{C}$ , что соответствует температуре природных приповерхностных вод, дренирующих коры выветривания Кубы.

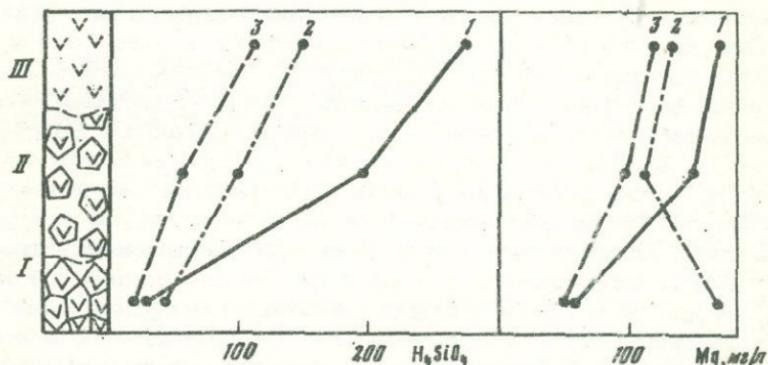
Микробиологический анализ показал, что кубинская накопительная культура представляет собой смесь гетеротрофных организмов, способных развиваться при очень низкой концентрации органического вещества. Уральская накопительная культура состоит из сообщества нитрифицирующих бактерий.<sup>1</sup> Из этого сообщества впервые

<sup>1</sup> Активная роль бактерий-нитрификаторов в образовании коры выветривания является дискуссионной. — Прим. отв. ред.



Фиг. 1. Динамика перехода в раствор  $Mg^{2+}$  и  $H_4SiO_4$  при разрушении ультрабазитов накопительными культурами бактерий

Эксперимент с накопительными культурами бактерий: а - с уральской, б - с кубинской; содержания  $Mg^{2+}$ (1, 2) и  $H_4SiO_4$ (3, 4): 1, 3 - в опыте, 2, 4 - в стерильном контроле



Фиг. 2. Содержания  $Mg$  и  $H_4SiO_4$  в растворах при взаимодействии накопительных культур бактерий с продуктами выветривания ультрабазитов

1 - свежие серпентиниты; II - выщелоченные контронитизированные серпентиниты; III - контрониты; 1 - кубинская культура; 2 - уральская культура; 3 - стерильный контроль

в нашей стране была выделена чистая культура *Nitrosospira briensis*, открытая и изученная во Франции С.Н. Виноградским [2]. Эта культура осуществляет окисление солей аммония до нитритов (1 фаза нитрификации). Кроме того, была выделена чистая культура *Nitrobacter winogradskyi*, окисляющая нитриты до нитратов (2 фаза нитрификации). Азотистая и азотная кислоты, поступающие в раствор в результате жизнедеятельности нитрифицирующих бактерий, понижают pH природных вод и активизируют процессы разрушения водо-вмещающих ультрасосновных пород.

Эксперименты, поставленные с выделенными чистыми культурами, подтвердили, что в присутствии нитрифицирующих бактерий вынос Mg из свежих ультрабазитов происходит в 4 раза интенсивней, чем в стерильных условиях. При этом кривые увеличения содержаний Mg и  $\text{NO}_2$ , перешедших в раствор в ходе эксперимента, четко коррелируются между собой, а величина pH понижается до 5,5.

Нитрифицирующие бактерии были встречены на всех изученных ультрабазитовых массивах Урала, но наиболее широко они распространены в пределах кор выветривания Кимперсайского массива. Количественный учет показал, что в 1 г выщелоченных контронитизированных серпентинитов на участке Ново-Бурановского никелевого месторождения содержится до 25 000 клеток нитрифицирующих бактерий.

Помимо нитрифицирующих микроорганизмов, в пределах линейных и контактово-карстовых кор выветривания на Черемшанском и Липовском никелевых месторождениях обнаружены автотрофные тионовые бактерии *Thiobacillus ferrooxidans* и *Thiobacillus thioparus*. Эти микроорганизмы принимают активное участие в биогенном окислении сульфидов, которые содержатся в значительном количестве в контактирующих с ультрабазитами кварц-сернистых углистых сланцах. Достаточно часто встречается пирит в миоценовых озерно-болотных лигнитовых глинах, слагающих на этих месторождениях карстовое выполнение. Количественным учетом установлено, что на Черемшанском месторождении в 1 г породы содержится 100 000 клеток *Thiobacillus thioparus* и 45 000 *Thiobacillus ferrooxidans*. Количество последних на Липовском месторождении достигает 450 000 клеток на 1 г породы.

Наличие тионовых бактерий во много раз увеличивает интенсивность окисления сульфидов и резко понижает кислотность природных вод. Замеры pH и Eh в поровых растворах выветрелых пород на Черемшанском месторождении показали, что величины pH в разложенных кварц-сернистых углистых, пиритизированных сланцах и лигнитовых глинах, обогащенных пиритом, поникаются до 2,4, а значения Eh колеблются от +660 до +693 мВ. Наличие столь кислых природных вод, обусловленных жизнедеятельностью тионовых бактерий, на протяжении всего периода формирования месторождения способствовало интенсивному карстообразованию в контактирующих со сланцами мраморах. Помимо формирования карстовых полостей, вмещающих продукты коры выветривания, кислые воды и резко окислительная обстановка способствовали дополнительному разложению рыхлого карстового выполнения и перераспределению в нем рудных компонентов. Это позволяет считать деятельность тионовых бактерий одним из важных факторов формирования контактово-карстовых рудоносных кор выветривания.

Результаты проведенных исследований показывают, что микроорганизмы широко распространены в корах выветривания ультраосновных пород и наряду с другими факторами активно влияют на процессы корообразования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Биосфера. М.: Мысль, 1967.
2. Виноградский С.Н., Виноградская Е.Н. Новые исследования над организмами нитрификации. — В кн.: Микробиология почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
3. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975.
4. Исаченко Б.Л. Микроорганизмы как геологический фактор. Изобр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1951, т. II.
5. Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н. Введение в геологическую микробиологию. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
6. Чухров Ф.В. Коры выветривания как источник материала некоторых осадочных руд. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
7. Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Балашева В.В. Биогенные и abiогенные процессы образования гипергенных окислов железа. — В кн.: Совещание по проблемам гипергенеза (рефераты докладов). М.: ИГЕМ АН СССР, 1973.

УДК 551.311.23(571.5-12)312

Н.М. КУЖЕЛЬНЫЙ, З.В. КУЖЕЛЬНАЯ

### О СОВРЕМЕННОМ СЕРНОКИСЛОТНОМ ВЫВЕТРИВАНИИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На юго-востоке Сибирской платформы в последние годы установлено широкое распространение продуктов современного сернокислотного выветривания. Они наблюдались нами в среднем течении рек Большой Тайменды и Амги, по рекам Жуе и Алдану, в нижнем течении р. Чульман и в других местах. Сернокислотному выветриванию подвергаются содержащие сульфиды архейские гранитоиды, филиптовидные сланцы патомской серии верхнего протерозоя, карбонатные породы кембрия и терригенные отложения нижней юры. Особенно интенсивно выветриваются сланцы, которые дезинтегрируются, расщепляются на тонкие листочки и пропитываются инфильтрационными продуктами выветривания. Все разновидности пород обогащены пиритом, который равномерно распределен по всей массе или концентрируется в прожилках и желваках.

Продукты сернокислотного выветривания — сульфаты алюминия, железа, магния, кальция; квасцы натрия и калия, а также карбонаты и фосфаты наблюдаются в скальных обнажениях в виде корок, сплошных масс, прожилков, гнезд, друзовидных налетов, напоминающих иней. В сланцах сульфаты глубоко проникают в породу вдоль сланцеватости и по трещинам. Мощность прожилков и прослойков до 2 см, толщина корок до 10 см, площади, покрытые сплошь сульфатами, до 1,5 м<sup>2</sup>. Протяженность обнажений с сульфатами до 20–22 км.

Среди сульфатов установлены галотрихит, славикит, гипс, алюминит, эпсомит, мелантерит, фиброперрит, алу ноген; среди квасцов —

мендоцит, калиевые квасцы. Встречаются также фосфаты, аллофан, кальцит и гидроокислы железа. Наиболее распространены галотрихит, славикит, гипс, мендоцит, алуноген, аллофан. Остальные минералы, определенные термическим и рентгеноструктурным методами исследований, присутствуют в незначительном количестве.

Галотрихит образует почковидные стяжения снежно-белого, кремового или буроватого цвета, состоящие из мелких асбестовидных иголочек с шелковистым блеском. Под микроскопом это бесцветные иголочки с показателями преломления:  $Ng = 1,483$ ,  $Np = 1,475$ ,  $Ng-Np = 0,008$ , с углом угасания  $30\text{--}32^\circ$ , положительным удлинением, малым отрицательным углом оптических осей. Показатель преломления и угол угасания минерала зависят от количества содержащихся в нем молекул воды. Приведенные данные соответствуют содержанию 21 молекулы воды. Химический состав минерала (в вес. %):  $Al_2O_3$  22,59;  $SiO_2$  десятые доли;  $TiO_2$  0,07;  $MgO$  9,52;  $MnO$  0,36;  $CaO$  0,56;  $Fe_2O_3$  39,9; п.п.п. 27,00.

Славикит выполняет трещины в виде плотной тонкочешуйчатой массы яблочно-зеленого цвета, образует налеты на почковидных скоплениях галотрихита. Минерал оптически одноосный, отрицательный, показатели преломления:  $Ng = 1,535$ ,  $Np = 1,505$ ,  $Ng-Np = 0,030$ . На термограмме славикита отмечаются три эндотермических эффекта: 140, 510 и  $820^\circ C$ .

Гипс встречается в виде налетов и корочек, а также в кварцево-кальцитовых прожилках, содержащих крупные кристаллы пирита. Он в свою очередь нередко покрыт белыми и зеленоватыми налетами галотрихита и славикита.

Мендоцит представлен мелкими прозрачными кристаллами размером до 1 мм, которые часто обрастают каемкой галотрихита. Показатели преломления:  $Ng = 1,466$ ,  $Np = 1,452$ ,  $Ng-Np = 0,014$ , минерал двусочный, с малым отрицательным углом оптических осей. Для него характерны сложные кривые нагревания с шестью эндотермическими эффектами при 110, 140, 390, 430, 895,  $940^\circ C$ .

Алуноген по внешнему облику и форме выделения очень напоминает галотрихит. Отличить его можно лишь по отрицательной микрореакции на железо. Показатели преломления:  $Ng = 1,485$ ,  $Np = 1,475$ .

Сульфаты хорошо растворяются в воде при комнатной температуре, на вкус сильнокислые, вяжущие, при высыхании раствора осаждаются в виде дендритов. Оптические данные при этом не изменяются.

Аллофан встречается в виде тонких натечных корочек по трещинам в сланцах и карбонатах. Он белый или буровато-желтый, оптически изотропный. Показатель преломления минерала белого цвета:  $n = 1,486$ , буровато-желтого — 1,500.

Водные сульфаты при современном сернокислотном выветривании образуются в результате окисления пирита, содержащегося в породах, атмосферными кислородсодержащими водами. При этом воды становятся сильнокислыми, в них резко возрастает содержание

сульфат-иона. Воздействуя на породы, они обогащаются алюминием, железом, магнием, щелочами. В местах выхода их на поверхность осаждаются сульфаты, квасцы и другие легкорастворимые соединения. Наиболее интенсивно формирование сульфатов в течение летнего периода, который характеризуется значительным количеством осадков. По р. Большая Таймендра наблюдалось, как за один летний сезон листья и хвоя, находящиеся у подножья обнажений, покрывались налетами сульфатов толщиной 1,5–2 см. Во время дождей на открытых местах сульфаты размокали, превращались в полужидкую массу, медленно стекающую вниз по склону. При высыхании эта масса вновь затвердевала, т.е. скорость растворения сульфатов отстает от скорости осаждения, и происходит накопление их даже в неблагоприятных климатических условиях Сибири.

