

Академия наук
СССР



ПРОБЛЕМЫ
ТЕОРИИ
ОБРАЗОВАНИЯ
КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ЭКЗОГЕННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Отделение геологии,
геофизики и геохимии

Научный совет
по рудообразованию

ПРОБЛЕМЫ
ТЕОРИИ
ОБРАЗОВАНИЯ
КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ЭКЗОГЕННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

3435



Издательство
"Наука"
Москва
1980



В книге освещаются основы современного учения о коре выветривания. Значительное внимание уделено вопросам генетической минералогии, конвергенции гипогенных и гипергенных минералов, типоморфизму и условиям формирования минеральных парагенезисов, механизму процессов минералообразования. Приводятся новые сведения из области палеоклиматических реконструкций и геоморфологической приуроченности кор выветривания. Дается сравнительный анализ особенностей корообразования в зависимости от геотектонических условий. Рассмотрена геохимическая эволюция выветривания в геологической истории Земли. Ряд статей посвящен описанию месторождений полезных ископаемых, связанных с древними корами.

Редакционная коллегия:

В.И. СМИРНОВ (главный редактор), Д.Г. САПОЖНИКОВ,
И.В. ВИТОВСКАЯ, Ю.П. КАЗАНСКИЙ, Ю.П. СЕЛИВЕРСТОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга содержит материал докладов, прочитанных на Всесоюзном совещании "Вопросы теории образования коры выветривания", состоявшемся в апреле 1978 г. в Москве. В ней освещены вопросы гипергенной минералогии, основные особенности кор выветривания и представления об условиях их образования.

Книга открывается статьей, посвященной изложению основ учения о коре выветривания, разработанного в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР. Развиваемая концепция включает ряд научных представлений, к которым в первую очередь относятся: положение о климатической, геотектонической и геоморфологической обусловленности формирования кор выветривания; представление об основных физико-географических и геохимических условиях, в которых может идти образование кор; данные о составе коры выветривания и об особенностях минеральных фаз, слагающих ее; представление об условиях образования коры выветривания и связанных с ней полезных ископаемых и некоторые другие научные положения.

Значительный интерес представляют статьи, посвященные изучению минерального состава кор выветривания. Использование новых современных методов исследования позволило в значительной мере уточнить существовавшие представления. Среди работ, посвященных этому вопросу, выделяется статья И.В. Витовской о типоморфизме минеральных парагенезисов кор выветривания серпентинитов, в которой дано описание строения кор выветривания этих пород и показано, что каждая зона их профиля обладает особым типоморфным парагенезисом.

В связи с попытками возродить гидротермальную гипотезу образования коры выветривания особый интерес представляет раздел по сравнительному анализу гидротермального и гипергенного минералообразования. Здесь прежде всего следует упомянуть статью Ф.В. Чухрова о конвергентности в образовании гипергенных и гипогенных минералов. В других статьях этого раздела приводятся сведения о результатах как гипергенных, так и гипогенных процессов, происходивших в геологическом прошлом и обусловивших глубокое разложение материнских пород.

Значительная часть статей посвящена описанию кор выветривания различных регионов страны; в них приводится новый материал по минералогии, геохимии и рудоносности кор перечисленных районов.

Особый интерес представляет статья В.З. Негруца и Т.Ф. Негруца, посвященная изучению условий образования раннедокембрийских кор

выветривания и некоторых полезных ископаемых, связанных с ними. Авторы наметили особенности, свойственные корам выветривания докембрия и фанерозоя.

Вопросы докембрийского выветривания на основе построения физико-химической модели этого процесса с использованием метода регрессивного титрования освещены в статье С.А. Кашика и И.К. Карпова. На фоне эволюции газового состава атмосферы ими рассмотрена специфика выветривания в древнейшие эпохи жизни Земли:

Вопрос об условиях формирования латеритных кор выветривания в палеозое имеет важное научное и практическое значение, поскольку с этими корами связаны бокситы Воронежской антеклизы и Тимана. В статье В.А. Броневого с соавторами развивается представление о том, что физико-химические процессы, приводящие в палеозое к выветриванию пород, резко отличались от таковых в мезозое. Вместе с тем ряд статей содержат критику представлений В.А. Броневого.

В целом настоящая книга содержит новый важный, хотя частично дискуссионный материал.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

УДК 551.311.231

Д.Г. САПОЖНИКОВ

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ¹

Учение о коре выветривания является одним из наиболее молодых разделов геологической науки. Понятие "кора выветривания" было введено в русскую научную литературу в 1899 г. Н.А. Богословским [1]. Он перевел немецкое слово "Verwitterungsrinde" на русский язык как кора выветривания.

Вначале корой выветривания, попутно с основными исследованиями, занимались главным образом почвоведы и географы. К этому времени относятся только работы К.Д. Глинки [10, 11] по исследованию процессов выветривания и минералов, образующихся при выветривании. В 1912—1914 гг. опубликованы работы И.И. Гинзбурга [4] о каолинах Украины, в которых он доказывает гипергенное происхождение этих минеральных образований. Позднее появились работы И.М. Крашенинникова [13] по коре выветривания Зауралья и В.Г. Касаткина [12], описавшего продукты выветривания, почвы и грунты вдоль Троицкой железной дороги. Первое обобщение материала по корам выветривания выполнено Б.Б. Полюновым [19].

Коры выветривания привлекли внимание широкого круга геологов, лишь когда обнаружилась связь минеральных месторождений, в частности руд никеля, с комплексами пород, претерпевших глубокое химическое разложение. Начиная с 1926 г. широко развернулись поиски и разведка силикатных никелевых руд на Урале [9]. Научные геологические исследования были начаты позднее. Они проводились работниками Ленинградского горного института (В.И. Киселев и др.), ЦНИГРИ (А.А. Смуров и др.) и большой группой сотрудников ВИМС (Д.Г. Ульянов, Г.С. Грицаенко, Г.А. Крутов, Е.А. Петрова и М.Г. Шишулина и др.) [24]. В 1935 г. была организована экспедиция сотрудников Ломоносовского института АН СССР под руководством И.И. Гинзбурга, в задачу которой входило изучение уральских месторождений силикатного никеля².

¹ По материалам группы по изучению коры выветривания Ломоносовского института, Института геологических наук и отдела экзогенных месторождений Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Академии наук СССР.

² В 1936 г. в Ломоносовском институте была организована группа по изучению коры выветривания под руководством И.И. Гинзбурга, которая после ряда организационных превращений слилась с другими научными подразделениями, и был образован отдел экзогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР.

Вначале, вплоть до конца 30-х годов, господствовало представление о гидротермальном происхождении силикатных никелевых руд. В дальнейшем под влиянием убедительных фактов, полученных при разведке и эксплуатации, стала очевидной несостоятельность этой концепции и возникло представление о гипергенном происхождении никелевых руд, связанных с продуктами глубокого химического разложения серпентинитов на земной поверхности. На этом этапе зародилось учение о коре выветривания как об остаточном геологическом образовании. Основы его разработаны в ИГН, а затем в ИГЕМ АН СССР И.И. Гинзбургом и его сотрудниками (А.А. Кац, И.З. Корин, В.Ф. Попков, И.А. Рукавишникова, И.И. Савельев, К.Н. Трубина), исследовавшими минералого-геохимические и другие особенности кор выветривания и выдвинувшими ряд научных представлений об условиях их формирования. Эти концепции не утратили значения и в настоящее время и получили дальнейшее развитие в трудах его учеников (К.К. Никитин, А.П. Никитина, И.В. Витовская, Ю.Ю. Бугельский, А.Д. Слукин) и других сотрудников отдела экзогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР.

Учение о корах выветривания¹ базируется на представлении о гипергенной природе различных образований, возникших в результате химического разложения материнских пород на поверхности или на небольшой глубине от нее. Так сформировались различные горные породы, залежи первичных каолинов, месторождения силикатных никелевых руд, остаточных железных руд и некоторых других полезных ископаемых. Все они рассматриваются как продукты выветривания или кора выветривания, покрывающая чехлом материнские породы.

Согласно развиваемой генетической концепции, выветривание минеральных образований есть результат сложного сочетания процессов окисления, гидратации, гидролиза и замещения, протекающих в зоне гипергенеза.

Теоретические положения первоначально базировались на результатах подробного изучения минералогии никеленосных кор выветривания, развитых на серпентинитовых массивах. Детальное исследование позволило выявить их минеральную и геохимическую зональность. Были установлены типы коры выветривания. Высказаны представления о ее генезисе, в частности сформулирована концепция о стадийности минералообразования при выветривании, разработаны некоторые теоретические положения и дана классификация кор выветривания.

Эти и некоторые другие прогрессивные представления были разработаны И.И. Гинзбургом и его сотрудниками в 40-х годах [8]. Они пришли на смену гипотезе о гидротермальном разложении серпентинитов и образовании силикатных никелевых руд, бытовавшей среди геологов нашей страны до конца 30-х годов. Учение о коре выветривания уже на ранних этапах его становления неизменно подтверждалось результатами наблюдений над природными объектами разных типов, в различных районах нашей страны.

В научных центрах и производственных организациях постепенно образовались группы геологов, начавшие систематически изучать коры

¹ Имеются в виду коры выветривания фанерозойского возраста.

выветривания. При консультации и помощи со стороны И.И. Гинзбурга и сотрудников отдела такие группы возникли в Свердловске (Т.С. Муратов, Ф.А. Сысоев и др.), Алма-Ате (Д.В. Пономарев и др.), Саратове (В.А. Гуцаки и др.), Апатитах (А.П. Афанасьев и др.), Ленинграде (А.П. Цехомский), Днепропетровске (А.У. Литвиненко), Киеве (В.Ю. Кондрачук и др.), Иркутске (Е.П. Бессолицын и др.), а также в некоторых других местах.

Одновременно начали проводить работы по изучению кор выветривания А.П. Сигов (Свердловск), В.П. Казаринов (Новосибирск), Б.П. Кротов, В.П. Петров (ИГЕМ, Москва), В.Н. Разумова (ВИМС, Москва) и другие исследователи.

Результаты изучения кор выветривания в СССР и теоретические представления, развиваемые в отделе ИГН — ИГЕМ АН СССР, нашли отклик за рубежом. В Чехословакии, ГДР и некоторых других странах под их влиянием начался пересмотр устаревших гидротермальных гипотез образования каолиновых месторождений.

В течение 50-х годов в отделе экзогенных рудных месторождений продолжалось изучение главным образом никеленосных кор выветривания [7] и разрабатывались отдельные вопросы теории их образования [5, 6].

Дальнейшее развитие учения стало возможным, когда в круг исследований были вовлечены коры выветривания различных типов, образованные на породах разного состава в СССР и в тропических странах за рубежом. Кроме того, новая совершенная аппаратура позволила более детально изучить структурно-текстурные особенности и минеральный состав пород коры выветривания. На этой более широкой основе продолжалась разработка вопросов теории образования коры выветривания.

Большое научное значение приобрела новая точка зрения, развиваемая К.К. Никитиным, И.В. Витовской и Ю.Ю. Бугельским [16], согласно которой кора выветривания рассматривается как метасоматическое образование, возникшее в приповерхностной зоне земной коры в результате гипергенных процессов.

Более подробно разработано представление о зональности кор выветривания, развитых на породах различного состава [18]. Выделены три типа профилей выветривания: а) полный, состоящий из четырех зон коры выветривания и образующийся при постепенном глубоком разложении вещества коренных пород; б) сокращенный, в случае которого средние зоны выпадают, и непосредственно на неизменной материнской породе залегают продукты конечного разложения до свободных окислов и гидроокислов железа и алюминия; в) неполный, образующийся при неблагоприятных условиях выветривания, причем формируются только нижние зоны профиля.

Эта закономерная зональность профилей коры выветривания позволяет более уверенно прогнозировать полезные ископаемые остаточного происхождения. Так, в случае никеленосных кор выветривания наличие выходов выщелоченных серпентинитов может служить критерием обнаружения по соседству, на более высоком гипсометрическом уровне,

пород из зоны нонтронитов и зоны охр. Это в свою очередь дает основание предполагать, что с ними связано кобальтовое оруденение.

На представлении о зональности базируется картирование коры выветривания, методика которого разработана в отделе экзогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР [14]. Здесь имеется в виду не только оконтуривание площадей распространения коры выветривания, но и выделение на карте ее зон, что позволяет уточнить особенности размещения и самой коры, и связанных с ней полезных ископаемых. В результате картирования можно получить дополнительный материал для выяснения условий образования коры и наметить критерии, определяющие ее сохранность. Особое значение имеет картирование при прогнозе месторождений как остаточного, так и осадочного происхождения, связанных с корами выветривания.

Оформилось новое гидрогеохимическое направление, связанное с изучением состава и других особенностей вод коры выветривания (Ю.Ю. Бугельский). Установлены формы миграции никеля в водах. Удалось увязать гидродинамические и гидрохимические особенности с морфологией, мощностями и вещественным составом кор выветривания на различных породах Кубы. Намечена зависимость типа профиля коры от характера водообмена, которая может быть распространена на молодые коры выветривания современной тропической зоны [2 и др.]. Ю.Ю. Бугельским разработана также методика и проведены определения длительности формирования и возраста коры выветривания на основании количественного учета выноса из нее минеральных веществ.