В более благоприятной климатической обстановке, при наличии определенных условий, например замкнутых бассейнов, где возможны нейтрализация кислых вод и переход соединений алюминия в нерастворимое состояние, сернокислотное выветривание, по-видимому, может играть определенную роль в образовании бокситов. По нашему мнению, подобным путем сформировалось Бирелейское проявление бокситов в Западном Прибайкалье. Здесь бокситы приурочены к карстовой воронке диаметром 20–120 м и глубиной 5–10 м среди доломитов и известковистых доломитов литвинцевской свиты нижнего–среднего кембрия [1]. Бокситы в виде линзы мощностью до 0,6 м залегают на выветрелых карбонатных породах на глубине 1,6–3,0 м от поверхности и перекрыты пестрой каолинитовой глиной и четвертичными отложениями. Бокситы белой окраски сложены тончайшими табличками гиббита длиной до 0,08 мм и аморфными его разностями. В виде примеси присутствуют обломки зерен кварца, гетит, каолинит, галлуазит, гидрослюдя. Структура породы афантовая или пелитоморфная, текстура массивная. Бокситы характеризуются высоким содержанием глиноэзema (56–62%), низким – кремнезема (3,7–7%), очень низким – окиси железа (0,3–0,5%), двуокиси титана (0,04–0,06%), иногда повышенным количеством сульфата – до 1,36% [1]. Отмеченные особенности бокситов Бирелейского проявления позволяют предполагать их образование путем нейтрализации сернокислых вод, содержащих алюминий, в карстовых воронках.

Сернокислотное выветривание играет значительную роль при формировании инфильтрационных месторождений и проявлений бурых железняков, иногда содержащих повышенное количество марганца и алюминия. Наблюдались бурые железняки, приуроченные к контакту нижнеюрских терригенных отложений и кембрийских карбонатных пород. Они образовались в результате нейтрализации сернокислых вод, обогащенных железом, при окислении пирита нижнеюрских пород на контакте с карбонатными породами. Бурые железняки сложены гетитом, гидрогетитом. Текстура их массивная и оолитовая. Наблюдаются постепенные переходы от доломитов к бурым железнякам с текстурой доломитов. Они содержат (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  29,7;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 14,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 53,13;  $\text{MnO}$  до 11,0.

Современное сернокислотное выветривание вызывает также деградацию более зрелых элювиальных продуктов в результате выноса  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$  и накопления кремнезема. Подобные факты наблюдались нами в ряде пунктов на Алданском щите.

Таким образом, современное сернокислотное выветривание на юго-востоке Сибирской платформы развито широко. В зависимости от конкретной геологической обстановки оно, по-видимому, может привести как к образованию залежей бокситов, бурых железняков и других полезных ископаемых, так и к их разрушению.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Колесников В.Л., Мазилов В.Н. Бирелейское проявление белых бокситов в Западном Прибайкалье. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.

УДК 551.311.23(571.5-12)

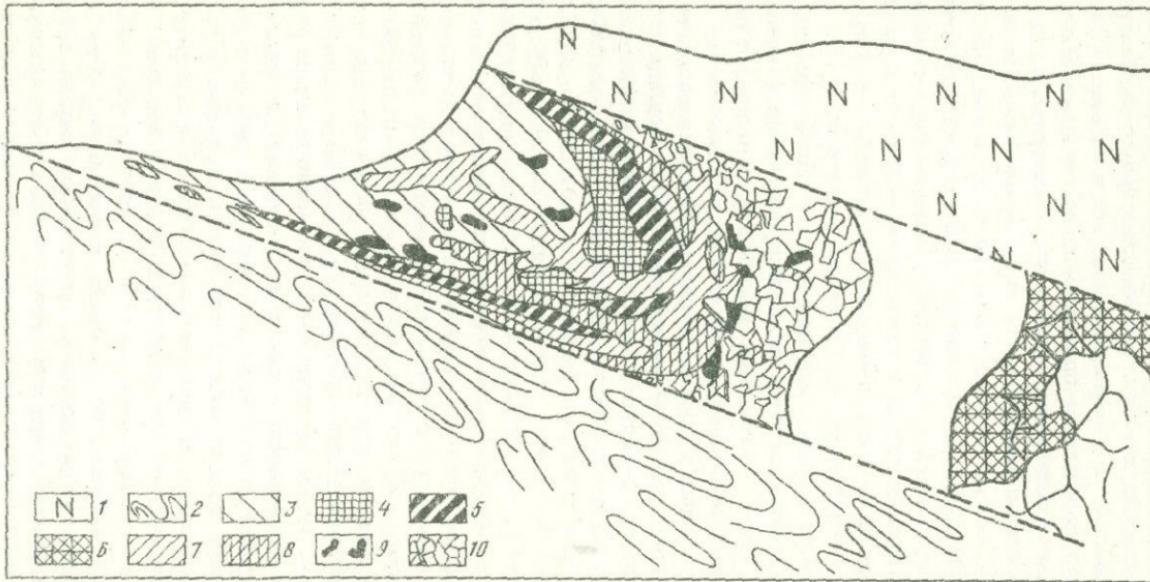
В.Ю. ЗАПРОМЕТОВ, О.Д. ЩЕВЧЕНКО, Л.Д. ШПОРА

## ЗОНАЛЬНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Древние, рифей-нижнепалеозойские формации Центральных Кызылкумов за свою историю неоднократно испытывали воздействие процессов корообразования, из которых наиболее заметным был мезозойский этап. За время его проявления на участках распространения сульфидсодержащих пород были сформированы рудоносные (в основном меденосные) коры выветривания полного профиля с образованием зон вторичного сульфидного обогащения. В дальнейшем, в неоген-четвертичное время, эти образования в пределах поднятий подверглись новому этапу выветривания уже в аридных условиях. В отличие от мезозойских, довольно широко развитых по площади, проявления молодых кор распространены ограниченно — практически только по фрагментам разрушенных мезозойских кор и в основном приурочены к тектоническим зонам дробления, т.е. к тем участкам, где мезозойское корообразование проникало на наибольшую глубину.

Молодые коры по своей морфологии линейные (трещинные), они возникают в результате сернокислотного выветривания. Они развиваются главным образом по зонам довольно пологих (до  $30^\circ$ ) разломов надвигового типа. Лежачий бок разломов обычно представлен кремнистыми, кварц-серicitовыми и другими сланцами, довольно сильно измененными как метаморфогенными, так и гипергенными процессами и смятыми в складки вплоть до возникновения изоклинальной складчатости. Висячий бок в большинстве случаев сложен толщей массивных темно-серых силикатов (см. фигуру).

Мощность зон дробления достигает первых десятков метров. В них неоднократно проявлялись процессы выветривания, однако в



Схематический разрез рудоносной трещинной коры выветривания

1 - силициты; 2 - сланцы; 3 - подзона гидроокислов железа; 4 - подзона алунитов; 5 - подзона окисленных медных руд; 6 - возможная зона вторичного сульфидного обогащения; 7 - подзона кремнезема; 8 - подзона карбонатов; 9 - гидроокислы марганца; 10 - зоны дробления

настоящее время здесь всецело доминируют продукты молодого выветривания, развивающиеся по более древним сульфидам. От предыдущих этапов гипергенного изменения остаются реликты их минералообразования. Последние затушевывают молодую зональность, создают в ней некоторую мозаичность.

Изучение трещинных кор в современной структуре Центральных Кызылкумов показало, что они зональны, но зональность в результате полигенности сложная, неправильная, изменчивая. Тем не менее в целом зоны молодых трещинных кор выветривания в современной структуре вырисовываются в виде сфероидальных тел, направленных своей выпуклостью по падению тектонической зоны (см. фигуру). В разрезе минералого-геохимические зоны грубо имеют форму полумесяцев и, вероятно, морфологически и в какой-то степени генетически схожи с "роллами", возникающими при пластовом окислении и установленными исследователями некоторых редкометальных месторождений. Подобная морфология этой зональности, по-видимому, возникает в результате неодновременности проявления на разных участках процессов окисления и минерального новообразования, более интенсивно протекающих в центральной части зоны дробления и несколько отстающих по ее периферии. Самостоятельно выделяются лишь основные минералого-геохимические "ролловые" зоны: окисления, промежуточная и вторичного сульфидного обогащения. Более редко встречаемые минералы распространены в виде мозаичных проявлений, несколько нарушающих общую зональность.

Зона окисления. Подзона гидроокислов железа. Это самый верхний член "ролловой" зональности. Минеральный состав подзоны сведен с составом древних железных шляп мезозойских кор, отличаясь лишь степенью измененности, кавернозностью и др. Основным объективным отличием между ними является различие в направлениях векторов остаточной намагниченности, устанавливаемое палеомагнитными исследованиями. Кстати, этот метод в общем следовало бы применять гораздо шире для установления возраста и корреляции различных гипергенных образований, в том числе и кор выветривания. Подзона сложена в основном гетитом и гидрогетитом, иногда с гнездами и линзами гидроокислов марганца. Вблизи непосредственного контакта с породами висячего бока в подзоне часто наблюдаются проявления более молодых карбонатных новообразований, обычно в виде жилок, субпараллельных контакту. Карбонатные образования встречаются и в низах подзоны, особенно во фронтальной ее части. Здесь карбонаты представлены более мощными (до 20 см) жилами и гнездами кальцита и иногда доломита. Чаще всего эти образования ожелезнены, иногда доломиты слагают очень крупные кристаллы голубовато-серого цвета. Вторичный характер имеют и присутствующие здесь гнезда и жилки (до 5-10 см) серого кремнистого материала. Кроме упомянутых выше минералов, в гораздо меньшем количестве встречаются аулунит, заполняющий небольшие пустоты, и малахит в виде редких мелких пленок и примазок.

Подзона алюнитов. Алюнит превалирует над всеми гипергенными минералами, образуя среди обломков полигенной брекции небольшие тела в основном неправильной конфигурации мощностью до первых десятков сантиметров и протяженностью до первых метров. Если в подзоне гидроокислов железа он более поздний по отношению к вмещающим образованиям, то в рассматриваемой подзоне из продуктов сернокислотного выветривания он наиболее ранний, а присутствующие здесь проявления карбонатов и минералы кремнезема в виде разнообразных жил секут основные тела алюнита. На границе описываемой подзоны с вышележащей, видимо, существовал геохимический барьер, в результате чего вдоль нее довольно заметно проявились процессы кремне- и карбонатообразования. Такое же явление, правда, более ярко выраженное относительно кремнезема, наблюдается в нижней части подзоны алюнитизации, по границе ее с нижележащей подзоной окисленных медных руд. Не ясно положение присутствующих здесь в небольшом количестве ярозитов, главным образом в связи с трудностями макроскопического их определения, ожелезнением участков их распространения, а также весьма малыми размерами проявлений.

Подзона окисленных медных руд. Медьсодержащие минералы представлены в основном малахитом, изредка встречается атакамит, в единичных случаях — мелкие выделения куприта (Бельтай). В верхней части подзоны, в ассоциации с гипсом, иногда наблюдаются вкрапления халькантита. Как гипс, так и халькантит являются более поздними по отношению к малахиту. Иногда встречаются здесь и в более верхних частях разреза незначительные проявления ковеллина в виде тонких пленочек, вероятно, представляющего собой реликты мезозойских зон цементации. Мощность этой подзоны невелика (обычно до 10 м).

Подзона кремнезема. Кремнистый материал образует гнезда, корки, линзы и линзовидные прослои среди обломков вмещающих пород, а иногда и дископодобные желваки (диаметром до 40 см) со ступенчатой поверхностью сферы, несущие явные следы натечно-го колломорфного образования. В основном развит халцедон, изредка встречается опал, на отдельных участках эти минералы переходят в кварц. Иногда желваки кремней, сложенные главным образом халцедоном, находятся в пустотах, возникших за счет выщелачивания. В таких случаях они с поверхности покрыты белым налетом глинистых минералов. Из других гипергенных минералов в этой подзоне присутствуют лишь карбонатные образования, в основном кальцит. Они слагают более молодые маломощные (сантиметры) прожилки и гнезда, имеющие явно секущий характер.

Подзона карбонатов. Относительно выше рассмотренных подзон это самое нижнее и самое молодое образование. Представлена подзона жилами, линзами и гнездами (до 0,3 м) кальцита, реже доломита. Карбонаты окрашены преимущественно в серые тона, они землистые, мелкокристаллические. Иногда в трещинах встречается черный крупнокристаллический доломит с кристаллами мак-

роскопически округлых очертаний, в результате чего порода приобретает оолитоподобное строение. В этой подзоне присутствуют небольшие примазки и вкрапления гидроокислов марганца, по-видимому, мигрировавших из подзоны гидроокислов железа благодаря их большей растворимости. Мигрируя по профилю трещинной коры выветривания, вероятно, только в рассматриваемой подзоне марганец находил условия, наиболее благоприятные для осаждения, сходные по параметрам с условиями осаждения карбонатов. Встречаются небольшие прожилки и стяжения кремнистого материала.