Применение новых методов исследования и использование более совершенных приборов открыло широкие возможности для изучения дисперсного вещества пород коры выветривания и позволило открыть ранее неизвестные особенности гипергенных минералов. Исследована природа никелевых силикатов и доказано, что они во многих случаях представляют собой тонкодисперсные смеси двух минеральных фаз или сложные смешанно-слоистые образования. На количественной основе И.В. Витовской изучены геохимические особенности минеральных превращений и рассмотрена роль изменения объемов пород в создании концентраций никеля и алюминия при выветривании. Ею же проведены исследования типоморфных особенностей минералов и минеральных ассоциаций, формирующихся в профилях коры выветривания. Выявлена микронеоднородность отдельных минеральных фаз, установлена важная роль рентгеноаморфных коллоидных образований в продуктах древней коры выветривания серпентинитов и дана их количественная оценка [3].

Открытие месторождений и проявлений латеритных бокситов в нашей стране дало новый материал для познания процессов образования кор выветривания. Подробно изучены состав, структурно-текстурные и другие особенности латеритов СССР и некоторых стран в пределах тропического пояса.

Проведено обобщение результатов исследования латеритных кор выветривания как в СССР, так и за рубежом — в Гвинее Бисау и в Индии

(А.П. Никитина, А.Д. Слукин, Б.А. Богатырев, В.М. Новиков). Показано, в частности, что латеритный процесс не претерпел существенных изменений в течение фанерозоя. Упомянутыми авторами подробно изучены вторичные изменения пород коры выветривания (каолинизация, шамозитизация, сидеритизация и др.), приводящие к изменению их состава, качества и других свойств, а также к деградации руд в случае латеритных бокситов.

К.К. Никитиным [15] составлена новая морфогенетическая классификация коры выветривания и связанных с ней месторождений полезных ископаемых.

Е.И. Соколовой и Л.А. Матвеевой экспериментально подтверждено интенсивное разложение силикатных минералов под воздействием органических соединений при атмосферном давлении и комнатной температуре. Это обосновывает реальную возможность одного из путей разложения материнских пород при выветривании. Получены данные экспериментального изучения условий образования гиббсита, байерита и нордстрандита, которые близки к условиям, господствующим в зоне гипергенеза (Л.А. Матвеева и др.).

Проводится анализ гипергенных процессов методами физико-химической кинетики и гидродинамики (В.В. Жуков).

Работы по геологии коры выветривания показали, что она может формироваться как на платформах и других стабильных структурно-тектонических элементах земной коры, так и в пределах миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон складчатых областей. Намечились закономерности размещения кор выветривания и их связь с крупными элементами тектонической структуры, в частности приуроченность их к щитам, антеклизам и куполам на платформах и к антиклинориям в пределах складчатых областей.

Разработано представление о формации коры выветривания и определен ее объем. Формация коры выветривания представляет собой совокупность остаточных образований зоны гипергенеза, парагенетически связанных между собой и возникших в результате разложения материнских пород. Основными членами формации являются площадные, линейные и другие коры выветривания, образованные на разных породах, а также различные полезные ископаемые остаточного происхождения, в частности латеритные бокситы, гипергенные руды никеля и кобальта, элювиальные россыпи, остаточные железные и некоторые другие руды.

Формация коры выветривания включает минеральные ассоциации и руды зоны окисления сульфидных и некоторых других месторождений, железные шляпы, соляные шляпы (кепрок) диапировых куполов и родственные им накопления, а также почвы, синхронные корам выветривания. К этой формации относятся также различные инфильтрационные и другие вторичные образования, включенные в кору и составляющие единое целое с остаточными породами, слагающими ее. Продукты механического разрушения пород, не претерпевшие перемещения, также относятся к описываемой формации. Одним из членов ее являются выполнения карстовых депрессий, подвергшиеся выветриванию на месте их отложения.

Оценены основные особенности материнских пород, обуславливающие возможность глубокого разложения их в зоне гипергенеза и формирование коры выветривания (А.П. Никитина и А.Д. Слукин).

Продолжается разработка общей теории образования коры выветривания. В частности, развиваются и углубляются представления о стадийном характере возникновения зональности кор выветривания (А.Д. Слукин). Одновременно сделана попытка объяснить последовательность накопления осадочных пород и приуроченных к ним бокситоносных отложений, связанных также и с корами выветривания. Именно по мере прогрессивного выветривания на поверхности горных пород возникают сменяющие друг друга зоны, геологически синхронный частичный размыв которых приводит к накоплению соответствующих по вещественному составу переотложенных продуктов [23 и др.]. Уточняется представление о минералогической зональности коры выветривания на серпентинитах (И.В. Витовская).

Учение о корях выветривания ассимилировало в разное время ряд прогрессивных научных положений об особенностях процесса гипергенеза, о ходе химического разложения материнских пород и о минеральных преобразованиях, происходящих в коре выветривания. Они высказаны геологами многих производственных и научных организаций и содействуют углублению теоретических положений, разрабатываемых в отделе.

В целом развиваемая концепция включает в настоящее время ряд представлений, к числу которых в первую очередь относятся: 1) положение о климатической, геотектонической и геоморфологической обусловленности формирования кор выветривания; 2) представление об основных физико-географических и геохимических условиях, в которых может идти образование кор; 3) данные о составе коры выветривания и об особенностях минеральных фаз, слагающих ее; 4) представление о закономерной зональности и особенностях строения профиля; 5) понятие о типе коры и ее формационной принадлежности; б) концепция об условиях образования коры выветривания и связанных с ней полезных ископаемых и некоторые другие представления.

Разработанное в отделе экзогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР учение представляет собой в своем настоящем виде полноправный раздел теории гипергенного минералообразования. Разумеется, оно развивалось не обособленно, а в тесной связи и под влиянием теоретических представлений о процессах гипергенеза, разработка которых проводилась вначале А.Е. Ферсманом, а в дальнейшем и в настоящее время — Ф.В. Чухровым.

Согласно генетической концепции, развиваемой в этом отделе, образование коры выветривания — это длительный и сложный процесс, который происходит в строго определенной физико-географической обстановке, господствующей на земной поверхности, и при сочетании ряда необходимых геохимических условий.

Исходя из представления об инфильтрационно-метасоматическом образовании коры выветривания, можно рассматривать зону формирования ее как своеобразную метасоматическую колонку. В отличие от строения последней, самую верхнюю, выходящую на дневную поверхность

зону метасоматической колонки выветривания следует считать внутренней, а глубинные зоны — внешними [16].

Кора выветривания может образовываться при совокупности таких условий, как оптимальный климат, стабильный геотектонический режим, благоприятный рельеф земной поверхности региона. Определяющее значение имеют петрографический (литологический) состав материнских пород, сложенных минералами, легко поддающимися выветриванию, и свойства пород, допускающие фильтрацию больших масс поверхностной воды; особенности гидрогеологии, в частности интенсивный промывной режим в зоне гипергенеза, и прочие факторы. Кора выветривания формируется в основном в верхней части толщи материнских пород, где постоянно меняются условия обводнения и аэрации. В сухие периоды все поры, пустоты и трещины в породах заполнены воздухом, который при проникновении в землю имеет высокую температуру — порядка 22–35°С (Гвинея Бисау, апрель, конец сухого периода, по Ю.П. Селиверстову).

Разложение материнских пород при формировании коры выветривания происходит только при чрезвычайно большом количестве атмосферных осадков, например, молодые, вплоть до современной коры выветривания о-ва Кауаи (Гавайский архипелаг) образуются при годовом количестве осадков 900–3700 мм [27]. При продолжительных дождях, особенно в дождливые периоды в области муссонного климата, вода не успевает просачиваться и заполняет пустоты, поры и трещины в материнских породах. Уровень подземных вод, не изолированных сверху водупором, поднимается до земной поверхности. Формируется своеобразный массив подземных вод. После окончания сезона дождей вода постепенно уходит, уровень ее опускается, а в поры, пустоты и трещины засасывается воздух.

Таким образом, с течением времени повторяется смена гидрогеологических и гидрохимических условий в материнских породах. Эта своеобразная пульсация несомненно ускоряет процесс их физико-химического разложения и способствует образованию коры выветривания. Следует подчеркнуть, что породы из нижних частей профиля коры обводнены в течение более длительного времени, чем из верхних. Они раньше насыщаются водой и позднее освобождаются от нее после окончания дождей. Воды, просачивающиеся через материнские образования, заметно меняют свойства и состав. В верхней части, в непосредственной близости от поверхности земли, они богаты кислородом, содержание которого постепенно снижается при взаимодействии с минералами материнских пород по мере просачивания. Тем не менее, незначительные содержания кислорода прослеживаются в подземных водах на большую глубину от земной поверхности.

Величина рН также непостоянна: на поверхности рН дождевой воды порядка 4,9 и 5,7; внизу в выветрелых породах — 7,6–7,8 (по С. Паттерсону, для о-ва Кауаи, Гавайский архипелаг). Она увеличивается сверху вниз по разрезу коры выветривания. Меняются также химический состав и содержание элементов в водах. При разложении материнских пород в ходе выноса подвижных химических элементов происходит развитие

профиля выветривания, и верхние (внутренние¹) зоны постепенно наступают на нижние (внешние); уменьшается число инертных компонентов. В каждой зоне формируются типичные для нее минералы. Конкретный набор последних в конечном счете зависит от состава материнских исходных пород. Так, в коре выветривания, развитой на гибброидах, формируются снизу вверх монтмориллонитовая, каолинит-гетитовая и гиббсит-гетитовая зоны. На флогопитовых рудах возникают зоны гидрофлогопита, вермикулита и сунгулита; на серпентинитах — зоны "керолитов", нонтронитов и охр. Совокупность зон составляет профиль, который наблюдается в естественных выходах коры выветривания, развитой на материнских породах.

Таким в самом общем и упрощенном виде представляется процесс формирования коры выветривания. Следует отметить, что развиваемые представления базируются хотя и на немногих, но твердо установленных цифровых данных, характеризующих конкретные условия, в которых происходит глубокое разложение материнских пород, приводящее к образованию кор выветривания.

В геологической истории Земли выделяются отдельные этапы, в течение которых процессы выветривания развивались на огромных территориях. Это эпохи корообразования, наиболее четко проявленные в недавнем геологическом прошлом. Менее отчетливо устанавливаются они в палеозое. В докембрии следы древнего выветривания затушевываются главным образом под влиянием метаморфизма. Тем не менее имеется ряд бесспорных указаний на проявление древнейшего выветривания: предъятулийская и некоторые другие эпохи выветривания на Балтийском щите, древнейшие эпохи выветривания на территории Украинского щита. Многие древние этапы выветривания известны за рубежом.

В настоящее время не вызывает сомнения наличие эпох, в течение которых интенсивно формировались коры выветривания в региональном масштабе. Следует иметь в виду, что отдельные члены формации коры выветривания, такие как почвы, железные шляпы и др., возникают независимо от эпох корообразования.

Сравнительное изучение кор выветривания позволяет считать, что в фанерозое условия выветривания существенно не изменялись и в течение различных эпох были более или менее однообразными.

Учение о коре выветривания, изложенное в краткой форме, представляет собой раздел современной геологии. Тем не менее предстоит еще очень большая работа по дальнейшему развитию и углублению основных вопросов общей теории корообразования, гипергенного минералообразования и рудогении.

Наряду с работами отдела экзогенных рудных месторождений и независимо от них плодотворные исследования проводятся в больших масштабах различными организациями и группами геологов. Здесь прежде всего следует упомянуть работы А.В. Сидоренко, посвященные доледниковой коре выветривания Кольского полуострова [20, 21], его статьи по геохимии зоны гипергенеза и труды, впервые осветившие докембрийское

¹ Внутренние и внешние зоны метасоматической колонки.

корообразование и гипергенную минералогию [21, 22 и др.]. В ИГЕМ АН СССР большой вклад в изучение кор выветривания внесен Ф.В. Чухровым [25, 26 и др.], рассмотревшим условия образования кор выветривания, связь с ними различных полезных ископаемых и ряд других вопросов. Большие работы по изучению кор выветривания в связи с месторождениями полезных ископаемых проводятся в отделе неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ, в Институте географии и ГИН АН СССР, Институте земной коры СО АН СССР, Институте геохимии и физики минералов АН УССР, ВИМС, ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС МГ СССР, КазИМС МГ КазССР, ИМП (г. Днепропетровск), ВНИИГеолнеруд (г. Казань), Государственном педагогическом институте им. Ленина (Москва), Геологическом институте при Саратовском университете, Уральском ТГУ, Ухтинской экспедиции и во многих других организациях. В результате этих работ получен большой новый и чрезвычайно интересный материал по корам выветривания и гипергенным месторождениям почти всех основных регионов СССР. Достигнуты весьма значительные успехи в изучении минералогии, геохимии и других особенностей кор выветривания. К сожалению, на рассмотрении этого огромного и ценного материала здесь нет возможности останавливаться. Обобщение его может быть проведено только силами коллектива геологов.

В дальнейшем работы должны быть направлены на исследование условий образования кор выветривания как важнейшего источника рудных и других полезных ископаемых зоны гипергенеза. Необходимо продолжить и развивать углубленные минералогические исследования пород коры выветривания как в полевой, так и в лабораторной обстановке. При этом должны быть использованы современные методы диагностики минералов и проведен анализ природных процессов с помощью вспомогательных методов физико-химической кинетики, эксперимента и гидрогеохимии.