Промежуточная зона. Эта зона переходная между зоной окисления и возможной зоной цементации (вторичного сульфидного обогащения). Она представляет собой зону дробленых пород с вторичной минерализацией, представленной лишь небольшими проявлениями (корочки, жилки, стяжения) карбонатного и кремнистого материала. Кроме этого, здесь встречаются гипс, налеты и корочки совсем поздних гидроокислов железа. Присутствие последних, правда, в неодинаковой мере, отмечается по всему профилю трещинных кор, так же как и во вмещающих их породах. Протяженность промежуточной зоны по падению, вероятно, может составлять десятки или даже первые сотни метров.

Зона вторичного сульфидного обогащения (цементации). Эта зона выделяется гипотетически, на основании того, что некоторые мигрирующие элементы (медь, цинк и др.) достигают в растворах, опускающихся вниз, основного геохимического барьера. Этот барьер должен возникать вблизи уровня подземных вод, где преимущественно окислительные условия коры выветривания меняются на восстановительные, в связи с чем мигрирующие из коры элементы могут здесь осаждаться в основном в виде сульфидов.

В результате анализа зональности трещинных кор выветривания выявлено поступательно направленное во времени и пространстве (по падению тектонической зоны) развитие "ролловых" минералого-геохимических зон, причем каждая следующая во времени стадия минералообразования, создавая зону основного проявления, одновременно накладывается на образования уже сформированных зон.

Для вторичных глинистых минералов в трещинных корах выветривания намечается лишь грубая зональность. Вероятно, это в какой-то мере обусловлено присутствием среди них реликтов продуктов мезозойской эпохи корообразования. В целом для подзоны гидроокислов железа характерно присутствие гидрослюд ( $\Gamma$ ), каолинита ( $K$ ), редко встречаются хлорит, галлуазит, нонtronит. В верхней части подзоны отношение  $\Gamma:K = 9:1$ , ниже появляется немного монтмориллонита ( $M$ ), соотношение  $\Gamma:K:M = 71:28:1$ . В средней части общего профиля трещинных кор выветривания (подзоны альбита и окисленных медных руд), видимо, в результате более интенсивного проявления здесь сернокислотного выветривания несколько увеличивается роль каолинита ( $K:\Gamma = 4:1$ ). Ниже по профилю опять начинают несколько преобладать гидрослюды ( $\Gamma:K = 56:44$ ), редко встречается хлорит.

Необходимо отметить, что молодой, неоген-четвертичный каолинит, в отличие от более древнего, мезозойского, обладает упорядоченной структурой, что является еще одним отличительным признаком при разграничении разновозрастных гипергенных образований рассматриваемого региона.

УДК 551.311.23(470.22)

А.С. КОРЯКИН, В.Т. САФРОНОВ

## К ВОПРОСУ О ПРОТЕРОЗОЙСКОМ ВЫВЕТРИВАНИИ В КАРЕЛИИ

Среди метаморфических комплексов протерозоя Карелии выявлены образования, совокупность геолого-морфологических, текстурно-структурных, минералого-петрографических и геохимических признаков которых позволяет отнести их к первично-элювиальным покровам предъятульского и ятульского возраста.

Четкая геологическая позиция кварц-серицитового и серицит-хлоритового горизонтов, определяемая неизменной их приуроченностью к контакту нижележащих гранитов, диабазов, конгломератов и перекрывающих метаосадков ятулия, опровергает утверждения о том, что кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы будто бы представляют собой зоны смятия, проходящие через различные породы. Большое число выходов упомянутых сланцев в Карелии и сопредельных областях скорее указывает на региональный, площадной их характер, чем на узколокальный, тектонический.

Наблюдаемые в изучавшихся разрезах гранитные брекчии по общему строению, по характеру смещения гранитных отторженцев и изменению их формы, по структурно-минеральным превращениям в обломках и цементирующей массе обладают типичными чертами делявиально-элювиальных брекчий. Элювиальная природа изучавшихся брекчий подтверждается, кроме того, неровной, ложбинообразной поверхностью нижележащих гранитов. Об элювиальном характере до-ятульских профилей свидетельствуют также явления прогрессирующего разрушения пегматитовых, аplitовых и кварцевых прожилков в пределах гранито-брекчий и кварц-серицитового слоя, тогда как в исходном граните они совершенно не нарушены. В этом смысле интересно постепенное исчезновение гранитной гальки по мере развития на конгломератах слоя кварц-серицитовых сланцев.

Последовательные минеральные и текстурно-структурные преобразования материнского гранита в доятульских разрезах происходят по той же схеме, что и в постпротерозойских корах. Например, серицитизация плагиоклаза в метаморфических профилях сходна с замещением полевых шпатов мусковитом, серицитом, гидрослюдой и каолинитом в неизмененных корах выветривания гранитоидов. Преобразование биотита в хлорит, замещаемый в свою очередь кар-

Первичный минеральный состав доятулийских и ятулийских кор  
О.М. Розена [5])

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минеральный состав исходных пород	Кора выветривания на основных породах			
		Маккон-сари	Сондальы	Огму-сари	Геген-сари
Обломочный	Кварц	-	19,85	13,35	45,10
	Плагиоклаз	2,05	1,97	1,39	2,06
	Ортоклаз	7,40	21,88	-	8,67
	Сумма	9,45	43,70	14,74	55,83
Глинистый	Гидрослюдя	51,63	47,89	34,28	41,86
	Серпентин	16,28	2,06	11,81	-
	Хлорит	-	-	11,57	-
	Сумма	67,91	49,95	57,66	41,86
Железистый	Гетит	9,32	3,95	7,75	-
Карбонатный	Кальцит	-	-	-	0,11
	Доломит	1,43	1,18	17,49	0,82
	Анкерит	-	-	-	-
	Магнезит	8,87	-	-	-
	Сумма	10,30	1,18	17,49	0,93
Прочие минералы (Ti, P, Mn и др.)		3,02	1,15	2,36	1,38

Нормативные исходные породы: для коры выветривания основных пород: Маккон-сари – гетит–карбонат–хлорит–глинистый материал; Сондальы – песчано–глинистый материал с гетитом; Огму-сари – карбонат–хлорит–гидрослюдистый материал с кварцем и гетитом; для коры выветривания гранитов: Геген-сари, Лехта-сари, Ахвен-ламби – гидрослюдисто–песчанистый матери-

аломат, эпидотом, сфеном, серицитом, мусковитом и кварцем (часто с сагенитом и гидроокислами железа), происходит в метаморфических профилях в том же направлении, что и в молодых корах. Наблюдаемые в доятулийских разрезах коррозия и постепенный распад кварцевых зерен исходного гранита в серицитовой массе тождественны разъеданию кварца глинистыми минералами в постпротерозойских корах.

Постепенный переход гранитов и гранитных конгломератов в кварц–серицитовые, а диабазов и пикритов в серицит–хлоритовые и тальк–карбонат–хлоритовые сланцы сопровождается сменой их начальной массивной текстуры: сначала на сланцеватую, а затем на типично сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен (профили на гранитах и конгломератах) оказываются развернутыми по сланцеватости, а кварцевые миндалины (профиль на диабазах) – сплющен-

выветривания Центральной Карелии (пересчитано в вес. % по методу

Кора выветривания на гранитах		Кора выветривания на полимиктовых конгломератах					
Лехта-сари	Ахвен-ламби	цемент			галька		
		Падун	Каннус-ниеми	Карельская Масельга	Падун	Каннус-ниеми	
34,14	31,97	46,10	24,38	27,30	24,66	45,39	
2,11	8,59	1,16	1,91	2,26	2,13	2,02	
14,58	14,37	15,22	19,49	-	16,05	15,79	
50,83	54,93	62,48	45,78	29,56	42,84	63,20	
42,80	35,43	31,45	31,45	44,87	9,19	31,17	
2,21	4,36	-	1,44	-	2,24	-	
-	-	-	-	8,59	-	-	
45,01	39,79	31,45	45,98	17,73	50,75	31,17	
1,10	1,82	1,07	2,83	-	1,87	1,59	
-	-	-	-	14,43	-	-	
1,47	1,86	1,01	3,80	31,98	2,97	1,00	
-	-	2,14	-	5,28	-	0,47	
-	-	-	-	-	-	-	
1,47	1,86	3,15	3,80	51,69	2,97	1,47	
1,49	1,60	1,85	1,58	1,02	1,57	2,57	

ал; для коры выветривания конгломератов – цемент: Падун, Каннус-ниеми – карбонат–гидрослюдисто–песчанистый материал; Карельская Масельга – глинисто–песчанисто–карбонатный материал; галька: Падун – гидрослюдисто–песчанистый материал, Каннус-ниеми – песчанисто–гидрослюдистый материал.

ными. Сланцеватая текстура теперешней кварц–серицитовой породы и линейная ориентировка в ней реликты кварца (как и сланцевый облик серицит–хлоритовой породы) являются, очевидно, результатом уплотнения доятулийского (и ятулийского) пластичного глинистого вещества при последующем региональном метаморфизме. Наличие в одном разрезе сравнительно небольшой мощности (15–20 м) массивного гранита (или диабаза) и постепенно возникающей из него сланцевой кварц–серицитовой (или серицит–хлоритовой) породы указывает на первично–пластичный характер ее неметаморфизованного аналога. О том же свидетельствуют наблюдаемые в кварц–серицитовой породе своеобразные текстуры сдавливания, смятия, скомкивания или, наоборот, размазывания.

В доятулийских разрезах, начиная от материнских гранитов и до непосредственного контакта кварц–серицитовых сланцев с перекры-

вающими их кварцитами, циркон, являясь устойчивым при выветривании и метаморфизме минералом, сохраняет присущую ему призматическую форму. Общее количество  $ZrO_2$  при этом возрастает. Увеличивается содержание  $Zr$  в некоторых разрезах по основным породам.

В кварц-серийтовой породе электронно-микроскопическими исследованиями обнаружены реликты кристаллов каолинита. Присутствие каолинита подтверждается и рентгеноструктурным анализом. Микроструктурные взаимоотношения между гидрослюдой и каолинитом свидетельствуют о более раннем возрасте каолинита и более позднем — гидрослюды. Это дает основание предполагать, что гидрослюда развивается за счет каолинита. Существование в Финляндии залежей каолина, непосредственно перекрытых ятулийскими кварцитами, может служить прямым аргументом в пользу первично-элювиального происхождения изучавшихся образований.

Распределение порообразующих химических компонентов по исследованным метаморфизованным профилям кислого и основного ряда соответствует в целом характеру истинного профиля выветривания. В кварц-серийтовой и серийт-хлоритовой породе по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазами наблюдается уменьшение содержания  $Na_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ , иногда  $CaO$  и, наоборот, увеличение  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$ ,  $Ca$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ , воды и отчасти свободного углерода. Количество  $K_2O$ , иногда  $CaO$  и  $MgO$  вверх по профилям возрастает, а не уменьшается. Содержание  $MgO$  и  $CaO$  увеличивается в результате некоторой карбонатности изучавшихся разрезов. Проявление же карбонатности (как и скопления вторичного мелкомозаичного и гребенчатого кварца) можно отнести рассматривать как следствие некоторой засушливости доятулийского климата. Возможность подобного минералообразования для молодых кор выветривания, формирующихся при дефиците влажности, доказана многими исследователями. Гидроокислы железа в кварц-серийтовой и серийт-хлоритовой породе, линзы доломитов и кремней в кровле кварц-серийтового горизонта, трещины усыпания в прослоях кварц-карбонатно-слюдистых сланцев среди перекрывающих кварцитов могут служить дополнительным подтверждением периодического ограничения влажности в ятулийское время.

Ассоциация метаморфических минералов в доятулийских и ятулийских профилях (хлорит, серийт, мусковит, эпидот, сfen, новообразованный кварц) соответствует зеленосланцевому метаморфизму. Очевидно, серийт и хлорит в изучавшихся разрезах представляют собой продукты метаморфизма каолинита и монтмориллонита, возникших при дальнейшем выветривании кислых и основных пород. Калий, обеспечивший в процессе метаморфизма преобразование доятулийского каолинита в серийт, частично, по-видимому, адсорбировался появляющимся каолинитом еще при формировании доятулийского профиля выветривания. Кроме того, каолинит насыщался калием уже после захоронения коры под осадками ятулия, улавливая его из

поверхностных и грунтовых вод, обладавших, вероятно, повышенной щелочностью вследствие некоторой засушливости ятулийского климата.