Необходимо усилить исследования по определению возраста и разработке вопросов геологии коры выветривания, выяснению связи ее с элементами тектонической структуры, геоморфологией и палеогидрогеологией регионов. Следует уделить больше внимания выяснению палеогеографической обстановки, в которой происходило образование коры выветривания, используя для этого, в частности, аналогию с молодыми и современными корами выветривания, развитыми за рубежом.

Необходимо продолжить и всемерно развивать работы по изучению металло- и минералогении коры выветривания для выяснения условий образования рудных и нерудных полезных ископаемых, связанных с корой выветривания, и разработки критериев их прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богословский Н.А. О некоторых явлениях выветривания в области Русской равнины. — Изв. Геол. ком., 1899, 18, № 5.
2. Бугельский Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропических областей. М.: Наука, 1978.

3. Витовская И.В., Берхин С.И. Главнейшие минералы коры выветривания на ультраосновных породах Урала. — В кн.: Никеленосные коры Урала. М.: Наука, 1970.
4. Гинзбург И.И. Каолин и его генезис. — Изв. СПб. политехн. ин-та, 1912.
5. Гинзбург И.И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12.
6. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
7. Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
8. Гинзбург И.И., Кац А.А., Корин И.З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 80.
9. Глазковский А.А. Состояние рудной базы для производства никеля и перспективы ее расширения. — В кн.: Труды IV Всесоюзной геологической конференции по цветным металлам. М.; Л., 1932, вып. 2.
10. Глинка К.Д. Исследования в области процессов выветривания. — Тр. СПб. о-ва естествоисп. Отд. геол., 1906, № 34, вып. 5.
11. Глинка К.Д. К вопросу о минералогическом составе почв и методах его исследования. — Почвоведение, 1908, № 10.
12. Касаткин В.Г. Почвы и грунты по линии Троицкой ж.д. СПб.: Б/и, 1915.
13. Крашенинников И.М. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. — Тр. Почвен. ком., 1915, 3.
14. Никитин К.К. Принципы составления обзорной карты размещения и прогноза кор выветривания ультраосновных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
15. Никитин К.К. Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.
16. Никитин К.К., Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1.
17. Никитин К.К., Витовская И.В., Никитина А.П., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д. Геохимическая зональность коры выветривания. — В кн.: I Международный геохимический конгресс: (Доклады). М.: Наука, 1967, т. 4, кн. 1.
18. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.
19. Полюнов Б.Б. Кора выветривания. М.; Л., 1934.
20. Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
21. Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975.
22. Сидоренко А.В., Лукашов К.И. Некоторые вопросы геохимии зоны гипергенеза. — Сов. геология, 1971, № 1.
23. Слукин А.Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973.
24. Улянов Д.Г., Грицаенко Г.С., Крутов Г.А. и др. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. — Тр. ВИМС, 1937, вып. 118.
25. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
26. Чухров Ф.В. Коры выветривания как источник металла некоторых осадочных руд. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2.
27. Patterson S.H. Investigations of ferruginous bauxite and other mineral resources on Kauai and reconnaissance of ferruginous bauxite deposits on Maui, Hawaii. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1971, 656.

ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Как известно, геологические процессы проявились в течение исключительного по протяженности временного отрезка, поэтому в геологической науке уже давно сложился подход к их анализу (и к процессу выветривания в том числе), связанный, в частности, с рассмотрением того, как изменялся тот или иной процесс во времени; трансформировались ли определяющие его факторы, условия развития, видоизменялся ли, наконец, характер самих формировавшихся при этом образований. Мы не случайно избегаем термина "эволюция", поскольку считаем, что стоящая за этим понятием идея, в принципе, безусловно, верная для геологических процессов "направленного и необратимого" развития, во-первых, еще очень далека от насыщения ее фактическим содержанием и, во-вторых, уже давно нуждается в существенном уточнении длительности временного отрезка, на котором мы должны в настоящее время ее выявить и конкретизировать.

Как нетрудно заметить, в представлениях об эволюции процессов выветривания в геологической истории Земли преобладал подход, сформировавшийся в то время, когда геологи не располагали данными радиогеохронологической длительности геологических процессов на Земле и были вынуждены придерживаться концепции так называемой "быстрой", или "короткой", эволюции геологических процессов вообще и экзогенных процессов выветривания в частности.

Проиллюстрируем ретроспективно изменение наших представлений о временных отрезках, которые "отводились" геологами для эволюционных изменений экзогенных образований. Не будем делать экскурса в слишком отдаленные годы; возьмем для примера три этапных события в становлении этих представлений.

I. Международный геологический конгресс, Москва, 1937 г. Этот этап взят нами, исходя из следующих соображений: во-первых, в материалах, представленных на конгрессе, были сосредоточены все успехи в геологии того времени; во-вторых, это был канун массового появления абсолютно-возрастных дат, т.е. принципиально нового этапа.

II. Международный симпозиум "Земная кора" ("Crust of the Earth"), Балтимора, 1955 г. Этот этап избран нами, во-первых, тоже как определенная веха в развитии представлений о земной коре и, во-вторых, в связи с тем, что к этому времени накопилось уже достаточно много новых геохронологических датировок по древнейшим породам Земли [1].

III. Международный симпозиум "Корреляция докембрия", Москва, 1975 г. Выбор очевиден — это наш сегодняшний уровень знаний в рассматриваемой области.

Для всех трех условных этапов предполагалось, что в фанерозойское время экзогенные процессы протекали нормально, т.е. в условиях, близких к современным, и примерно сходно на всем временном отрезке.

Итак, к началу 40-х годов при практически полном отсутствии геохронологической основы представлялось, что вся седиментогенная эволюция (кстати, и эволюция органического мира) должна была произойти в пределах протерозоя, причем, вероятнее всего, верхнего. О.О. Баклунд [2] в своем докладе на Геологическом конгрессе в 1937 г. определил временную длительность докембрия в 1500 млн. лет.

К середине 50-х годов (II этап) был установлен возраст осадочных пород примерно в 2700 млн. лет [1], а наиболее древние докембрийские даты (в то время не совсем подтвержденные) достигали и даже несколько превышали абсолютный возраст 3000 млн. лет.

В настоящее время (III этап) возраст древнейших осадочных горных пород Земли определен в 3800 млн. лет, и, что очень важно, он вплотную приблизился к возрасту древнейших горных пород земной коры — всевозможных гнейсов и гранитов. Как следует из некоторых последних исследований, эти цифры, возможно, в ближайшее время будут пересматриваться, поскольку для первично-седиментогенных образований основания Капвальского и Родезийского кратонов в Юго-Восточной Африке и Федоровской свиты на Алдане многие исследователи уже допускают абсолютный возраст седиментации в 4000—4200 млн. лет.

Такова фактическая картина развития за последние 40 лет наших представлений о длительности времени, в пределах которого должна была происходить эволюция, в частности экзогенных процессов в геологической истории Земли.

Уже отсюда с очевидностью следует, что с моделью так называемой короткой эволюции, а следовательно, и с ожиданием слишком контрастных, ярких эволюционных ступеней изменения экзогенеза следует расстаться и, напротив, необходимо выявлять и насыщать содержанием модель, если можно так сказать, "длинной" и значительно менее контрастной эволюции, приводя ее в соответствие с сегодняшними геологическими воззрениями.

Учитывая эту ситуацию, а также высокую оборачиваемость воды и основных газов атмосферы через живое вещество, Св. А. Сидоренко сделала заключение, что, вероятнее всего, "четвертичная система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, живое и органическое вещество) создалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере с 3,5 млрд. лет и имела по массе и составу примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты" [12, с. 77]. В последнее время этот вывод подтвержден изотопными исследованиями [10, 14], в результате которых установлено устойчивое постоянство среднего изотопного состава карбонатного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 0,0\text{‰}$) и органического ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 27,0\text{‰}$) углерода на всем протяжении обозримого сегодня геологического времени. Это свидетельствует, во-первых, о том, что биологический цикл углерода существует уже со времени раннего докем-

брия, т.е. по меньшей мере 3500 млн. лет; во-вторых, о достаточно близком к современному стационарно-равновесном в изотопном и геохимическом отношении состоянии докембрийской системы атмосфера — гидросфера — стратосфера — биосфера; в-третьих, о действительности экзогенно-метаморфогенного инверсионного механизма оборачиваемости вещества в наружных оболочках Земли. Таким образом, можно сделать вывод, что уже с самых ранних этапов геологической истории Земли активно протекали процессы выветривания и осадкообразования и была достаточно развита примитивная жизнь.

Обратимся теперь непосредственно к проблеме кор выветривания в геологической истории Земли. Как известно, до недавнего времени попытки поисков кор выветривания в докембрии вызывали у многих исследователей недоумение, которое связывалось не с тем, что коры выветривания могли в каком-то, пусть и метаморфизованном виде сохраниться, а с тем, что подвергалась сомнению вообще возможность их существования как таковых. Однако все главнейшие типы осадочных пород (глины, песчаники и карбонаты) являются основными в спектре осадочных пород докембрия и не имеют никакого другого соизмеримого с выветриванием и корами выветривания источника вещества. Поэтому априори можно быть уверенным в успехе отыскания докембрийских кор выветривания, в дальнейшем это подтвердилось.

3435 Как установлено в настоящее время, в докембрии коры выветривания достаточно распространены, причем в пределах всей его стратиграфической колонны [3]. Они формируются в совершенно определенные возрастные "эпохи" (точнее, возрастные уровни), которые в первом приближении прослеживаются в пределах докембрия всех континентов, причем как среди протерозойских, так и среди архейских образований [11]. В сохранившихся фрагментах докембрийских кор выветривания обнаруживается зональное строение (или элементы зональности), близкое к корам выветривания фанерозоя. В докембрийских корам выветривания наблюдается такая же направленность химических и минеральных изменений выветривающихся пород, как и в продуктах выветривания более молодого возраста.

Однако в настоящее время не установлено, существуют ли какие-либо отличия докембрийских кор выветривания от более молодых их аналогов, есть ли что-либо специфическое в их строении, составе, геохимии и др.

Правда, в работах очень многих исследователей называются (и так или иначе обсуждаются) две их "особенности", которые большей частью интерпретируются именно как их специфичность. Первая из них — несколько более низкое в докембрийском элювии отношение окисного железа к закисному, что связывается с предполагаемым более низким парциальным давлением кислорода в докембрийских атмосферах. Вторая "особенность" — несколько повышенное содержание в древнем элювии калия, что большинство исследователей считают следствием отсутствия в докембрийское время наземной растительности, которая, как известно, является мощным агентом, поглощающим этот элемент в процессе выветривания.

Однако согласиться с этими двумя доводами и признать, что в этом и выражена специфика выветривания в докембрии, ни в коем случае нельзя. Почти во всех без исключения случаях при изучении кор выветривания в докембрии речь идет о фрагментах, сохранившихся самых нижних (глубоких) горизонтах элювия. Уже поэтому химические особенности докембрийских элювиальных образований не могут характеризовать соответствующие им атмосферы. Малые величины соотношения окисного и закисного железа в остатках древнего элювия свойственны также нижним горизонтам любых фанерозойских кор выветривания. Следует учесть, что в процессе регионального метаморфизма эта величина может и, видимо, должна была еще более понижаться.

Совершенно определенно в связи с этим решается также проблема калия. Обширные данные о палеозойских, мезозойских и даже современных корях выветривания [6] показывают, что в большинстве примеров в нижней и средней частях профиля выветривания калий незначительно выносится или накапливается до величин, характерных для "остатков" докембрийских кор выветривания. Даже в каолиновых зонах ряда разрезов содержание K_2O достигает иногда многих процентов.

Нет необходимости прибегать и к факту отсутствия наземной растительности в докембрии, чтобы обосновать, что калий не выносится из докембрийского элювия. Вследствие растворимости и физико-химических условий выветривания [13] калий выносится из самых верхних кор выветривания. Кроме того, растения "не извлекают" калий из горных пород, как полагают некоторые исследователи, а усваивают его уже из коровых растворов, причем попавших в них по тем же самым физико-химическим причинам, что и другие щелочные и щелочноземельные элементы. Поэтому верхние части докембрийских кор выветривания должны содержать калия столько же, сколько его присутствует в корях выветривания фанерозоя. Отсутствие наземной растительности как первопричинного фактора остаточного накопления калия в корях выветривания не может быть использовано в качестве определенного аргумента.

Выше мы отметили исключительную длительность проявления экзогенных процессов в геологической истории Земли. Особое внимание обратили на то, что практически уже 3800 млн. лет назад встречается такой же спектр основных осадочных пород, как и в течение всей последующей геологической истории Земли. Нам представляется, что этот факт должен найти определенное генетическое толкование при общей оценке процессов выветривания в геологической истории Земли. Вывод, который может быть сделан, сводится к следующему: основная направленность, главные типы кор выветривания и важнейшие продукты, связанные с их размытием и переотложением, вероятно, оставались очень сходными в пределах всего известного нам геологического времени.