Непосредственное сопоставление данных химического анализа пород исследовавшихся доятулийских разрезов с химическим составом неизмененных и преобразованных гранитов некоторых постпротерозийских кор выветривания [1-4] выявляет сходство между ними не только в накапливании одних и выносе других элементов: часто даже количественные значения химических порообразующих компонентов, несмотря на огромную возрастную разницу сравниваемых объектов, весьма близки между собой. Обнаружившаяся общность в распределении порообразующих химических компонентов в доятулийских разрезах и профилях достоверных молодых кор выветривания позволяет считать, что изучаемые доятулийские метаморфические образования представляют собой нижние части коры выветривания каолинитового типа, соответствующие (в случае наибольшей их сохранности) зоне неизмененного материнского граната, зоне гидрослюд и нижней части каолинитовой зоны.

Пересчет силикатных анализов изучавшихся метаморфических образований на первичный минеральный состав по методу О.М. Розена [5] позволяет судить о конкретных минералах, формировавшихся в доятулийских и ятулийских профилях выветривания (см. таблицу), и, кроме того, подтверждает вывод о наличии в ятулийских профилях выветривания лишь нижних зон. Это в свою очередь свидетельствует о глубокой эрозии, испытанной предъятулийско-ятулийскими корами перед метаморфизмом.

В процессе среднепротерозойской складчатости возникшие в доятулии на гранитах и конгломератах (а в ятулии – на диабазах) коры выветривания были метаморфизованы. Первичные гидрослюды и каолинит при этом преобразовались в диоктаэдрическую гидрослюду мусковитового типа (полиморфная модификация  $2M_1$ ), а гидробиотит и монтмориллонит – в хлорит.

Высвободившиеся при выветривании силикатов аморфный кремнезем был раскристаллизован, глинистый слой рассланцована (при этом реликты зерен первичного кварца в глинистой массе переориентировались по сланцеватости). Метаморфизм осуществляется изохимически.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бучинская Н.И. О зональности коры выветривания коростенских гранитов. – Геол. журн., 1964, 24, вып. 2.
2. Гинзбург И.И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе. – В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. 2.

3. Кобелев М.В., Сахацкий И.И. О коре выветривания дубовских анатолейских гранитов (северо-восточное Приазовье). — Докл. АН УССР, 1959, № 1.
4. Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газо-нефтяной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967.
5. Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химиэма кристаллических пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, ч. 1.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

К статье С.М. Жмодика, З.В. Малясовой, Н.А. Немировской

Фиг. 1. Характер распределения урана в исходных минералах.

Микрофото (*1* — шлиф, *2* — лавсан). Интегральный поток  $6 \cdot 10^{15}$  н/см<sup>2</sup>

*A* — в биотите, увел. 150; *B* — в магнетите, увел. 150; *B* — в апатите, увел. 300 (шлиф с лавсаном)

Фиг. 2. Характер распределения урана в выветрелых породах. Микрофото (*1* — шлиф, *2* — лавсан). Интегральный поток  $5 \cdot 10^{16}$  н/см<sup>2</sup>

*A* — в пелитизированном полевом шпате и трещинах, заполненных гетитом, увел. 50; *B* — в хлорите и гематите, заместивших биотит и магнетит, увел. 50; *B* — в буром криптозернистом веществе, увел. 300

К статье В.П. Афанасьева, Н.Н. Зинчук, А.Д. Харькива, В.Н. Соколова

Фиг. 2. Электронные микрофотографии каналов и впадин травления на поверхности пиропа (*a*—*i*) и пикроильменита (*ð*, *e*) из коры выветривания кимберлитов

*a* — каналы травления на пиропе, увел. 2500; *b* — клиновидная впадина травления на пиропе, увел. 2500; *c* — кубоид пиропа, увел. 50; *i* — щель травления между блоками мозаики на кубоиде пиропа, увел. 2500; *ð* — коррозия в поясе тройной оси на пикроильмените, увел. 1000; *e* — коррозия в плоскости пинакоида на пикроильмените, увел. 4000

К статье В.А. Лебедева, Б.А. Яцкевича

Фиг. 1. Структуры и текстуры бокситов и исходных пород

*a*—*в* — полосчатые и сланцеватые текстуры: *a* — слабо обожженного известковисто-хлорит-сертилового сланца, *b* — боксита, *в* — аллита с наложенной ритмично-концентрической полосчатостью типа колец Лизеганга; *г* — беспорядочная текстура неравномерно обломочного целиовиально-коллювиального боксита; *д* — невыдержанно-слоистая текстура целиовиально-пролювиального боксита (полированный штупф, умен. 2,5); *е*—*ж* — реликтово-оффитовая структура базальтового литокласта в боксите с бемитизированными лейстами плагиоклаза (*е* — без анализатора, *ж* — николи скрещены); *з* — оффитовая структура слабо обожженного базальта (*е*—*з* — шлифы, увел. 150)

К статье Ф.А. Киреева, О.О. Разумовского, А.Н. Бронникова, С.А. Мелкумяна

Фиг. 4. Формы выделения гиббита в латеритных продуктах выветривания основной породы

*a* — прожилковые выделения гиббита, увел. 80, без анализато-

ра; б - псевдоморфозы гиббсита по первичным минералам материнской породы основного состава, увел. 200, без анализатора

### К статье К.Г. Бородиной

#### Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки

I - шамозит по продуктам выветривания жильных пород, обр. 2, увел. 24000; II - риант: А - обр. 878, увел. 70000, Б - микродифракционная картина с выделенного участка (В); III - еловскит: А - обр. 632, увел. 24000, Б - микродифракционная картина с выделенного участка (В)

### К статье А.П. Афанасьева, А.В. Атаманова

#### Фиг. 2. Разновидности фосфоритов

а - элювиальный; б - брекчийский с обломками элювиальных фосфоритов; в - брекчийский с обломками фенитов и гнейсов

#### Фиг. 4. Основные разновидности франколита; без анализатора

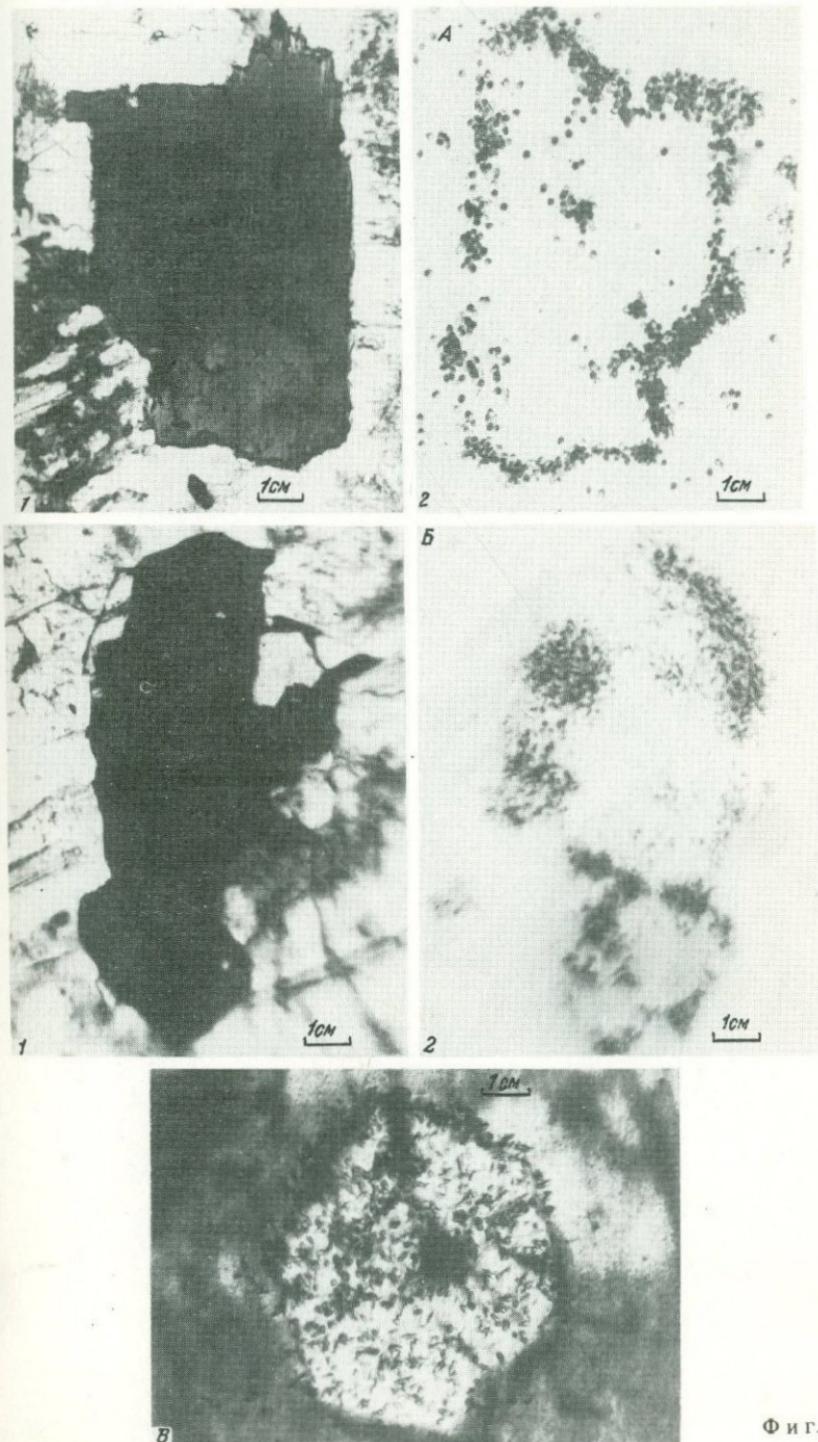
а - оторочки вокруг зерен апатита, увел. 125; б - лучистые агрегаты, увел. 125; в - оолиты, увел. 75; г - инфильтрационный франколит, увел. 30

### К статье А.П. Булгаковой

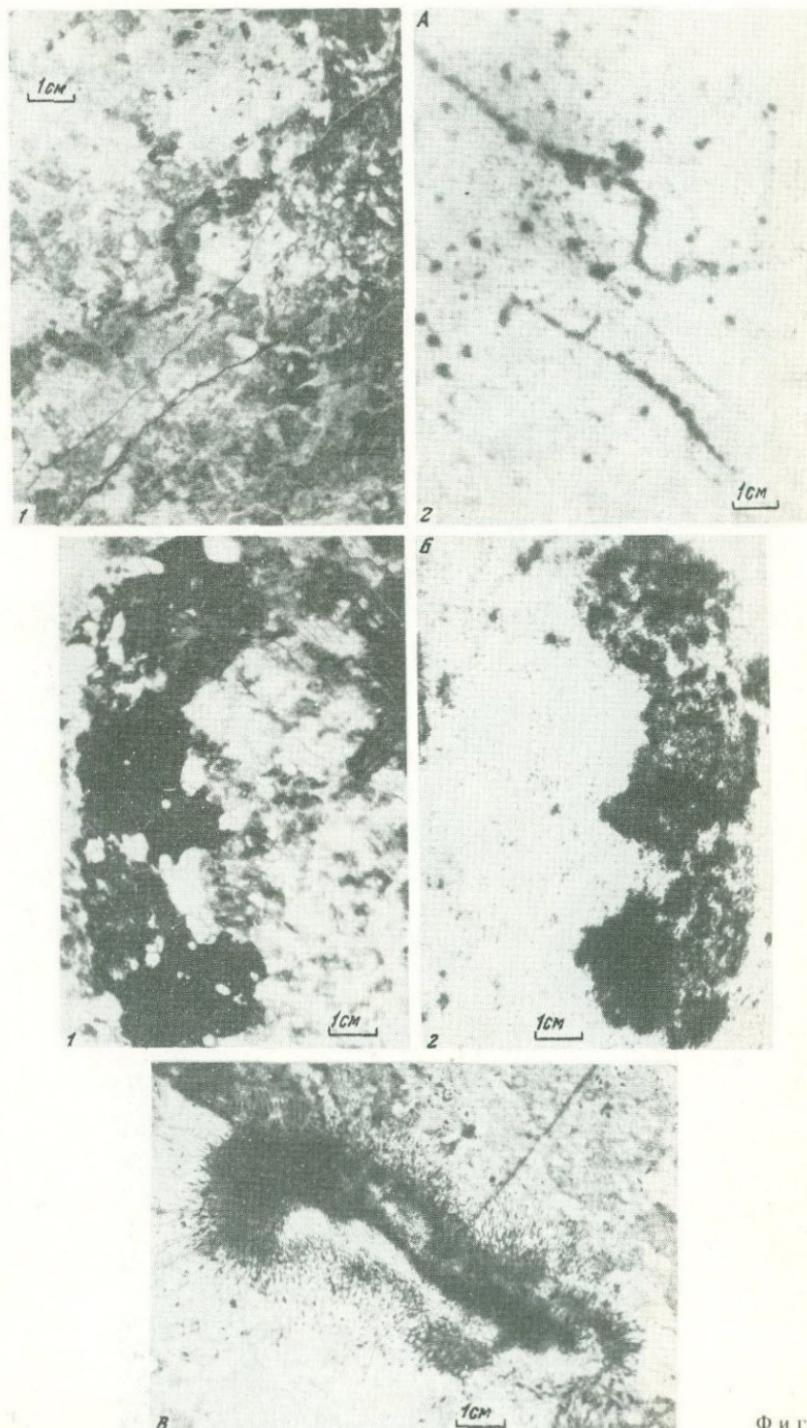
#### Фигура. Сидеритизация окисленных железистых кварцитов

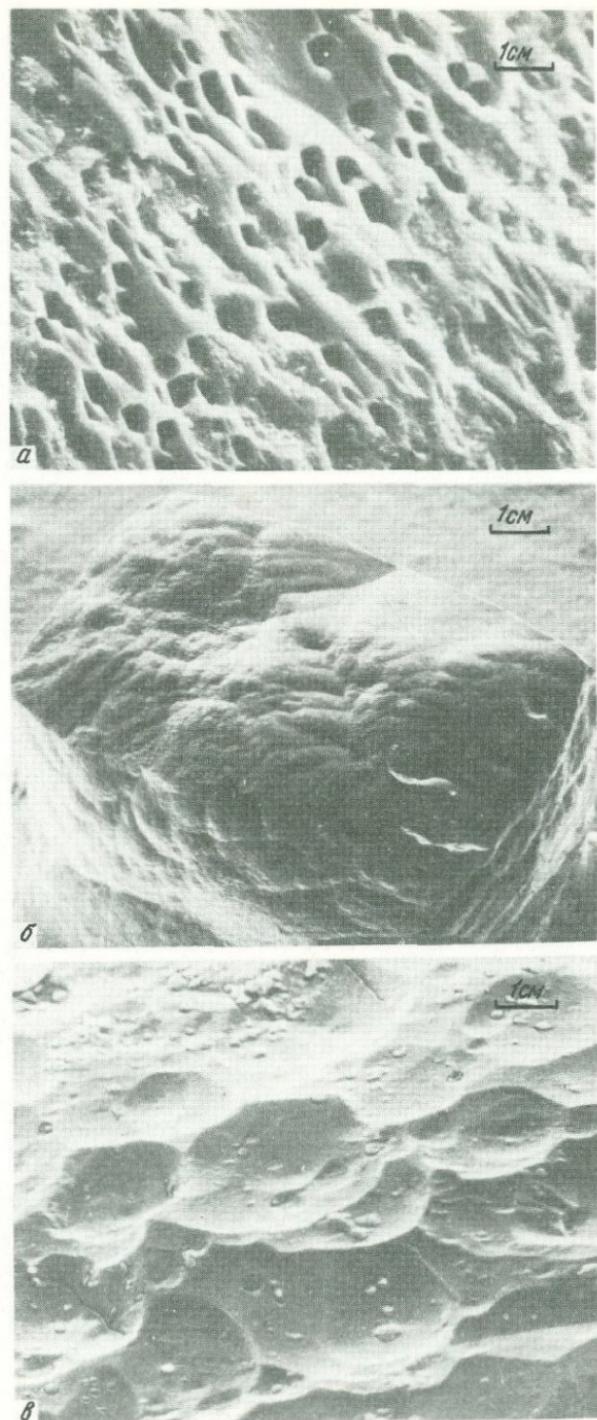
а - сидеритизированный окисленный кварцит, черное - мартит, белое - кварц, темно-серое - сидерит, увел. 41, проходящий свет, без анализатора; б - зерна мартита (оконтурыны белой каймой), почти целиком замещенные сидеритом (темно-серое), в центральной части отдельных зерен - реликты магнетита (светло-серое), увел. 315, отраженный свет; в - рудный прослой слабо окисленного сидеритизированного кварцита, внешняя мартитовая оторочка рудных зерен замещена сидеритом (темно-серое), в центральной части зерен - магнетит (светло-серое), от мартита сохранились наружные грани в виде тонкой каймы (белое), ярко-белое внизу снимка - железная слюдка, увел. 315; отраженный свет; г - сидеритизация по контактовой зоне магнетит - мартит, белое - мартит, серое - реликты магнетита, темно-серое - сидерит, увел. 270, отраженный свет; д - цементация и псевдоморфное замещение мартита, от индивидов которого сохранились грани (белая кайма), сидеритом (темно-серое), в центральной части рудных зерен - магнетит (светло-серое), увел. 315, отраженный свет; е - типичная петельчатая микротекстура нерудного проэлоя в сидерит-мартитовом кварците, белое - кварц, темно-серое - сидерит, черное - мартит, увел. 41, проходящий свет, без анализатора

К ст. С.М. Жмодика, З.В. Малысовой, Н.А. Немировской

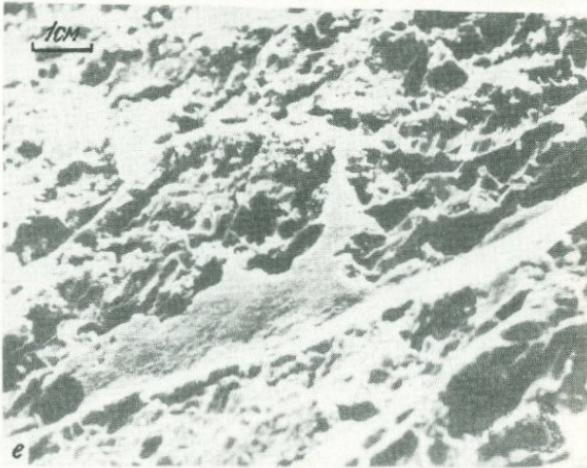
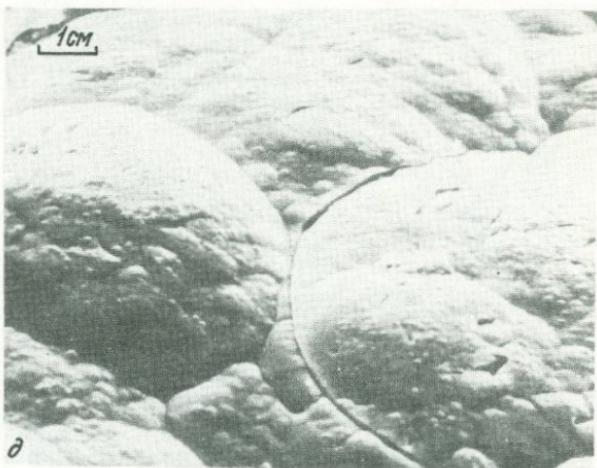
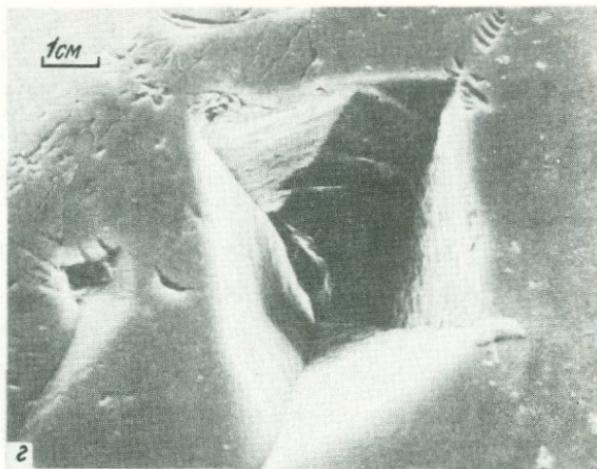


Ф и г. 1



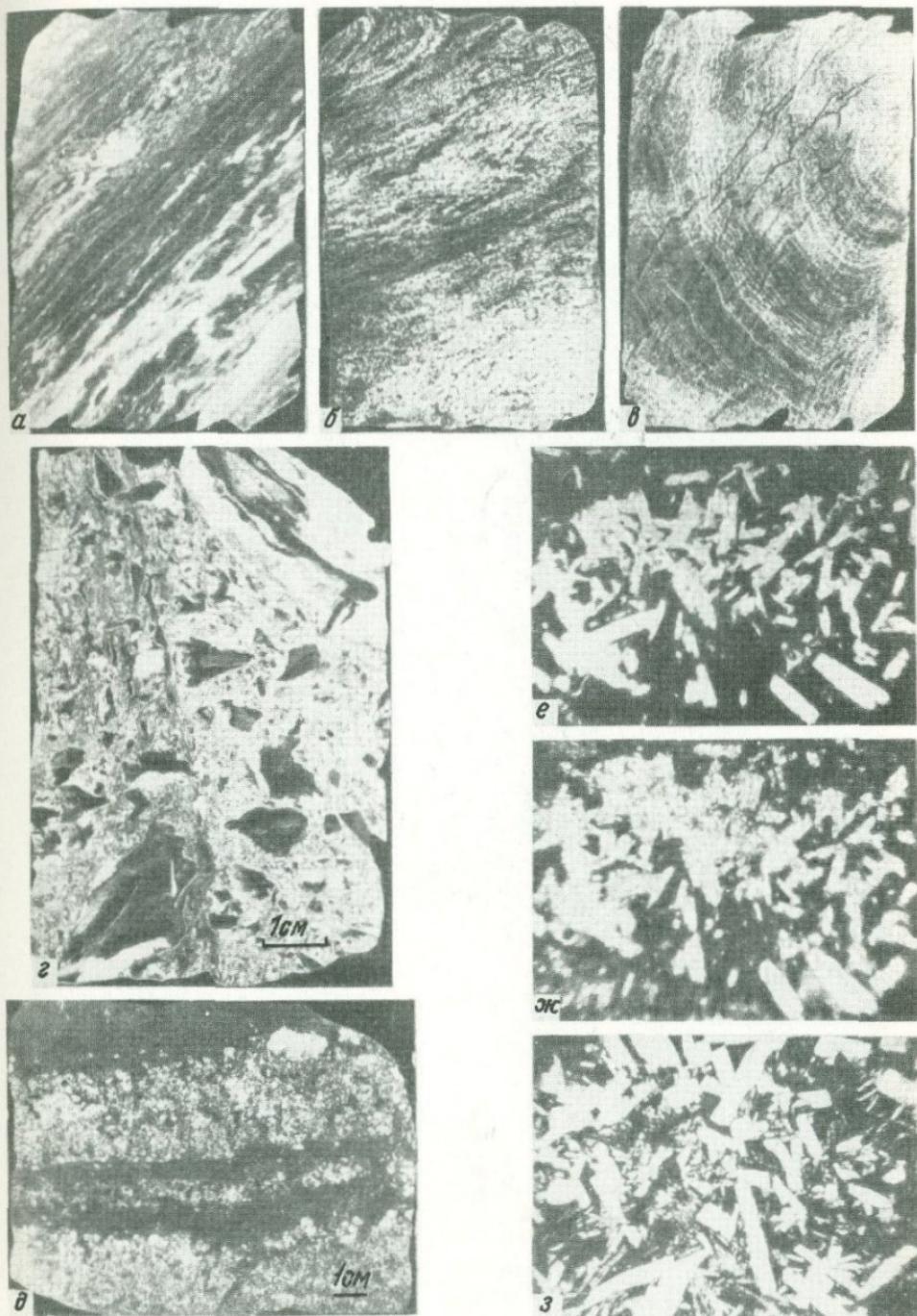


Фиг. 2



Ф и г. 2

К ст. В.А. Лебедева, Б.А. Яцкевича



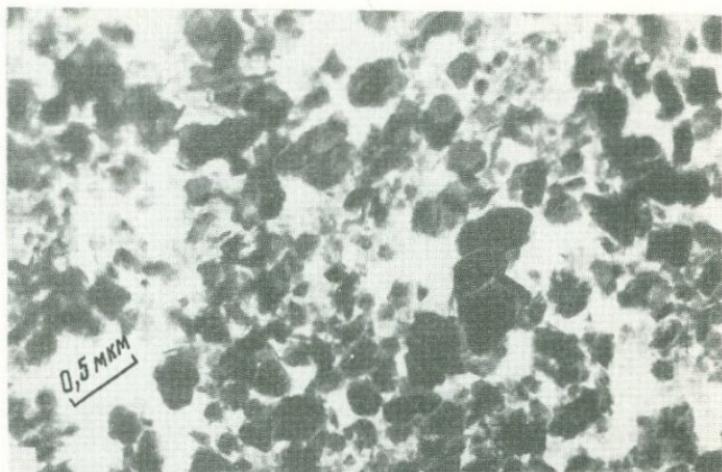
Ф и г. 1

К ст. Ф.А. Киреева, О.О. Разумовского, А.Н. Бронникова, С.А. Мелкумяна

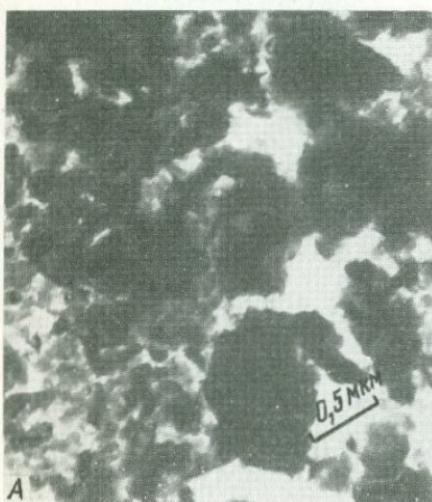
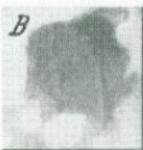
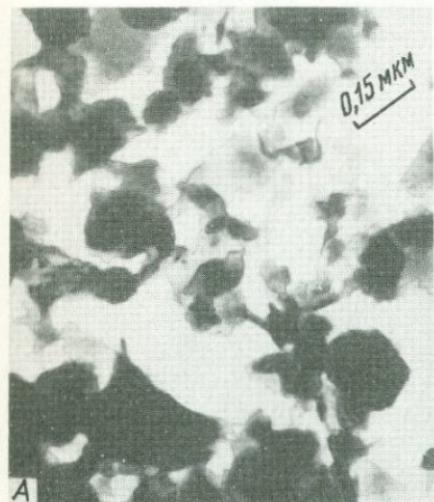