К этому же выводу приводит и рассмотрение относительной распространенности и геохимических особенностей главных типов осадочных пород в истории Земли [8, 9]. По существу обнаруживается только изменение во времени их относительных объемов. Выявившиеся тенден-

ции изменения во времени содержания в осадочных породах ряда главных и второстепенных химических элементов связываются в основном с изменениями во времени характера преобладающих пород палеосуши, тектонического режима, климата и интенсивности вулканизма, т.е. с теми же факторами, которые регулируют их содержание в осадочных породах и в палеозойских, и в мезо-кайнозойских бассейнах седиментации (серии работ последних лет А.Б. Ронова с сотрудниками, П.П. Тимофеева, В.Н. Холодова, Д.Н. Пачаджанова и др.).

Наиболее полный и критический анализ факторов и условий, изменяющихся в истории Земли и отражающихся на продуктах экзогенеза, сделал Б.М. Михайлов [7]. На примере бокситов, железных и марганцевых руд он рассмотрел также и эволюцию основных их формационных типов. Много нового внесено в освещение этой проблемы Г.И. Бушинским, Д.Г. Сапожниковым, В.А. Броневым, В.А. Теняковым, С.Т. Акаемовым, В.И. Сиротинным и др.

Итак, из безусловно изменяющихся факторов гипергенеза в геологической истории Земли следует назвать: живое и органическое вещество, состав и объем атмосферы, температуру, вулканизм.

В настоящее время выявление этих закономерностей находится на начальном этапе, и это направление в познании истории экзогенеза и литогенеза на нашей планете следует признать важнейшим.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аренс Л.А.* Древнейшие обнаженные породы Земли. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
2. *Баклунд О.О.* О принципах подразделения докембрия. — В кн.: Междунар. геол. конгр.: Тр. XVII сессии. М.: ГОНТИ, 1939, т. 2.
3. Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975.
4. Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
5. Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977.
6. *Лисицина Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973.
7. *Михайлов Б.М.* Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
8. *Ронов А.Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — Геохимия, 1972, № 2.
9. *Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8.
10. *Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А.* Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода в земной коре и проблема геохимической эволюции Земли. — В кн.: VI Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: (Тез. докл.). М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976.
11. *Сидоренко А.В., Чайка В.М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выветривания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970.
12. *Сидоренко Св. А.* Органическое вещество и докембрийский экзогенез. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1.
13. *Теняков В.А.* Геохимия и механизм основного акта латеритного процесса. — В кн.: ICSOBA, 3-e Congres International. Nice, 1973.
14. *Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. — Precamb. Res., 1975, 2, N 1.

РОЛЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ЛАТЕРИТНОМ КOROОБРАЗОВАНИИ

Выяснение конкретных условий формирования и сохранения рудоносных кор выветривания имеет большое значение для правильного понимания процессов гипергенного преобразования горных пород и определения их практической ценности. Среди различных критериев, определяющих выветривание поверхностных образований и создание разных типов разрезов измененных пород, важное значение имеет геоморфологический (или палеогеоморфологический) фактор, который приобретает практически первостепенное значение при формировании кор выветривания с латеритными горизонтами.

Теоретические основы процессов латеритообразования и их модификации в зависимости от природной среды нагляднее всего выявляются при изучении в районах их широчайшего новейшего проявления и развития в настоящее время — тропических областях Земли. Главнейшие наблюдения и выводы настоящей работы основаны на исследованиях и анализе материалов, полученных при изучении кор выветривания и геолого-геоморфологического строения во влажных тропиках Западной Африки, преимущественно в Гвинее Бисау. Некоторые аналогичные данные получены также при работах в областях бывшего распространения тропических условий — на Урале, в Казахстане, на юге Сибири и в Алтае-Саянской области.

СТРОЕНИЕ ЛАТЕРИТНОГО ПОКРОВА

В настоящее время вопрос о строении и составе латеритных образований довольно широко освещен в советской печати, в том числе и по тропическим районам новейшего латеритообразования в Африке [1, 2, 7–9, 10, 12, 14, 16, 18, 21 и др.]. Главнейшей особенностью сформированных покровов латеритных кор выветривания является их зональное строение и наличие каменистых горизонтов в верхних частях профиля, которые представляют собой конечные продукты гипергенного преобразования горных пород в конкретной природной обстановке. Среди образованных на месте продуктов выветривания выделяются: 1) литомарж, или глинистая часть латеритной коры выветривания, обычно с сохранившейся структурой коренных пород; 2) латерит, или каменистая часть коры выветривания существенно железисто-глиноземистого состава; 3) бовальная кираса, или своеобразный гипергенный элювий латерита. Продукты перетложения латеритных кор выветривания с параллельно происходящими процессами перемещения, инфильтрации и аккумуляции соединений железа, алюминия и некоторых других элементов формируют шлейфовые и равнинные кирасы, а также полигенные (почвенные, делювиальные, озерно-болотные и др.) скопления оолито-пизолитового мате-

риала. Совокупность этих парагенетически сосуществующих образований представляет латеритный или гипергенный покров.

Кроме полных профилей латеритных кор выветривания, часто отмечаются сокращенные, или неполные, где в силу различных причин некоторые горизонты редуцированы или не сформированы. Наблюдаются два основных типа сокращенных профилей: а) с отсутствием развитого литомаржа и непосредственным образованием латерита по материнской породе, который в этом случае называется экстралатеритом или "пряником"; б) с отсутствием латерита из-за неблагоприятной обстановки и залеганием на литомарже шлейфовых и равнинных кирас [2, 3, 8, 10, 16—18].

Не в каждом латеритном покрове отмечаются латеритные и бокситовые горизонты. Первоначально считалось, что формирование латеритов бокситового состава возможно лишь по определенным малокварцевым алюмосиликатным породам. Позже появились сообщения о развитии бокситов по разнообразным породам, но в специфической фациальной обстановке. Работы советских специалистов в западноафриканских тропиках позволили высказать соображение о приуроченности бокситовых покровов к наиболее возвышенным поверхностям выравнивания каждого конкретного района [14], а в дальнейшем изучить зависимость строения бокситоносного латеритного покрова от геоморфологического положения рельефа, где он развит [16—18].

При рассмотрении ступенчатых ландшафтов влажных тропиков в строении их покровных образований отмечаются следующие закономерности.

1. Полный набор составляющих латеритный покров горизонтов (бовальная кираса, латерит и литомарж) наблюдается только на наиболее высокой для данного района поверхности; как исключение, локально, на более низких уровнях он может присутствовать в особо благоприятных условиях.

2. Более низкие уровни рельефа имеют неполный набор указанных горизонтов латеритного покрова, причем обычно по мере снижения ступени в ее покрове исчезают бовальная кираса и латерит и возрастает роль шлейфовой, а затем и равнинной кирасы; в связи с этим покров низких поверхностей выравнивания или днищ понижений состоит из литомаржа, переотложенных толщ и кирас.

3. Отмеченные изменения строения покрова в зависимости от геоморфологического положения наблюдаются для рельефа различных абсолютных высот и разного возраста — от мелового до миоцен-плиоценового в африканских влажных тропиках.

4. Обломки — глыбы на поверхностях бовалей, как правило, имеют иной минеральный состав, чем подстилающие материнские покровы; в них обычно возрастает количество глинозема при соответствующем сокращении содержания кремнезема и окислов железа.

Установление этих закономерностей позволило конкретизировать прогнозные критерии, уточнить перспективную оценку территорий и убедиться в большом значении геоморфологического (палеогеоморфологического) фактора в формировании рудоносных латеритных покровов.

Зависимость составляющих латеритного покрова от рельефа и его геоморфологического положения проявляется не только в его строении, присутствии или отсутствии отдельных горизонтов, но и в характере материалов покрова. Последнее обусловлено различиями миграционных способностей элементов, гидрогеохимическими процессами, денудационной деятельностью и гипергенными проявлениями, которые в значительной степени определены и связаны с формированием и развитием рельефа. На фиг. 1 и 2 изображены схематизированные геоморфологические профили, где строение покровных образований установлено по буровым данным. Первый из них составлен для наиболее высокой части плоскогорий и плато Фута-Джалона в Западной Африке, где на водоразделах развиты гондванские и постгондванские поверхности древней денудации мелового возраста, а на склонах и в понижениях — африканские поверхности того же генезиса мел-палеогенового и палеогенового возраста. На фиг. 2 показано строение рельефа и покрова более молодых поверхностей выравнивания, сформировавшихся в миоцене и раннем плиоцене. Привлекает внимание сходное строение покрова соответствующих по положению в рельефе поверхностей независимо от возраста наблюдаемого геоморфологического уровня и его абсолютной высоты.

Изучение отдельных разрезов латеритного покрова в различной геоморфологической обстановке показало тесную зависимость химического и минерального состава гипергенных новообразований от рельефа, а для перемещенного материала, кроме этого, влияние сказывается на форме, размере и окатанности слагающих его зерен и обломков. В табл. 1 приведены данные о зависимости химического состава латеритных образований от геоморфологического положения на примере некоторых

Фиг. 1. Схема строения покровных латеритных образований высоких плоскогорий и плато Северного и Центрального Фута-Джалона (Гвинея Бисау)

I — коренные породы архейско-раннепротерозойского фундамента и позднепротерозойско-палеозойского платформенного чехла Сахарской платформы; 2–6 — латеритный покров: 2 — литомарж — глинистая часть коры выветривания, 3 — латерит — каменистая часть коры выветривания, 4–6 — кирасы (4 — бовальные, 5 — шлейфовые, 6 — равнинные); 7 — аллювиальные отложения; 8 — скважина и суммарная мощность латеритного покрова (в м); *I* — крутосклонные долины рек бассейна Пике и Конкуре; *II* — водораздельные бовали Кавенду, Танкан, Банга наиболее высокой поверхности выравнивания с абсолютными высотами 1300–1500 м; *III* — бовали Донгол, Кала, Фелло, Ндире ступени более низкого уровня поверхности выравнивания с абсолютными высотами 1100–1200 м; *IV* — бовали Хира, Бане низкой поверхности выравнивания долинообразных расширений бассейна верховьев рек Тене, Домбеле и Бафинг с абсолютными высотами 700–800 м

Фиг. 2. Схема строения латеритного покрова низких плато и возвышенных равнин бокситорудного района Содиоре на Западном Фута-Джалоне (Гвинея Бисау)

Условные обозначения те же, что на фиг. 1. *I* — крутосклонная долина р. Фатала с абсолютными высотами плоского дна 60–70 м; *II* — бовали Турду и Мадина с абсолютными высотами 270–320 м; *III* — бовали Генакали и Буле с абсолютными высотами 180–225 м; *IV* — бовали Дункалур и Кофидие с абсолютными высотами 110–175 м; *V* — резковрезанные долины рек Фатала, Багине и Дункалур с урезами русел на абсолютных высотах 28–40 м

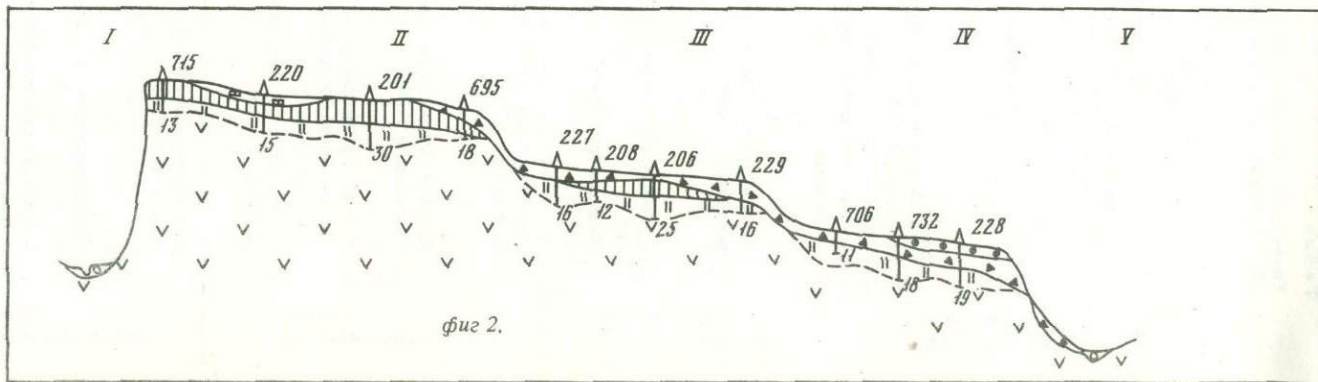
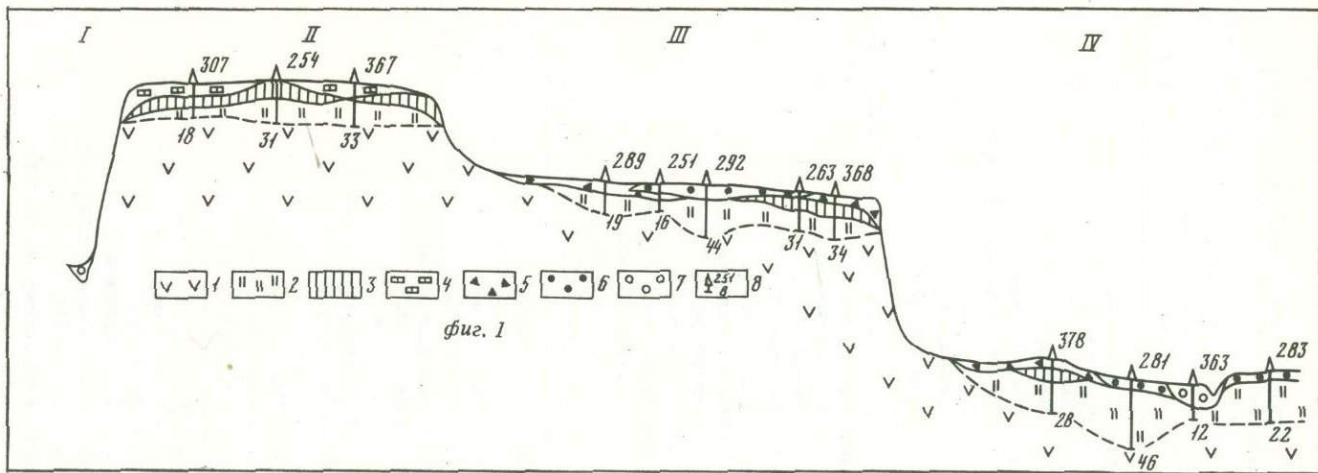


Таблица 1

Химический состав (в вес. %) латеритных образований по различным (Центральный Футу-Джалон, Гвинея Бисау)

Порода	Местоположение (абс. высота, м)	Новообразование (мощность, м)
Раннепалеозойские алевро-аргиллиты	Водораздельная поверхность выравнивания (1400)	Глыба на кирасе Кираса бовальная (2) Латерит (4) Литомарж (11)
	Пологий склон водораздельной поверхности (1350)	Глыба на кирасе Кираса бовально-шлейфовая (3) Латерит (3) Литомарж (17)
	Низкая долинная поверхность выравнивания (800)	Кираса равнинная (1,5) Литомарж (27)
Раннемезозойские пироксениты	Водораздельная поверхность выравнивания (1000)	Глыба на кирасе Кираса бовальная (3) Латерит (6) Литомарж (9)
	Пологий склон водораздельной поверхности (900)	Глыба на кирасе Кираса шлейфовая (1,5) Латерит (6) Литомарж (24)
	Крутой склон этой же поверхности	Экстралатерит – "пряник" Пироксенит свежий
	Пьедестальная поверхность (800)	Кираса шлейфовая (4,5) Литомарж (29,5)
Раннемезозойские долериты	Водораздельная поверхность выравнивания (1200)	Глыба на кирасе Кираса бовальная (3) Латерит (3) Литомарж (7)
	Пологий склон водораздельной поверхности (1000)	Кираса шлейфовая (3) Латерит (4,5) Литомарж (17,5)
	Крутой обрывистый склон вблизи бровки водораздельной поверхности (1150)	Экстралатерит – "пряник" Долерит свежий
	Низкая долинная поверхность выравнивания (700)	Глыба на кирасе Кираса равнинная (6) Литомарж (12)
Раннепротерозойские граниты	Водораздельная поверхность выравнивания (950)	Кираса бовальная (2) То же, нижняя часть Латерит (3) То же, нижняя часть
	Склон средней крутизны (850)	Кираса бовально-шлейфовая (3) Латерит (1)
	Низкая придолинная поверхность выравнивания (750)	Кираса шлейфовая, верхняя часть (6) То же, нижняя часть (3) Литомарж (21)

коренным породам в зависимости от геоморфологического положения

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П.п.п.
0,76	2,00	49,12	22,70	25,84
1,30	1,43	37,60	34,91	24,83
2,24	1,90	44,15	26,95	24,42
34,41	1,81	39,20	7,98	15,93
2,62	1,35	54,49	14,34	27,40
6,40	1,46	31,36	43,70	17,50
10,36	1,36	39,91	28,17	20,32
14,40	1,20	35,38	29,02	18,04
10,96	2,48	30,38	38,02	17,42
36,63	2,38	26,55	21,31	12,10
16,64	1,16	18,24	50,69	12,76
16,47	1,30	25,07	41,63	15,07
20,44	1,43	21,25	43,85	12,13
15,91	1,30	18,21	51,80	12,48
2,80	0,68	7,34	77,92	11,18
14,42	1,16	20,98	50,51	12,52
6,93	1,31	26,40	49,83	15,56
12,51	1,10	22,15	49,10	14,75
17,10	0,4	18,2	51,3	13,5
39,6	0,3	3,9	17,1	2,1
15,31	1,69	24,43	43,57	14,14
22,03	1,74	21,91	40,71	12,84
1,86	1,42	52,70	15,31	27,58
1,90	1,86	41,18	31,04	23,80
1,70	1,80	48,73	20,58	26,50
20,44	2,28	32,11	29,21	15,82
41,14	1,48	22,27	21,47	13,37
10,12	2,28	28,67	41,31	17,60
28,60	1,80	27,26	29,73	12,00
0,68	4,73	40,73	33,44	20,34
49,54	2,13	12,88	15,14	0,83
1,52	1,60	45,41	26,05	25,48
9,76	1,54	26,19	46,48	15,96
35,18	3,02	23,88	25,52	11,48
5,60	1,36	50,60	15,01	26,72
2,50	1,48	54,79	12,80	27,44
0,96	1,24	44,54	16,94	25,12
0,82	1,86	48,28	22,36	26,26
2,04	1,48	48,66	21,07	26,17
20,44	0,56	43,17	10,58	23,52
5,12	0,92	30,36	44,60	18,94
12,42	1,10	26,70	44,02	15,68
24,12	1,98	28,30	30,71	14,36

районов Гвинеи Бисау с различным геологическим строением. Наибольшее количество глинозема при минимальном содержании кремнезема отмечается в латеритах и отчасти в бовальных кирасах междуречных и водораздельных поверхностей, практически независимо от их абсолютной высоты, возраста и состава материнских пород. Последние определяют железистость латеритных бокситов, иногда кремнистость и др. В покрове отдельных ступеней рельефа увеличивается содержание железа, в основном за счет уменьшения количества глинозема. Местами возрастает и количество кремнезема. Все это связано с довольно значительной миграционной способностью железа и кремния, подвижностью их соединений в растворах и коллоидах во влажно-тропических условиях. В то же время однотипные образования, например латериты, на разных геоморфологических уровнях имеют различный состав даже при одинаковых материнских породах. Эти различия еще нагляднее проявляются при анализе пород их конкретных горных выработок, расположенных на разновысотных ярусах рельефа.

Таким образом, анализ вещественного состава образований латеритного покрова свидетельствует о его прямой связи с рельефом.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОВ

Геоморфологическое положение любого участка земной поверхности определяется нахождением его среди определенного рельефа, удаленностью от базисов денудации, четкостью и величиной ограничивающих его граней рельефа. Все разнообразие возможных расположений рельефа может быть объединено в три основные группы: 1) водораздельное и междуречное, когда рельеф и покров занимают наиболее возвышенный ярус рельефа и в их развитии не осуществляется бокового влияния; 2) ступенчатое, когда на формирование рельефа и покрова оказывает влияние рельеф более высокого и более низкого уровней; 3) пьедестальное, когда рельеф и покров образуют наиболее низкий ярус и их создание и дальнейшая эволюция в значительной степени определяются наличием более высоких уровней. В каждой группе существенно четкость границ — тыловых швов и бровок, а также размерность конкретных форм рельефа и участков корообразования.

В зависимости от принадлежности к одной из указанных основных групп рельеф и покров подвергаются воздействию определенного комплекса гидрогеологических, биогеохимических, геоморфологических и иных процессов, регулирующих смещение обломочного материала, миграцию отдельных элементов, циркуляцию вод, диспергирование пород и др. В конечном счете геоморфологическое положение определяет эволюцию рельефа и покровных образований в условиях определенного климата.

Выше отмечено, что латеритные бокситы наблюдаются среди господствующих поверхностей междуречных и водораздельных ярусов рельефа, где покров хорошо дренирован и создаются условия для перемещения вещества и удаления легко мигрирующих элементов. Накопление сравнительно малоподвижных соединений алюминия, титана и железа приводит к формированию латеритов, в том числе бокситового состава.

Непосредственные наблюдения и геолого-геоморфологическое картирование бокситоносных латеритных покровов в Западной Африке показали, что они развиты на всех денудационных поверхностях выравнивания доплиоценового или досреднеплиоценового возраста. Эти поверхности представляют собой приподнятые реликты исходного (доюрского или доюрско-мелового, "доорогенного") пенеплена и педиленов регионального и водораздельного типов [15]. Как исключение, в особо благоприятной обстановке бокситоносные латеритные покровы встречаются на педиленовых других типов (долинных, окраинных, внутренних), педиментах и, возможно, глянсах, обычно представляющих собой более низкие ступени на склонах междуречных и водораздельных пространств или на крыльях новейших структур.

Таким образом, когда доплиоценовый рельеф занимает водораздельное или междуречное положение и его покров хорошо дренируется в условиях достаточно контрастного расчленения и колеблющегося с тенденцией к понижению уровня грунтовых вод, создаются предпосылки для возникновения латеритных бокситов. Естественно, что такая обстановка возможна при наличии соответствующего климата только в эпохи активизации тектонических, а в связи с этим и экзогенных (природных) процессов. Благоприятные условия для латеритообразования возникают не просто на поднимающихся территориях доплиоценовых равнин, плато, холмов и гор, а только в тех их местах, где геоморфологическое положение обуславливает незатрудненный промыв поверхностных образований, периодическое обновление состава грунтовых вод и удаление выносимых продуктов. При этом изменяются строение и состав покровных образований, часто с полным уничтожением их первичных структур и приведением их в соответствие с вновь возникшей природной средой. Предполагается, что сформированный бокситоносный латеритный покров на дневной поверхности должен находиться в равновесном состоянии с окружающей природной обстановкой. Имеется в виду создание таких взаимоотношений между покровом и средой, когда денудационное разрушение поверхности покрова процессами плоскостной эрозии и смыва компенсируется возникновением новых его участков за счет преобразования подстилающих пород. Только при подновлении снизу латеритных горизонтов они могут существовать на водоразделах при отсутствии поверхностных кирас, выполняющих роль брони.

Практически во всех случаях в природе наблюдается определенная зависимость покровных образований от геоморфологического положения, именно от положения, а не от рельефа вообще. На фиг. 1 и 2 отчетливо видно, что сходное строение латеритного покрова могут иметь равновысотные и разновозрастные поверхности и даже соседние разновысотные. Однако, по-видимому, важнее вывод о том, что рельеф одной и той же поверхности может иметь разный покров. Раньше уже указывалось [18], что центральные части африканской поверхности выравнивания Лесной Гвинеи имеют покров, состоящий из глинистого литомаржа (до 30 м) и шлейфово-равнинных кирас (до 6 м), а в периферических частях той же поверхности с однотипным рельефом покров образован в основном латеритом (до 7 м) и равнинно-бовальной кирасой (до 2-3 м).

Такие же различия хорошо видны на фиг. 1 и 2, а изменения качества покрова — в табл. 1. Химический состав латеритов и кирас покровов разного геоморфологического положения различен. На это обычно не обращалось внимания, как и на то, что геоморфологический фактор сказывается и на химизме глин литомаржа. Это наглядно видно из сравнения средних содержаний глинозема и кремнезема в литомарже кор выветривания по алевро-аргиллитам, долеритам и гранитам на различных ярусах рельефа.

Изучение геоморфологической предопределенности возникновения и развития латеритных горизонтов показало, что в сформированных покровах мощность каменистой части коры выветривания практически не зависит от изменения геологического субстрата, от которого зависят лишь мощность литомаржа и состав его глинистых минералов. Приведем один пример. На междуречной поверхности выравнивания миоценового возраста в Центральной Гвинее на расстоянии 1 км несколькими скважинами обнаружен массив мезозойских пироксенитов, на контакте которого с вмещающими верхнепротерозойскими алевролитами отмечалось тело триасовых долеритов. Кора выветривания над этими породами имела полный профиль, образованный из кирасы и латерита одинаковой мощности (3—4 м) над всеми породами и глинистого литомаржа, мощность которого была резко различна. Над осадочными породами она составляла 18 м, над ультрабазитами — 35 м, а над долеритами — лишь 15 м, причем в одинаковых природных условиях, в непосредственной близости друг от друга, в однотипной геоморфологической обстановке.

Констатируя важнейшее значение геоморфологического положения в формировании покровов латеритных бокситов, важно заметить, что первоначально водораздельные пространства занимают поверхность исходного пенеплена или регионального педиплена. Устойчивое и, как правило, неравномерное поднятие и расчленение рельефа активизированных областей как платформенного, так и орогенного типов приводит к формированию ступенчатых ландшафтов, в которых междуречное и отчасти водораздельное положение могут занимать и другие поверхности рельефа, в основном разнообразные педиплены (на моноклинально-складчатых породах и интрузивах) и плато (на субгоризонтальных интрузивах, горизонтальных пластах осадочных и вулканогенных пород). Таким образом, водораздельные и междуречные пространства могут оказаться заняты как высокими пенепленами и плато, так и низкими пенепленами, плато, возвышенными равнинами и т.п. Строение и состав их покровных образований определяются не принадлежностью к тому или иному рельефу, а геоморфологическим положением поверхности с формирующимся покровом. В связи с этим выделение фациальных типов латеритных кор выветривания по таким крупным категориям рельефа [8, 9] носит весьма общий характер и не вскрывает конкретных особенностей их образования, эволюции и практической ценности. Одним из подтверждений нерациональности подобной классификации является присутствие латеритных бокситов, например в Гвинее Бисау, на разновозрастных плоскогорьях (высоких и низких пенепленах), плато и возвышенных равнинах (от мелового до миоценового возраста включитель-

Таблица 2

Зависимость химического состава (в вес.%) экстралатеритов ("пряников") от характера материнских пород (Центральный Фута-Джалон, Гвинея Бисау)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П.п.п.
Экстралатерит	24,00	0,45	43,91	7,68	23,18
Раннепротерозойский гранит	72,50	0,20	14,05	1,95	0,60
Экстралатерит	2,16	1,48	53,39	13,54	29,14
Раннемезозойский долсрит	51,62	1,34	16,67	10,16	1,00
Экстралатерит	4,40	0,86	16,80	60,63	15,10
Мезозойский пироксенит	39,62	0,26	3,89	17,10	2,10
Экстралатерит	1,76	2,05	60,05	4,56	31,86
Силурийский алевролит	54,50	1,68	25,23	3,87	6,90

но), на что неоднократно обращали внимание исследователи этих районов [5, 12, 13, 17, 18, 21 и др.]. Действительно, для разных частей каждой крупной категории рельефа характерны различные фациальные обстановки, обуславливающие формирование разнообразных по качеству и распространению горизонтов латеритных кор выветривания.