Ф и г. 4

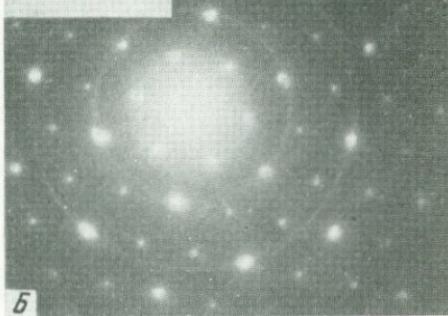
I

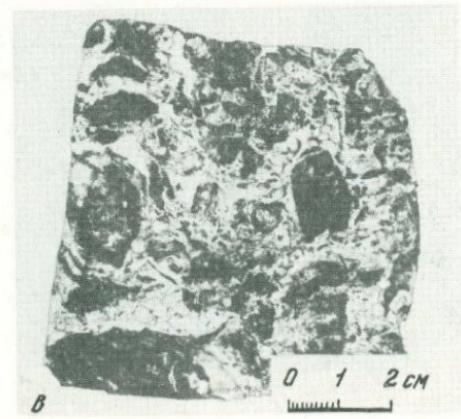
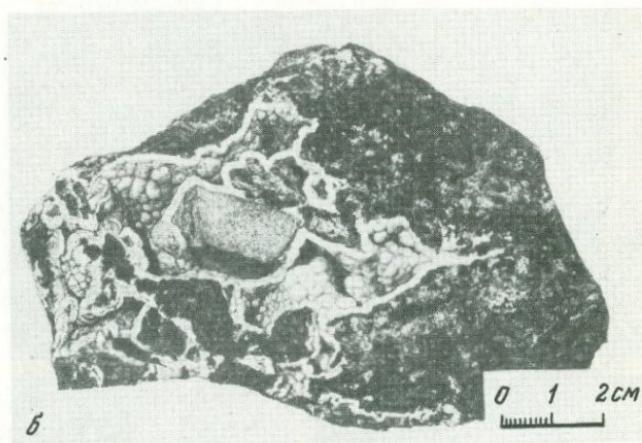
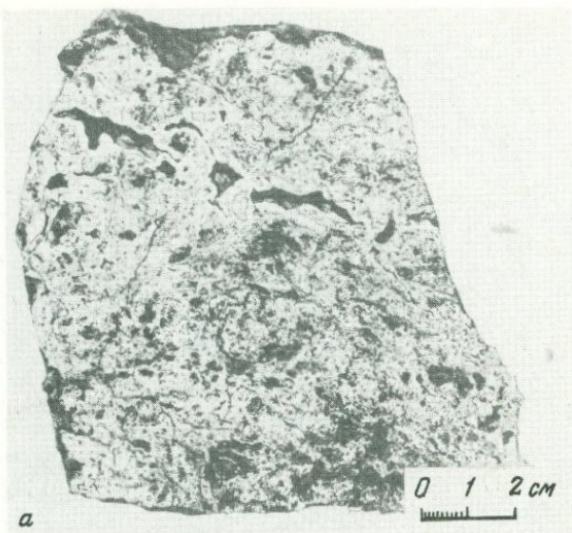


II

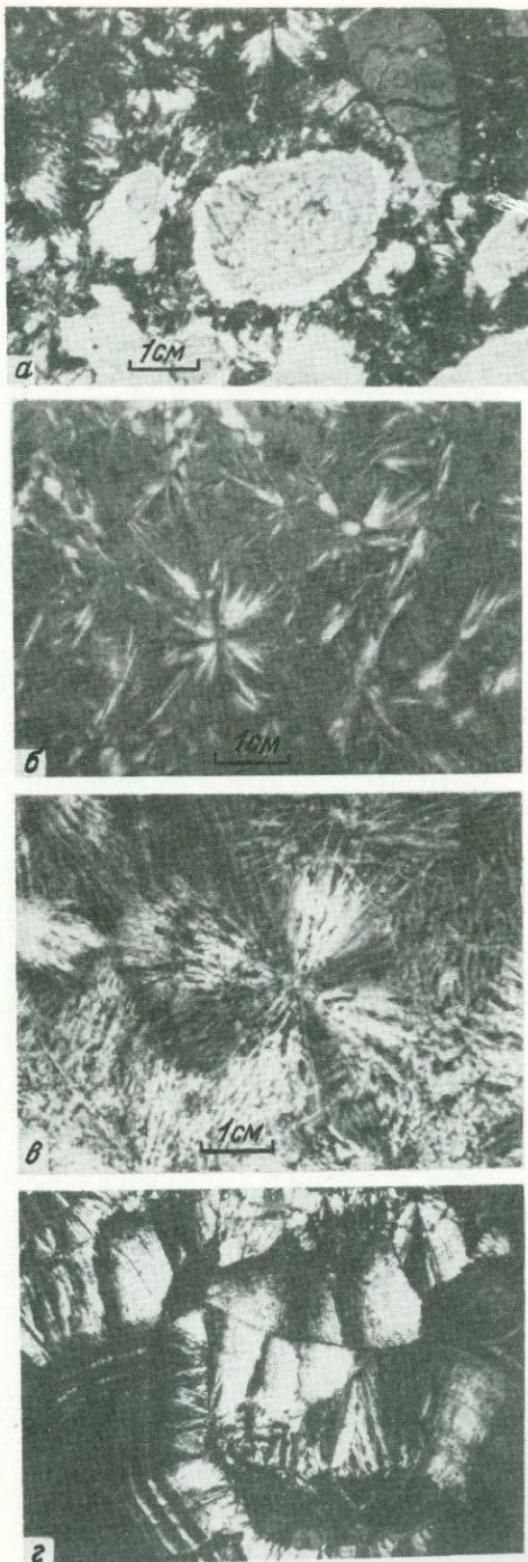


III

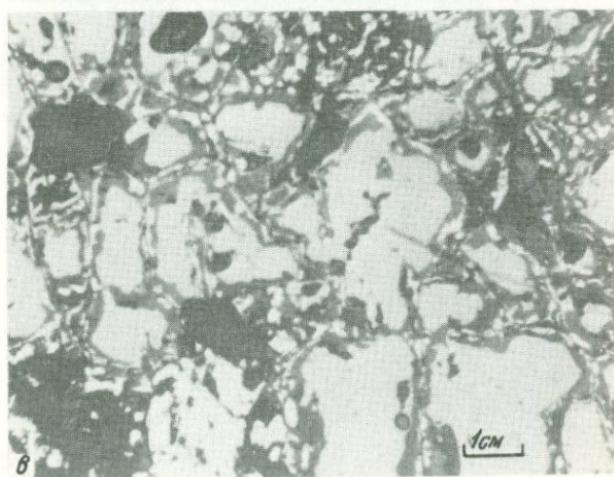
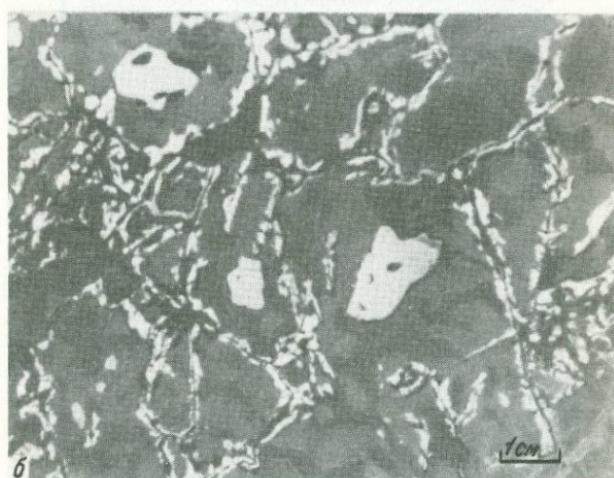
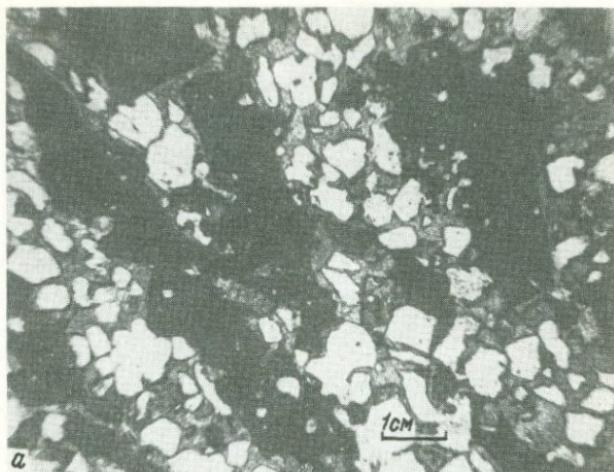


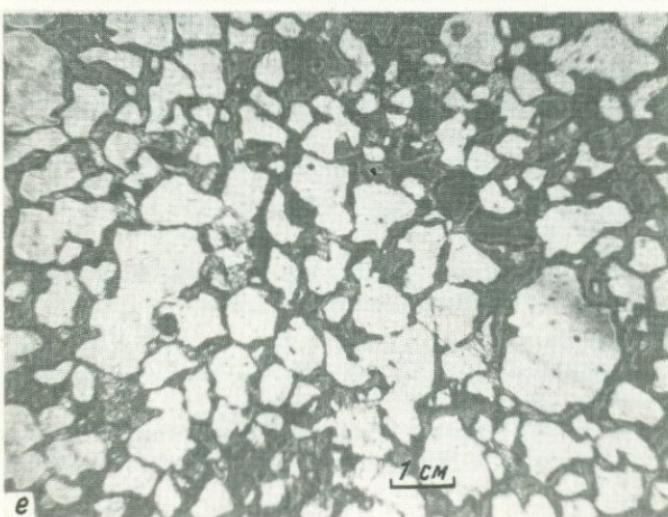
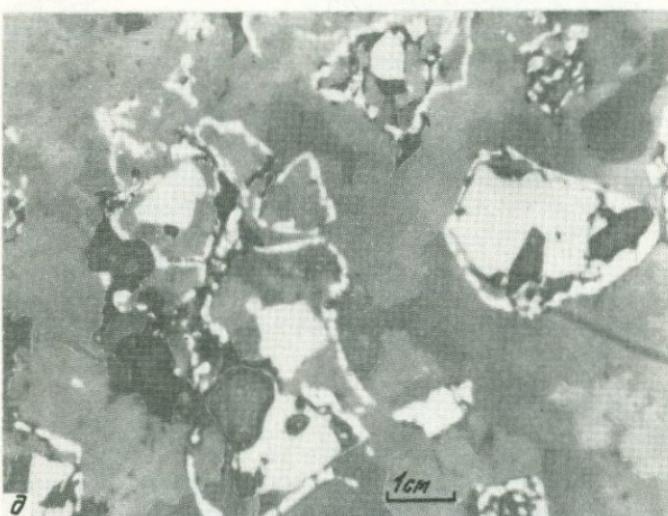
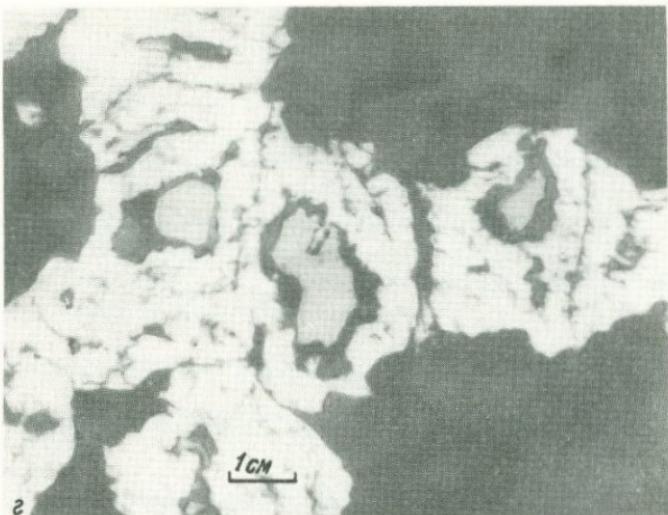