Благодаря интенсивности гипергенных и гипергенно-метасоматических процессов поверхностного преобразования горных пород во влажно-тропических условиях при постоянных высоких температурах воздуха, почв, атмосферных и подземных вод, а также обильности сезонного увлажнения, субвертикального падения солнечных лучей и прекрасного дренажа образуются экстралатериты ("пряники") — сильно пористые образования мощностью от нескольких миллиметров до 1 м по различным коренным породам в виде корочек или оболочек. Их химический состав для наиболее высокой поверхности выравнивания в сравнении с составом материнских пород приведен в табл. 2. Зависимость состава латеритных покровов от материнских пород обнаруживается также при изучении вещественного состава отдельных обломков-глыб на поверхностях различного бовализированного рельефа. В отличие от подстилающих их материнских латеритных покровов они подвергались процессам вторичной переработки продуктов латеритных покровов с дополнительным выносом из них соединений кремния и железа и накоплением при этом глинозема, лишь в ультрабазитах поведение железа и алюминия иное (табл. 3). В связи с отмеченным уместно обратить внимание на своеобразное облагораживание обломков бокситов латеритных покровов при их нахождении в несцементированном состоянии на поверхности. Концентрация подобных обломков может дать скопления высококачественных руд. Это необходимо учитывать при прогнозных и оценочных работах, а также при исследовании бокситоносности районов древнего латеритообразования. Можно утверждать на основании изучения областей новейшего латеритообразования, что нахождение в геологических разрезах обломков (глыб и галек) высококачественных бокситов не предопреде-

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) поверхностных обломков-глыб и латеритных покровов (поскогорья и плато Центральной Гвинеи)

Порода	Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П.п.п.
Бовальная кираса по коре выветривания пироксенитов	Глыба	4,40	0,56	16,80	60,63	15,10
	"	1,64	0,62	8,15	77,40	12,12
Бовальная кираса по алевролитам	Покров	17,72	1,30	24,03	41,36	14,96
	Глыба	1,50	1,74	54,29	12,43	30,22
Латерит по алевролитам	Покров	7,82	1,70	46,11	19,80	24,44
	Глыба	0,32	1,50	50,91	18,54	28,12
Бовальная кираса по аргиллитам	Покров	3,74	1,80	40,02	30,73	23,26
	Глыба	0,46	1,54	56,02	10,98	30,52
Бовальная кираса по долеритам	"	1,26	2,50	53,21	13,04	29,82
	Покров	20,40	1,70	37,14	22,66	18,00
Латерит по долеритам	Глыба	0,76	2,00	49,12	22,70	25,84
	Покров	17,86	2,06	34,42	25,43	19,54
Бовальная кираса по гранитоидам	Глыба	1,54	2,45	43,26	26,02	27,23
	Покров	5,31	2,43	30,00	42,00	20,73
Бовальная кираса по гранитоидам	Глыба	7,00	1,30	53,83	12,20	24,96
	"	3,70	1,24	55,41	11,42	27,44
	Покров	14,30	1,36	30,50	36,95	16,74

ляет присутствие в областях сноса бокситоносных латеритных покровов такого же качества.

Качественный состав латеритных кор выветривания, мощности отдельных горизонтов и их распространение зависят также от размеров водораздельных или междуречных пространств. Значительные площади реликтов массивного слабо расчлененного и слабо контрастного рельефа водоразделов и междуречий в центральных частях малоблагоприятны для формирования латеритных бокситов, а подчас и латеритов вообще, что связано с затрудненным промывом покровных образований и удалением выносимых веществ. В настоящее время еще не представляется возможным охарактеризовать оптимальные геоморфологические условия, при которых образуются значительные количества высококачественных латеритных бокситов, и определить наиболее благоприятные для этого формы и площади преобразующегося рельефа, величину врезов, контрастность форм, уклонов дневной и ювенильной поверхностей и др. Непосредственными наблюдениями установлено, что наиболее хорошо сформированные каменные горизонты, часто сложенные качественными латеритными бокситовыми рудами, наблюдаются на бовализированных междуречьях шириной 1,5–2 км при глубине врезов окружающих эрозионных форм 100 м и более. Площади промышленно-ценных рудоносных залежей обычно составляют 3–7 км², они часто образуют группы сближенных бокситоносных бовалей — месторождений суммарной площадью 20–40 км².

Заканчивая рассмотрение геоморфологической позиции покровов латеритных бокситов в областях новейшего латеритообразования, отметим, что они возникают только на водоразделах и возвышенных между-речьях среди покровов морфологически различного разновозрастного рельефа. При определении фациальных типов латеритных кор выветривания в первую очередь должен учитываться не общий или конкретный тип (облик) рельефа, а их геоморфологическое положение.

При изучении геоморфологических предпосылок латеритного бокситообразования прошлых геологических эпох, особенно мезозойского возраста, установленные закономерности могут оказать существенную помощь. В этом убеждают как наблюдения автора в различных бокситоносных регионах Советского Союза, так и материалы других исследователей [3, 4, 6, 11, 19, 20 и др.], подчеркивающих существенное значение палеогеоморфологического анализа в восстановлении условий создания и сохранения бокситовых месторождений различных типов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акаемов С.Т., Пастухова М.В., Теняков В.А., Ясаманов Н.А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
2. Броневой В.А., Иванов В.А., Ким Ю.И. и др. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). — Сов. геология, 1970, № 9.
3. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971.
4. Валетон А. Бокситы. М.: Мир, 1974.
5. Грачев А.Ф., Сваричевская З.В., Селиверстов Ю.П. Выравнивание и корообразование. — Геоморфология, 1973, № 2.
6. Гузовский Л.А. Некоторые геоморфологические аспекты проблемы латерито- и бокситообразования (на примере Урала). — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
7. Добровольский В.В. Циклы денудации и этапы гипергенеза Восточной Африки. — Геоморфология, 1972, № 1.
8. Михайлов Б.М. Бокситовая формация Западной Африки. — Тр. СНИИГГиМС, 1967, вып. 66.
9. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.
10. Писемский Г.В. Геохимические особенности коры выветривания Гвинейской республики. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.
11. Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
12. Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А. Типы бокситовых месторождений Гвинейского щита. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
13. Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А., Барков В.В. Бокситы и коры выветривания Гвинеи. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
14. Селиверстов Ю.П. Геоморфология Гвинеи и ее основные вопросы. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 1.
15. Селиверстов Ю.П. Пенеплены и педиплены (некоторые проблемы формирования поверхностей выравнивания). — В кн.: Поверхности выравнивания. М.: Наука, 1973.
16. Селиверстов Ю.П. Рельеф и покровное образование тропиков Западной Африки. — Геоморфология, 1973, № 1.
17. Селиверстов Ю.П. Поверхности выравнивания и латеритный покров влажных тропиков Западной Африки. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976.

18. Селиверстов Ю.П. Покровные образования и рельеф областей новейшего латеритообразования на юго-западе Сахарской платформы. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 2.
19. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969.
20. Сеницын В.М. Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976.
21. Шибистов Б.В. К генезису латеритных бокситов (на примере месторождений Центральной и Юго-Западной Гвинеи). — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977.

УДК 553.481:551.311.231

И.В. ВИТОВСКАЯ

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ НИКЕЛЕНОСНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ

Анализ типоморфных особенностей минералов и типоморфных минеральных парагенезисов широко используется при изучении физико-химических условий формирования различных горных пород и руд [15] и является главным методом исследований, положенным в основу учения о метасоматозе [5–7]. В применении к процессам выветривания эти методы использовались главным образом в работах, посвященных типоморфизму каолинита в корах выветривания алюмосиликатных пород различного состава [8, 11–13].

Настоящая работа касается результатов систематического изучения типоморфных особенностей и никеленосности минеральных новообразований, сформированных в разрезе площадной коры выветривания аперидотитовых серпентинитов. Проведенные исследования позволили выявить природные типоморфные минеральные парагенезисы, характеризующие каждую геохимическую зону, и рассмотреть распределение никеля в пределах этих зон. Под минеральным парагенезисом подразумевается ассоциация минералов, которые генетически связаны между собой, формируются одновременно или последовательно в определенной среде минералообразования.

Понятие о типоморфных минеральных парагенезисах вполне применимо к коре выветривания, которая представляет собой своеобразную инфильтрационную метасоматическую колонку с четким зональным строением. В каждой зоне выветривания формируется определенная ассоциация генетически связанных между собой минеральных новообразований, среди которых могут быть выделены присущие только данной геохимической зоне, т.е. представляющие собой типоморфный минеральный парагенезис. Сопоставление изученных парагенезисов с результатами экспериментальных исследований по синтезу отдельных минералов и данными термических расчетов полей их устойчивости позволяет уточнить концентрации основных породообразующих компонентов и рН растворов при минералообразовании. При анализе типоморфных минеральных парагенезисов использованы треугольные диаграммы состава.

Кора выветривания обычно имеет зональное строение, обусловленное тем, что концентрация компонентов и рН растворов в вертикальном разрезе выветривающихся пород изменяются в процессе взаимодействия исходных пород с нисходящими атмосферными и почвенными водами [3]. В результате на месте исходных минералов образуются новые минеральные ассоциации, равновесные в данных условиях среды. Замещение гипогенных минералов гипергенными новообразованиями происходит псевдоморфно, с сохранением структурно-текстурных особенностей или характера отдельности и трещиноватости исходных пород. Однако механизм формирования псевдоморфоз различен: это либо трансформационное преобразование, либо синтез вещества из аморфных остатков и растворов.

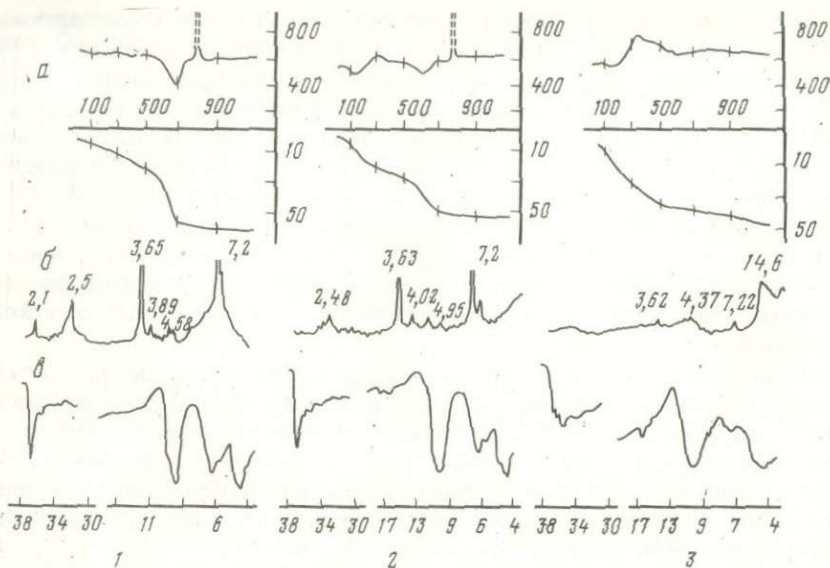
Поскольку источник растворов, поступающих в породы, находится у поверхности, формирующаяся зона конечных продуктов выветривания — внутренняя зона инфильтрационной метасоматической колонки, а расположенные глубже — внешние [10]. Благодаря четкой зональности относительно простого минерального состава никеленосных кор выветривания они являются благоприятным объектом изучения типоморфных минеральных парагенезисов и их никеленосности.

Наиболее полные сведения получены при изучении разрезов площадной коры выветривания с максимальным числом минеральных зон (полный профиль) на Ново-Бурановском силикатно-никелевом месторождении Кемпирсайского массива ультраосновных пород на Южном Урале [9].

Кора выветривания этого массива формировалась длительное время, начиная с мезозоя вплоть до олигоцена. Сохранение полного профиля выветривания от разрушения и его регенерация были возможны только благодаря понижению уровня грунтовых вод в периоды неоднократных эпейрогенических поднятий территории [14]. Понижение уровня грунтовых вод влекло за собой изменение состава поровых растворов в метасоматической колонке выветривания. В результате внутренние ее зоны наступали на внешние, и ранее сформированные минеральные ассоциации данной зоны замещались новыми, свойственными следующей, более внешней зоне.

Следовательно, те гипергенные минералы, которые наблюдаются сейчас в каждой зоне, могли быть сформированы, в зависимости от степени проницаемости данного участка породы, либо непосредственно по исходному серпентину, либо стадийно, через промежуточные минеральные фазы внешних зон.

В изученных разрезах древней площадной коры выветривания серпентинитов Южного Урала наиболее полным является следующий ряд преобразования исходного серпентина: серпентин —> керолит —> Fe-Mg-монтмориллонит —> нонтронит —> Al-нонтронит (феррибейделлит) —> гетит. Каждый из гипергенных минералов этого ряда в локальных участках или в иных условиях выветривания, например в линейных корах, мог формировать псевдоморфозы и непосредственно по исходному серпентину. Химический состав, структура и физические свойства породообразующего минерала каждой зоны изучены с использованием традиционных методов анализа вещества, включая локальный микрорент-

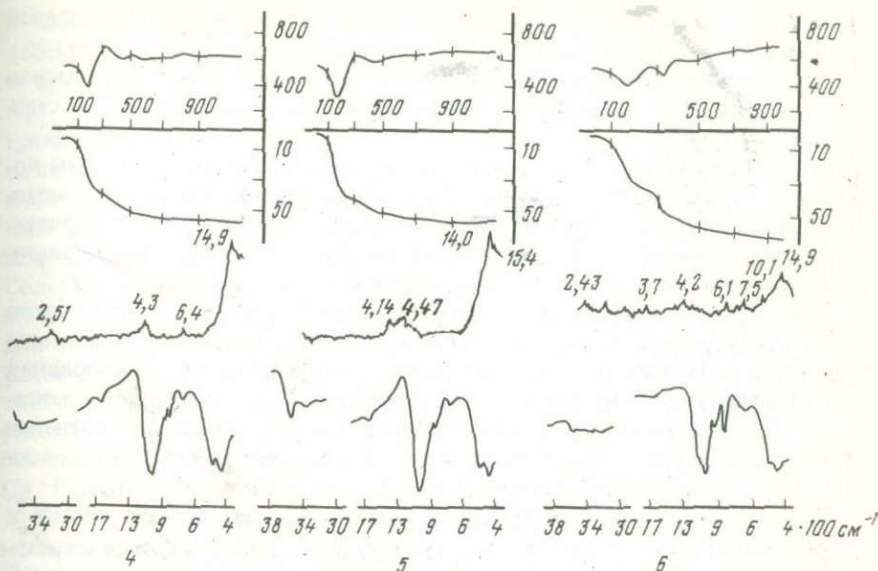


Фиг. 2. Термограммы (а), дифрактограммы (б) и ИК-спектры поглощения (в) продуктов выветривания серпентинитов

геноспектральный анализ и электронную микроскопию с параллельной микродифракцией электронов. Примеси реликтовых минералов исходных пород, а также новообразованных доломита, кальцита, α -квартца и α -кварца в изученных профилях незначительны. Их распределение в вертикальном разрезе не столь строго закономерно, как распределение породообразующих минералов, и в значительной мере зависит от локальных условий минералообразования, которые возникают в открытых поровых пространствах пород.

Таким образом, казалось бы, состав пород каждой зоны выветривания практически мономинерален, и вся информация об условиях формирования продуктов выветривания серпентинитов ограничивается типоморфизмом породообразующих минералов. Однако при детальном минералогическом исследовании в породах обнаружено значительное количество рентгеноаморфных минеральных новообразований. Они определяются макроскопически и в шлифах по характерному гелевидному облику, наличию трещин усыхания и изотропности и наблюдаются в виде псевдоморфоз, развитых по отдельным микроучасткам породы и элементам ее мезоструктуры: сетке, ячейке и зернам бастита (фиг. 1, см. вклейку).

Присутствие гелевидной рентгеноаморфной фазы в образцах фиксируется также: рентгеновским методом — по плотному фону на рентгенограмме и пологим широким максимумам на дифрактограмме в области $4,0-4,5\text{\AA}$; методом ИК-спектроскопии — по полосе поглощения 825 см^{-1}



1 — дезинтегрированные; 2 — керолитизированные; 3 — монтмориллонитизированные; 4 — нонтронитизированные; 5, 6 — нонтронитизированные и обохренные

или дублету полос $825-875 \text{ см}^{-1}$; термическим методом — по экзотермическому пологому пику при $300-350^\circ\text{C}$, интенсивность которого зависит от содержания рентгеноаморфной фазы в образце (фиг. 2).

Количественное определение рентгеноаморфных новообразований возможно только химическим путем. Наиболее эффективным и апробированным методом определения свободных неокристаллизованных минеральных форм железа в настоящее время признается метод О.П. Мира и М.Л. Джексона, который широко используется у нас и за рубежом [16, 18, 20], особенно при изучении почвенных глин. Метод заключается в получении растворимых соединений железа с помощью дитионита натрия, лимоннокислого натрия и бикарбоната натрия [4]. Рентгеноаморфный кремнезем определяли с помощью обработки образцов раствором 5%-ного Na_2CO_3 . Наиболее достоверны результаты, получаемые при изучении природных образцов. Химическая и тепловая обработка обычно приводит к заметному упорядочению и даже частичной кристаллизации рентгеноаморфных гелей и слабо упорядоченных глинистых минералов, что отчетливо видно при сравнении рентгенограмм и ИК-спектров естественных и обработанных образцов.

Вместе с растворимыми формами железа определяли растворимый никель. Применявшаяся методика исключает возможность извлечения при этом обменных форм никеля, а также свободных кристаллических минералов окислов или гидроокислов никеля. На этом основании было

принято, что весь растворимый никель связан с рентгеноаморфной фазой и, по-видимому, сорбирован ею.

Определения растворимых соединений железа, кремния и никеля выполнены для 20 образцов (47 определений) изученного разреза в стандартных условиях.

При оценке возможностей использования полученных данных мы полагались также на опыт почвоведов, проводивших многочисленные методические работы по определению рентгеноаморфной фазы в почвах. Выбранные нами методики успешно используются ими для характеристики агрохимических свойств и особенностей генезиса почв.

При изучении продуктов древней коры выветривания серпентинитов на Ново-Бурановском участке Кемпирсайского массива установлено, что общее содержание рентгеноаморфных минеральных новообразований закономерно увеличивается вверх по разрезу от 5–6% в зоне керолитизации до 50–55% в зоне охр. Обнаружено также закономерное изменение состава самой рентгеноаморфной фазы: отношение атомных количеств $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в ней уменьшается от 7 до 0,1 (см. таблицу).

Химический состав рентгеноаморфной фазы, так же как состав и структура породообразующего минерала, типоморфны для зоны, а ассоциация этих новообразований представляет собой типоморфный для каждой зоны минеральный парагенезис. Характерная черта минеральных новообразований, входящих в парагенезис, — переменность их химического состава и количественных соотношений компонентов в пределах зоны.

Процесс выветривания серпентинитов достаточно полно характеризуется изменением содержаний трех ведущих породообразующих компонентов: железа, магния и кремния. Алюминий и никель являются изоморфными соответственно с железом и магнием. Вследствие переменности составов породообразующего минерала и рентгеноаморфной фазы в пределах каждой геохимической зоны они изображаются на диаграмме полями, а не точкой (фиг. 3).

Перейдем к рассмотрению типоморфных парагенезисов каждой зоны.

Содержание рентгеноаморфной фазы в продуктах выветривания серпентини-

Зона коры выветривания	№ обр.	Породообразующий минерал типоморфного парагенезиса зоны	Рентгеноаморфная фаза типоморфного парагенезиса зоны (в % от навески)	
			общее содержание в породе	SiO_2
I	1	Серпентин	Не обн.	Не обн.
II	2	Керолит	6,30	5,30
III	3	Fe-Mg-монтмориллонит	15,44	9,48
IV	4	Mg-нонтронит	11,45	2,18
	5	Al-нонтронит	11,45	2,20
V	6	Гетит + Fe-бейделит	21,54	1,80
	7	Гетит	56,04	0,93

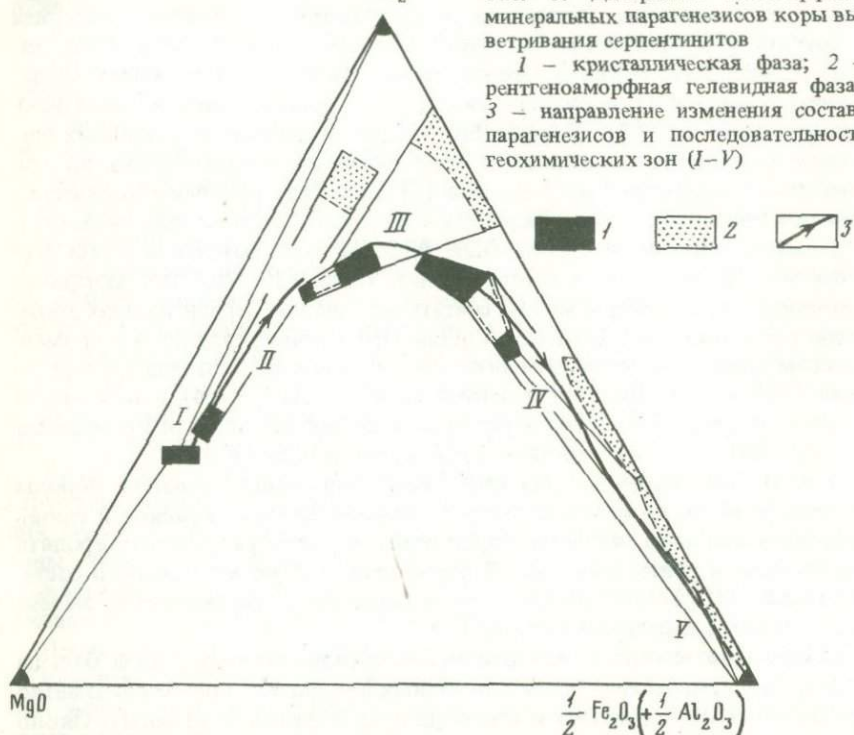
Зона I. Серпентиниты из зоны дезинтеграции состоят в основном (85%) из серпентина (лизардита и хризотила) с примесью шегренита и брусита (10%), а также доломита и кристобалита (1–2%). Содержание реликтовых оливина, пироксенов, амфибола (куммингтонита), граната (андрадита) и рудных минералов (алюмохромита и магнетита) незначительно (2–3%). Породообразующий серпентин в различных элементах мезоструктуры породы – сетке, ячейке и зернах бастита, по данным рентгеноспектрального анализа [2], содержит различное количество железа и алюминия, что отражается в его окраске и оптических свойствах. Содержание никеля в породе 0,2% NiO, он сосредоточен в шегрените и брусите (0,6% NiO), а в серпентините 0,08–0,1% NiO. Типоморфным для зоны парагенезисом можно считать ассоциацию серпентиновых минералов с шегренитом и бруситом. Состав парагенезиса, судя по экспериментальным данным и термодинамическим расчетам В. Вильдмана с соавторами [21], свидетельствует о весьма высоких pH (> 8,4) и активности магния ($\lg [Mg^{2+}] > -14$) и резко пониженной активности кремнезема ($\lg [Si(OH)_4] < -8$) в растворах, циркулировавших в зоне.

Зона II. Типоморфным для следующей зоны выщелачивания, породы которой отличаются от свежих серпентинитов светлой окраской и глиноподобным обликом, является парагенезис породообразующего керолита с растворимой рентгеноаморфной фазой существенно кремниевое состава (5,3% SiO₂) с подчиненным количеством растворимых железа (1,01% Fe₂O₃) и магния (1,2% MgO).

Содержание никеля в валовой пробе образца почти в 2 раза больше (0,37% NiO; см. таблицу), чем в исходных продуктах, и особенно заметно (до 0,64% NiO) возрастает в его коллоидной фракции (1 мкм). Около 20% валового содержания никеля связано с растворимой рентгеноаморфной фазой, что составляет 1,3% NiO ее общего веса (см. таблицу) и в 3 раза больше, чем в породе в целом. Из приведенных данных следует, что в процессе формирования зоны никель концентрировался в рентгеноаморфном остатке, образующемся в результате растворения части серпентина;

тов, ее состав и никеленосность (аналитик Р.С. Яшина)

Рентгеноаморфная фаза типоморфного парагенезиса зоны (в % от навески)		Содержание NiO, %			
		общего	растворимого		
Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃ , атом. кол.		от навески породы	от рентгено- аморфной фазы	от общего содержания NiO в поро- де
Не обн.	Не обн.	0,20	Не обн.	Не обн.	Не обн.
1,07	7	0,37	0,08	1,3	22
5,57	2	1,85	0,39	2,5	20
8,86	0,5	1,69	0,41	3,5	25
8,58	0,3	0,74	0,67	6,3	90
19,53	0,1	1,09	0,21	1,0	20
54,76	0,02	0,48	0,35	0,6	73

SiO₂

в псевдоморфозах керолита по гипергенному серпентину содержание никеля мало изменяется.

Керолит образует по исходному серпентину, слагающему различные элементы мезоструктуры породы, полные псевдоморфозы. С помощью метода локального микрорентгеноспектрального анализа установлено, что некоторые различия в химизме вещества псевдоморфоз в сетке, ячейках и зернах бастита унаследованы от их исходного состава. На этом основании можно допустить существенно трансформационный механизм преобразования гипогенного серпентина в его гипергенную разность — керолит.