Ф и г. 2



Ф и г. 4





## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ	
Бурков В.В. Некоторые факторы образования месторождений редких элементов в корах выветривания . . . . .	7
Альбов М.Н. Закономерности распределения золота в зоне гипергенеза жильных месторождений . . . . .	15
Григорьев Н.А. Особенности минералообразования при формировании колумбитоносных кор выветривания гранитных пегматитов и пегматоидных гранитов . . . . .	19
Жмодик С.М., Малясова З.В., Немировская Н.А. Характер распределения урана в минералах коры выветривания гранитоидов . . . . .	34
Бурмин Ю.А. Основные условия формирования элювиальных россыпей . . . . .	39
Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород . . . . .	45
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ	
Киселев Л.И., Пономаренко З.К., Кальменева А.Х., Бахтеев Ш.Ж. Палеоландшафтная обстановка формирования меловых латеритных кор выветривания и бокситов в Казахстане . . . . .	55
Родин Р.С. Особенности формирования мезозойско-кайнозойских латеритных кор выветривания Сибирской платформы . . . . .	64
Скловский А.М., Шумов О.В., Мусатов И.Б., Репина М.Н., Косоруков В.Л. Палеоструктурные факторы корообразования и бокситонакопления на Тимане . . . . .	71
Лебедев В.А., Яцкевич Б.А. О генезисе бокситов Среднего Тимана . . . . .	80
Абрамов В.П. Бокситы Восточной Индии . . . . .	87
МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИЛИКАТНОГО НИКЕЛЯ, ФОСФАТОВ И ДРУГИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	
Киреев Ф.А., Разумовский О.О., Бронников А.Н., Мелкумян С.А. Некоторые особенности никеленоносных кор выветривания на ультраосновных массивах Ветреного пояса . . . . .	93
Бородина К.Г. Вторичная минерализация никеленоносных кор выветривания и ее роль в локализации промышленных залежей никелевых руд . . . . .	101

Журавлева Н.А. Формация мезозойской коры выветривания гипербазитов и связанные с ней экзогенные месторождения никель-cobальтовых и железных руд Урала . . . . .	118
Морозова Н.И. Процессы окремнения в корах выветривания гипербазитов и связь с ними некоторых видов полезных ископаемых . . . . .	123
Афанасьев А.П., Атаманов А.В. Минеральный состав и вопросы генезиса фосфоритов формации коры выветривания Ковдорского массива . . . . .	131
Романова Э.Е., Попова М.В. К вопросу о генезисе Телекского месторождения фосфоритов (Красноярский край) . . . . .	141
Булгакова А.П. Эпигенетические изменения окисленных железистых кварцитов на месторождениях КМА . . . . .	151
Кислов Г.И. Закономерности размещения бентонитоносных кор выветривания и критерии их прогноза и поисков . . . . .	158
<b>ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КОРООБРАЗОВАНИЯ</b>	
Савко А.Д. Особенности формирования и сохранности продуктов выветривания в различные эпохи корообразования (на примере Воронежской антеклизы) . . . . .	162
Родин Р.С., Филатов В.Ф. Условия образования и размещения латеритов в тропическом поясе Земли и локализация областей бокситообразования на Сибирской платформе . . . . .	174
Сигов А.П. Коры выветривания, литологические типы осадков и гипергенная металлогения Урала . . . . .	181
Кравченко В.М. Условия образования глубинных зон термального гипергенеза железорудных месторождений Украинского щита . . . . .	188
Бугельский Ю.Ю., Лебедева Е.В., Ляликова Н.Н. Микробиологический фактор выветривания ультрабазитов . . . . .	193
Кужельный Н.М., Кужельная З.В. О современном сернокислотном выветривании на юго-востоке Сибирской платформы . . . . .	197
Запрометов В.Ю., Шевченко О.Д., Шпора Л.Д. Зональность кор выветривания Центральных Кызылкумов . . . . .	200
Корякин А.С., Сафонов В.Т. К вопросу о протерозойском выветривании в Карелии . . . . .	205
Объяснения к фототаблицам . . . . .	211

УДК 553.493:551.311.23

Некоторые факторы образования месторождений редких элементов в корах выветривания. Бурков В.В. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены факторы, определяющие возможность образования месторождений редких элементов при выветривании. Среди них важное значение имеют следующие: связи редкометальных кор выветривания с определенными типами материнских пород и наследование корами их редкометальной специализации; связи месторождений с обогашенными редкими элементами коренными источниками; характер ассоциаций минералов-носителей редких элементов в коренных породах; формы миграции редких элементов при различных режимах pH среды минералообразования, сорбция редких элементов глинистыми и другими минералами коры выветривания; дифференциация редких элементов при выветривании; влияние наложенных процессов. Библ. 19 назв.

УДК 553.411.068.4

Закономерности распределения золота в зоне гипергенеза жильных месторождений. Альбов М.Н. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Установлено, что тонкодисперсное золото, освобождаясь при окислении сульфидов в коре выветривания, перемещается вниз по падению жил, образуя зону вторичного золотого обогащения. В окисленных рудах происходит укрупнение золотинок с образованием высокопробной оболочки. Решающим фактором для возникновения экзогенных рудных столбов является структурный. Библ. 14 назв.

УДК 550.4 + 549:551.311.231: 553.466

Особенности минералообразования при формировании колумбитоносных кор выветривания гранитных пегматитов и пегматоидных гранитов. Григорьев Н.А. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Установлено, что существенное влияние на результаты рудообразующего экзогенного процесса оказывают состав и структура колумбитоносных пегматитов и гранитов. Кристаллы колумбита, первоначально сосредоточенные в легко выветривающемся альбите, почти полностью высвобождаются уже в средних частях разрезов коры выветривания. Они состоят из множества микроблоков разного химического состава, вследствие чего заметно растворяются по микротрещинкам и характеризуются пониженной устойчивостью в зоне гипергенеза. Неглубокое развитие процессов выветривания на месторождении привело к высвобождению колумбита из породы при относительно малом выносе Та. Табл. 7. Библ. 13 назв. Илл. 3.

УДК 550.422:553.252.2

Характер распределения урана в минералах коры выветривания гранитоидов. Жмодик С.М., Малюсова З.В., Немировская Н.А. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1970.

Методом нейтронно-осколочной радиографии изучено распределение урана в коре выветривания палеозойских гранитоидов, сформировавшейся в условиях климата, близкого к аридному. Использование эталонов урана при радиографическом исследовании позволило количественно оценить концентрацию элемента в минералах. Выяснило, что поведение урана зависит от его первоначального нахождения в коренных породах, процессов выветривания и, вероятно, климатических условий. Установлены минералы-носители и концентраторы урана. Валовое содержание урана, пересчитанное по методу абсолютных масс, меняется незначительно, характерно его перераспределение внутри минералов. Сделан вывод, что схема распределения урана в профиле выветривания, установленная многими исследователями и заключающаяся в выносе урана на стадии корообразования, не является единственной. Табл. 1. Библ. 9 назв. Илл. 2.

УДК 553.068.54

Основные условия формирования элювиальных россыпей. Бурмин Ю.А.-  
В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Элювиальные россыпи являются одним из типов месторождений полезных ископаемых формации рудоносной коры выветривания. Формирование их возможно лишь при повышенном содержании россыпьобразующих минералов в выветривающихся материнских породах. Необходимое условие концентрации минералов в коре выветривания - их полное высвобождение из вмещающих материнских пород. Материнским субстратом для образования элювиальных россыпей могут быть различные эндогенные и осадочно-метаморфогенные оруденелые породы. Элювиальные россыпи каждого конкретного минерального типа приурочены к определенным по степени зрелости корам выветривания или их зонам, что объясняется индивидуальной устойчивостью каждого россыпьобразующего минерала. Табл. 4.

УДК 549.621.98:549.641.23:551.311.231:552.323.6

Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Соколов В.Н. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

На некоторых кимберлитовых трубках Африки и Якутии развиты коры выветривания, в которых минералы-спутники алмаза существенно изменяются. По степени устойчивости они расположены в ряд: пироксен - оливин - пироп - пикроильменит - хромшпинелид. В пределах различных генетических групп одного минерала устойчивость определяется дефектностью структуры минерала, которая обеспечивает повышенный вынос вещества по дислокациям и межблоковым границам. Широко проявлено явление адсорбционного снижения прочности (эффект Ребинера). Среди пиропов наименее устойчивы оранжевые, более устойчивы красные и фиолетовые. Кубоиды пиропа являются равновесными формами растворения наименее дефектных внутренних частей зерен. Среди зерен пикроильменита менее устойчивы агрегатные. Благодаря различной устойчивости минералов в корах выветривания на кимберлитах отмечается накопление пикроильменита и хромшпинелидов по сравнению с пиропом и обогащение пиропов фиолетовыми разностями. Табл. 1. Библ. 22 назв. Илл. 2.

УДК 553.492.1:551.583.7(574)

Палеоландшафтная обстановка формирования меловых латеритных кор выветривания и бокситов в Казахстане. Киселев Л.И., Пономаренко З.К., Кальменева А.Х., Бахтеев Ш.Ж. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Образование латеритных кор выветривания и связанных с ними месторождений платформенных бокситов в Казахстане происходило в три этапа: алт-среднеальбский, верхнеальбский-нижнетуронский, верхнетуронский-сеноно-ский, для каждого из которых составлены палеоландшафтные схемы. Области латеритного выветривания приурочены к краевым частям низкогорий с горно-хвойными лесами. С пологими склонами возвышенностей, покрытыми хвойно-папоротниковыми лесами, связаны пластовые (склоновые) залежи бокситов. Месторождения бокситов карстового типа приурочены к закарстованным возвышенным плато, в пределах которых росли лиственнично-хвойные леса. На аллювиальных равнинах с озерно-болотным ландшафтом коры выветривания и залежи бокситов не формировались. В процессе латеритного корообразования важная роль принадлежала органическому веществу. Библ. 11 назв. Илл. 4.

УДК 551.311.231:553.492.1 / : 551.76-77 (571.5)

Особенности формирования мезозойско-кайнозойских латеритных кор выветривания Сибирской платформы. Родин Р.С. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Латеритные коры выветривания Сибирской платформы известны в рэйт-лейасе, мел-палеогене, палеогене. На юго-западе платформы в

мел-палеогеновое время формировались профили выветривания с псевдоморфными бокситами, однако на большей части территории они уничтожены позднейшими процессами. Эти процессы были тем более интенсивными, чем ниже по рельефу располагались продукты выветривания. Большая часть проявлений латеритных кор выветривания в пределах Сибирской платформы длительное время сохранялась в открытом виде и в настоящий момент перекрыта лишь четвертичными осадками.

Табл. 1. Библ. 19 назв. Илл. 2.

УДК 553.068.368(571.5)

Палеоструктурные факторы корообразования и бокситонакопления на Тимане. Сколовский А.М., Шумов О.В., Мусатов И.Б., Репина М.Н., Косоруков В.Л. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Установлено, что закономерности размещения бокситоносных отложений, локализации рудных тел находятся в прямой зависимости от особенностей тектонического развития Тимано-Печорского региона в целом и морфологической эволюции отдельных его элементов. Учет этих закономерностей и обусловливающих их структурно-морфологических факторов позволяет уточнить ряд генетических представлений о корах выветривания и бокситах Тимана, разработать геологические критерии их поиска. Библ. 12 назв. Илл. 4.

УДК 553.492.1:551.311.23(470.13)

О генезисе бокситов Среднего Тимана. Лебедев В.А., Яцкевич Б.А.- В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

На основе минералогического, литолого-фацального и палеогеографического анализов рассмотрены процессы становления девонских бокситов Среднего Тимана. Выделен фацальный ряд бокситоносных и вмещающих отложений, отражающий закономерную эволюцию условий осадконакопления от типично континентальных с широким развитием латеритного корообразования на водораздельных пространствах до лагунных. Приведены признаки полигенетичности среднетиманских бокситов, наложенных гипергенных и гипогенных изменений, рассмотрена роль вулканогенного материала в процессе бокситообразования. Табл. 1. Библ. 9 назв. Илл. 2.

УДК 553.492.1(54)

Бокситы Восточной Индии. Абрамов В.П. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Изложены сведения о латеритных бокситах Восточной Индии, связанных с корой выветривания, развитой на метаморфических и вулканических породах архея (кондилитах и чарнокитах). Приведена характеристика условий залегания, минерального состава и качества бокситов. По минеральному составу выделены две группы бокситов: кварцодержащие с полосчатой текстурой и бескварцевые, железистые, дисперсного сложения. Высказаны прогнозные соображения. Табл. 1.

УДК 553.481.068.34:552.321.6

Некоторые особенности никеленосных кор выветривания на ультраосновных массивах Ветреного пояса. Киреев Ф.А., Разумовский О.О., Бронников А.Н., Мелкумян С.А. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Протерозойский осадочно-эфузивный комплекс Ветреного пояса, насыщенный интрузиями основных и ультраосновных пород, подвергся в нижнекаменноугольное время интенсивному химическому выветриванию. При этом на основных эфузивах формировались глиноземные латериты, а в глинисто-окристальных продуктах выветривания серпентинизированных ультраосновных пород концентрировались в повышенном количестве никель, кобальт, хром, железо. Табл. 1. Библ. 13 назв. Илл. 4.

УДК 553.481.068.34

Вторичная минерализация никеленосных кор выветривания и ее роль в локализации промышленных залежей никелевых руд. Бородина Г.-В. кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

На примере коры выветривания Кольского серпентинитового массива на Урале впервые выделены парагенетические ассоциации минералов, характеризующие смену обстановок минералообразования в процессе длительного периода континентального развития региона. Рассмотрены изменения морфологии и вещественного состава рудных тел в результате перераспределения породо- и рудообразующих элементов в этом процессе. Табл. 5. Библ. 12 назв. Илл. 4.

УДК 553.48' 31.068.34

Формация мезозойской коры выветривания гипербазитов и связанные с ней экзогенные месторождения никель-кобальтовых и железных руд Урала. Журавлева Н.А. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Составлена геолого-генетическая классификация полигенных месторождений никеля, кобальта и железа формации мезозойской коры выветривания гипербазитов Урала. Внутри формации выделены остаточная и осадочная субформации, месторождения которых тесно связаны друг с другом, но четко отличаются характером залегания, текстурно-структурными особенностями, физико-механическими свойствами и химическим составом. Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 553:552.321.6

Процессы окремнения в корах выветривания гипербазитов и связь с ними некоторых видов полезных ископаемых. Морозова Н.И. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены процессы окремнения в силицифицированных корах выветривания ультраосновных пород и связь с ними месторождений некоторых видов цветного камня: хризопраза, кахолонга и др. Выделены четыре стадии окремнения ультраосновных пород, которым свойственна различная кремнистая минерализация. Библ. 7 назв. Илл. 4.

УДК 553.641(234.74)

Минеральный состав и вопросы генезиса фосфоритов формации коры выветривания Ковдорского массива. Афанасьев А.П., Атаманов А.В. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

На примере Ковдорского апатит-франклитового месторождения рассмотрен генезис гипергенных фосфоритов. Показано, что эти месторождения являются полифациональными образованиями, относящимися к формации мезозой-палеогеновой коры выветривания. Установлена пространственная связь месторождения с карстом на кальцитовых карбонатах и каолиновой корой выветривания на вмещающих фенитах. Основная масса руд представлена карстово-осадочно-инфилтратационными образованиями, наряду с которыми имеются элювиальные и чисто инфильтрационные разности. В неогене образование фосфоритов в зоне гипергенеза прекратилось, и они подверглись интенсивному размыву. Табл. 2. Библ. 23 назв. Илл. 5.

УДК 553.641.061.13'14(571.51)

К вопросу о генезисе Телекского месторождения фосфоритов (Красноярский край). Романова Э.Е., Попова М.В. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Приведены результаты геологических, литолого-минералогических и геохимических исследований фосфоритов и вмещающих образований Телекского месторождения, на основании которых установлена приуроченность фосфоритов к вулканогенному комплексу овсянниковской сви-

ты (венд) и сделан вывод об эндогенном первоисточнике фосфора. В результате последующего химического выветривания рудные тела локализованы в алеврито-глинистой толще коры выветривания, но связь между ними в основном парагенетическая. Ставится вопрос о необходимости более глубокого изучения проявлений вулканизма прошлых эпох в регионе и геохимических процессов эндогенной природы для количественной оценки воздействия этих процессов на рудогенез коры выветривания. Табл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.31(470.328)

Эпигенетические изменения окисленных железистых кварцитов на месторождениях КМА. Булгакова А.П. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Описаны эпигенетические изменения окисленных железистых кварцитов под влиянием наложенной сидеритизации. Приведена характеристика вещественного состава сидеритизированных окисленных кварцитов и структурных взаимоотношений сидерита с минералами рудного каркаса. Установлен ряд реакционной устойчивости рудных минералов по отношению к сидеритообразованию (в нарастающей степени): мелко-зернистый аллотриоморфный марцит → аморфные гидроокислы железа → → идиоморфные более крупные индивиды марцита → скрытокристаллический гетит. Выявлена нереакционноспособность к сидеритообразованию магнетита и железной слюды. Сделаны выводы о направленности процесса сидеритообразования. Табл. 2. Библ. 14 назв. Илл. 1.

УДК 553.611.6.044:551.311.231

Закономерности размещения бентонитоносных кор выветривания и критерии их прогноза и поисков. Кислов Г.И. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Изложены закономерности пространственного размещения выявленных на территории СССР месторождений и проявлений бентонитов в корах выветривания. Рассмотрены структурно-тектонические, магматические, литолого-петрографические, стратиграфические, климатические, геоморфологические и другие предпосылки их обнаружения. Показано влияние различных факторов на сохранность и качественное разнообразие бентонитов в корах выветривания. Библ. 7 назв.

УДК 551.311.23(470.321/325)

Особенности формирования и сохранности продуктов выветривания в различные эпохи корообразования (на примере Воронежской антеклизы). Савко А.Д. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

В геологической истории Воронежской антеклизы, начиная с архея, выделены 18 эпох корообразования. Показана синхронность формирования кор выветривания на больших площадях. Каждая эпоха корообразования имеет специфические черты, определяемые тектоническими и климатическими условиями формирования кор выветривания, эволюцией процесса корообразования во времени, вещественным составом материнских пород, и обуславливает характер коррелятных осадков и масштабы их развития; наличие определенного комплекса полезных ископаемых. Табл. 1. Библ. 22 назв. Илл. 4.

УДК 551.311.231

Условия образования и размещения латеритов в тропическом поясе Земли и локализация областей бокситообразования на Сибирской платформе. Родин Р.С., Филатов В.Ф. – В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Размещение латеритных образований в странах тропического пояса обусловлено двумя основными климатическими факторами – температурой и количеством атмосферных осадков. Последнее контролируется направлением влагонесущих ветров и рельефом местности. Связь наи-

более влажных районов с зонами предвосходения может быть использована для объяснения локализации проявлений латеритных бокситов и прогнозирования областей с оптимальными для бокситообразования условиями как в странах тропического пояса (на геоморфологической основе), так и за его пределами (на палеогеоморфологической основе). Рассмотрение с этих позиций Сибирской платформы позволило выделить зоны предполагаемого образования латеритных бокситов останцового (бобильного) типа. Библ. 15 назв. Илл. 2.

УДК 551.311.231:553

Коры выветривания, литологические типы осадков и гипергенная метаморфогенез Урала. Сигов А.П. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Вещество осадков – продукт двух ведущих факторов: позитивного, связанного с петрографическим составом пород питающей провинции, и негативного, выводящего при химическом выветривании из состава отложений многие минеральные виды. Последний фактор прямо определялся климатическими условиями и обусловил появление характерных литологических типов: гумидных белоцветов и пестроцветов, семиаридных красноцветов, полимиктовых отложений холодного климата. Выделенные литологические типы хорошо вписываются в историю осадкообразования мезо-кайнозоя Урала. Табл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 553.068.3:553.312(47-13)

Условия образования глубинных зон термального гипергенеза железорудных месторождений Украинского щита. Кравченко В.М. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

Показано, что в Криворожском бассейне, Кременчугском и Белозерском месторождениях зоны окисленных пород и богатых остаточных руд, которые непрерывно прослежены разведочными скважинами до глубины более 2500 м, сформировались под влиянием термальных растворов метеорного происхождения и принципиально отличаются от кор выветривания морфологией, структурным контролем, глубиной распространения, составом и температурой образования инфильтрационных минералов. Решающая роль в их формировании принадлежит палеоморфологическому, гидродинамическому, структурному и термодинамическому факторам. Библ. 10 назв.

УДК 551.311.23:552.321.6

Микробиологический фактор выветривания ультрабазитов. Бугельский Ю.Ю., Лебедева Е.В., Ляликова Н.Н. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

В ряде районов Урала в корах выветривания установлено широкое распространение микроорганизмов. Эксперименты показали, что в присутствии микроорганизмов разрушение ультрабазитов и продуктов их выветривания идет в 4–8 раз интенсивнее, чем в стерильных условиях. Микробиологическим анализом установлено, что выделенные накопительные культуры состоят из сообщества нитрифицирующих бактерий. Библ. 7 назв. Илл. 2.

УДК 551.311.23(571.5-12)312

О современном сернокислотном выветривании на юго-востоке Сибирской платформы. Кужельный Н.М., Кужельная З.В. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980.

На юго-востоке Сибирской платформы широко развито современное сернокислотное выветривание, которое проявляется в образовании сульфатов алюминия, железа, кальция, магния, квасцов калия и натрия. Приведена краткая характеристика новообразованных минералов и отмечено, что при благоприятных условиях сернокислотное выветривание может играть определенную роль в образовании бокситов и бурых же-

лезняков. Оно может обуславливать также деградацию более зрелых продуктов коры выветривания. Библ. 1 назв.

УДК 551.311.23(571.5-12)

Зональность кор выветривания Центральных Кызылкумов. Запромет  
тov B.YU., Шевченко O.D., Шпора L.D. - В кн.: Минерагения зоны  
гипергенеза. M.: Наука, 1980.

Среди разновозрастных гипергенных образований Центральных Кызылкумов выделены молодые неоген-четвертичные трещинные рудоносные (в основном меденоносные) коры выветривания, сформировавшиеся в аридных условиях при сернокислотном выветривании зон цементации более древних мезозойских кор. В зоне окисления установлена односторонняя концентрическая ("ролловая") зональность (сверху вниз): подзоны гидроокислов железа, алюнитов, окисленных медных руд, кремнезема, карбонатов. Илл. 1.

УДК 551.311.23(470.22)

К вопросу о протерозойском выветривании в Карелии. Корякин A.C.,  
Сафонов B.T. - В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. M.: Наука,  
1980.

Приведены результаты комплексного исследования протерозойских метаморфических пород Карелии, позволившие выявить совокупность диагностических признаков, достоверно характеризующих древнейшие элювиальные покровы. Среди прочих рассмотрены минералого-петрографические и геохимические данные, которые, наряду с остальными, раскрывают первично-элювиальную природу изученных метаморфических образований, особенности дометаморфического гипергенеза и характер проявления метаморфизма. Табл. 1. Библ. 5 назв.

## МИНЕРАГЕНИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

*Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию при ОГГГ*

Редактор издательства Н.А. Николаева. Художественный редактор С.А. Литвак  
Технический редактор Н.М. Петракова. Корректор Т.И. Шеповалова

ИБ № 17252

Подписано к печати 16.05.80. Т-08535. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офс. № 1  
Печать офсетная. Усл.печл. 14,5 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 16,5. Тираж 700 экз.  
Тип. зак. 1266. Цена 2р. 50к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 p. 50 κ.

3280