В изученном профиле выветривания керолит принадлежит к группе хризотила, но четко отличается от гипогенных разностей рядом типоморфных особенностей. Минерал чрезвычайно дисперсен: размеры его частиц (0,01 мкм) в десятки раз меньше, чем у исходного серпентина (фиг. 4, см. вклейку). Он сильно гидратирован и содержит очень много (8,4%) адсорбированной и прочно связанной воды, кинетика удаления которой иная, чем в исходном серпентине (см. фиг. 2). Минерал отличается от гипогенных разностей меньшей упорядоченностью структуры, что хорошо видно при сравнении ИК-спектров и дифрактограмм (см. фиг. 2). Недостаток магния в структурной формуле минерала, рассчитанной после освобождения образца от рентгеноаморфной фазы, свидетельствует о наличии в керолите дефектных бруситовых группировок.

Перечисленные особенности минерала дают основание считать, что его формирование шло в условиях неустойчивого равновесия серпентина с раствором. Судя по данным Ю.Ю. Бугельского [1], образование пород в зоне могло протекать в интервале pH природных вод 7,8–8,4 при содержаниях 60–70 мг/л SiO_2 и около 60 мг/л MgO . На термодинамической диаграмме устойчивости серпентина [21] точка, отвечающая этим значениям, расположена вблизи линии раздела серпентин – раствор. Увеличение активности магния или pH раствора сдвигает равновесие к полю устойчивости серпентина, и, напротив, уменьшение этих величин способствует его растворению. Следовательно, даже незначительное уменьшение активности этих компонентов в растворе, например в периоды интенсивного выпадения дождей, сразу же должно приводить к растворению серпентина. Увеличение пористости до 20% и значительная потеря массы породой по сравнению с исходными серпентинитами свидетельствуют о том, что процесс растворения серпентина в зоне шел достаточно интенсивно. Судя по изменению отношения SiO_2/MgO от 0,6 в исходных серпентинитах до ~ 1 в керолитизированных при сохранении неизменным отношения $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7$, растворение серпентина в зоне шло инконгруэнтно, с преимущественным выносом магния по сравнению с кремнеземом. Вследствие этого образовался рентгеноаморфный гелевидный остаток, содержащий избыточное против стехиометрического (для керолита) количество кремнезема.

Таким образом, парагенезис керолита (диспергированного и гидратированного серпентина, обладающего дефектной структурой) с существенно кремниевой рентгеноаморфной фазой достаточно полно характеризует химизм минералообразования в зоне выщелачивания. На диаграмме парагенезисов (см. фиг. 3) изменение химического состава породы в зоне выступает чрезвычайно отчетливо. Оно заключается в интенсивном и возрастающем сверху выносе магния при сохранении в породе относительно постоянного отношения железа к кремнезему.

По мере изменения состава породы в зоне растет и содержание в ней рентгеноаморфной фазы. Наконец, наступает качественный скачок в соотношениях компонентов, которые становятся стехиометрическими для минерала, обладающего трехслойной структурой. Этот качественный скачок отчетливо выражен на лизграмме парагенезисов достаточно резким изменением направления стрелки, указывающей на ход процесса выветривания при переходе от зоны керолитизации (II) к зоне монтмориллонитизации (III).

Зона III. Породы зоны монтмориллонитизации, полностью сохраняющие структурно-текстурные признаки исходного серпентинита, четко отличаются от нижележащих пород зоны керолитизации желтовато-зеленой окраской, более высокой пористостью (достигающей 40%) и низкой прочностью. Эти особенности породы – следствие значительного изменения ее химического и минерального состава в результате интенсивного выноса вещества. Типоморфным минеральным парагенезисом зоны становится устойчивая ассоциация железо-магниевого монтмориллонита (сапонита) и рентгеноаморфной фазы железо-кремниевого состава, в которой кремнезем (2,46% SiO_2) все еще заметно преобладает над железом (5,57%

Fe_2O_3 ; см. таблицу). Порода характеризуется весьма высоким содержанием никеля, достигающим 1,85–2,37% NiO. При этом в породообразующем глинистом минерале, освобожденном от рентгеноаморфной фазы, находится около 1,25% NiO. В состав рентгеноаморфных образований входит до 20% валового содержания никеля, что в пересчете на 100% этой фазы составляет 2,5% NiO (см. таблицу). Другими словами, рентгеноаморфная фаза содержит в 2 раза больше никеля, чем кристаллическая.

Железо-магниевого монтмориллонит в исследованном профиле выветривания имеет переменный состав: количество железа в нем растет вверх по разрезу. На границе со следующей зоной атомные коэффициенты магния и трехвалентного железа в структурной формуле минерала примерно равны. Минерал имеет слабо упорядоченную структуру с различным содержанием и распределением воды в межслоевых промежутках, характер которых также закономерно изменяется вверх по разрезу.

При оптических наблюдениях установлена двойственная природа формирования минерала. В ячейках мезоструктуры Fe-Mg-монтмориллонит образует микрочешуйчатые агрегаты сферолитов и веероподобные чешуйки среди зеленовато-бурого изотропного гелевидного вещества с характерными трещинами усыхания. Здесь эта ассоциация минералов возникла в результате преобразования кремний-железо-магневых гелей, сформированных в зоне керолитизации. Псевдоморфозы Fe-Mg-монтмориллонита по зернам бастита и веществу сетки формировались, по-видимому, существенно трансформационным путем. Однако и здесь Fe-Mg-монтмориллонит находится в тесной ассоциации с гелевидным веществом. Последнее расположено на поверхности чешуек, разделенных межзерновыми порами выщелачивания размером 5–10 мкм, и представляет собой аморфный остаток от гидролитического разложения исходного керолита (серпентина).

С помощью электронного микроскопа удается проследить неодинаковую степень дисперсности и различную морфологию частиц в монтмориллонитизированных продуктах выветривания серпентинитов. Вещество ячеек имеет существенно микроглобулярные суперструктуры с размером глобуль около 0,01 мкм (100 \AA), которые характерны для рентгеноаморфной гелевидной фазы. Кроме того, наблюдаются агрегаты с "сотовой" суперструктурой, свойственные Fe-Mg-монтмориллониту, сформированному путем организации структуры геля. Подобные же "сотовые" суперструктуры установлены недавно для аллофанов, обладающих уникальной сферической структурой частиц с внешним диаметром 35–50 \AA [19]. Нам удалось наблюдать образование слоистости в строении некоторых агрегатов с "сотовой" суперструктурой. Размеры слоев 0,01–0,02 мкм с промежутками между ними 0,02–0,03 мкм. Две системы таких слоев накладываются друг на друга и образуют более крупную сетку. Такое строение агрегатов отвечает дальнейшему упорядочению структуры геля.

Иные структуры имеет Fe-Mg-монтмориллонит из псевдоморфоз по зернам бастита и сетки. Он состоит из агрегатов хорошо оформленных псевдогексагональных чешуек. Средние размеры частиц 0,1 мкм, среди них встречаются более крупные частицы размером $> 1,0$ мкм. Присутст-

вие рентгеноаморфных гелей в ассоциации с Fe-Mg-монтмориллонитом сетки подтверждается наличием скоплений отдельных глобуль и агрегатов глобулярных частиц размером $< 0,01$ мкм. Эти наблюдения подтверждают двойственную природу железо-магниевого монтмориллонита и его тесную ассоциацию с гелевидным рентгеноаморфным веществом.

Судя по термодинамическим расчетам устойчивости гидроокислов железа, магния и алюминия при нормальных температуре и давлении [21], единственным устойчивым минералом в продуктах выветривания серпентинитов в условиях интенсивного промывного режима может быть нонтронит. Следовательно, устойчивость железо-магниевого монтмориллонита (феррисапонита), обнаруженного нами в изученных разрезах коры выветривания серпентинитов, должна обеспечиваться повышенной магниальностью среды. Это условие может соблюдаться только при замедленном выносе компонентов из породы, т.е. в зоне затрудненного водообмена ниже уровня грунтовых вод.

Изменение отношений компонентов в монтмориллонитизированных породах по сравнению с керолитизированными ($\text{SiO}_2/\text{MgO} = 1-2,5$; $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7-5$) свидетельствует об инконгруэнтном характере растворения керолита в процессе его преобразования в монтмориллонит с преимущественным относительным накоплением в породе кремнезема и в меньшей степени — железа. Основная масса компонентов входит в состав железо-магниевого монтмориллонита. Избыточные же против стехиометрических количества кремнезема и железа образуют рентгеноаморфную гелевидную фазу с соотношением компонентов $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2$, характерным для нонтронита — породообразующего минерала следующей зоны. Следовательно, парагенезис железо-магниевого монтмориллонита с рентгеноаморфной фазой железо-кремниевого состава позволяет достаточно полно охарактеризовать как среду минералообразования в зоне, так и тенденцию ее изменения при переходе к следующей геохимической зоне.

Как следует из диаграммы парагенезисов (см. фиг. 3), процесс минералообразования в зоне определяется продолжающимся относительным накоплением кремнезема и в меньшей степени — железа за счет опережающего выноса магния из породы. Главное же направление процесса выветривания, определяющее переход к следующей зоне, — увеличение содержания железа в остаточных продуктах выветривания. При определенных соотношениях компонентов железо-магний монтмориллонит с ди-триоктаэдрической структурой становится неустойчивым, и формируется минерал с диоктаэдрической структурой — нонтронит, знаменующий собой переход к следующей зоне профиля выветривания серпентинитов — зоне нонтронитизации.

Зона IV. Породы зоны нонтронитизации отделены от нижележащей достаточно резкой границей, которая легко прослеживается по изменению окраски пород от желто-зеленой, светлой до темной, оливково-зеленой. При этом если в нижних зонах пористость пород неуклонно увеличивалась, то здесь она резко падает с 40 до 16–20%, а объемный вес пород возрастает до $2,0 \text{ г/см}^3$.

Типоморфным парагенезисом становится ассоциация нонтронита с

рентгеноаморфной фазой, в которой, в отличие от предыдущей зоны, резко преобладает железо (8,86% Fe_2O_3), а кремнезем играет подчиненную роль (2,18% SiO_2 ; см. таблицу).

Валовое содержание никеля в образце несколько меньше (1,69% NiO), а растворимая часть его, связанная с рентгеноаморфной фазой, — несколько больше (0,41% NiO, т.е. 25% валового содержания в образце), чем в монтмориллонитизированных серпентинитах (см. таблицу). Концентрация сорбированного никеля в рентгеноаморфной фазе в расчете на 100% вещества (3,5% NiO) в 3 раза больше его концентрации в порообразующем нонтроните (1,25% NiO).

Породообразующий нонтронит отличается от железо-магниевого монтмориллонита характером заполнения октаэдрических позиций. Главная роль принадлежит здесь железу, заметно увеличивается доля алюминия, сохраняется некоторое количество магния. Существенно магнизальным остается и состав межслоевых катионов. Изменение состава четко фиксируется десятикратным увеличением отношения SiO_2/MgO в минерале по сравнению с исходным серпентином при слабом изменении отношения $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$. Соответственно структура минерала становится существенно диоктаэдрической, что хорошо диагностируется методом ИК-спектроскопии. Судя по характеру ИК-спектров и рентгенограмм (см. фиг. 2), минерал лучше окристаллизован, чем железо-магнийевый монтмориллонит.

При микроскопическом изучении нонтронит, как и железо-магнийевый монтмориллонит, обнаруживает двойственную природу. Крупночешуйчатый нонтронит в сетке, вероятно, возник трансформационным путем, в то время как микрочешуйчатые агрегаты нонтронита среди гелевидных образований ячеек и сетки с трещинками усыхания образовались за счет железо-кремниевых гелей — аморфных остатков от инконгруэнтного растворения железо-магниевого монтмориллонита (см. фиг. 1). Под электронным микроскопом, кроме крупных чешуек нонтронита, наблюдаются слоистые агрегаты с микроглобулярным внутренним сложением, а также с решетчатой суперструктурой, где углы между слоями составляют 120 и 60°. Наличие последних отражает большую степень кристалличности нонтронита по сравнению с Fe-Mg-монтмориллонитом (см. фиг. 4).

Микроглобулярные суперструктуры основной массы нонтронита — типоморфный признак минерала, свидетельствующий о решающей роли гелевого состояния вещества в процессах его синтеза. Трансформационный путь замещения исходного минерала нонтронитом играл подчиненную роль.

Резкое изменение отношений компонентов в нонтронитизированных породах по сравнению с монтмориллонитизированными от 2,5 до 6 для SiO_2/MgO и от 5 до 3 для $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ свидетельствует о том, что процесс характеризуется интенсификацией выноса из породы магния и в меньшей степени — кремнезема и явным накоплением в ней железа. Такое направление процесса приводило к появлению в породе избыточного против стехиометрического содержания железа и образованию рентгеноаморфной фазы. Ее валовое содержание в зоне меньше, чем в предыдущей, количество же кремнезема в ней резко падает, а железа — растет (см. таблицу).

Увеличение объемного веса породы, уменьшение пористости и почти

двукратное увеличение абсолютных содержаний железа и остаточного хромита в зоне доказывают, что в процессе ее формирования происходила метасоматическая усадка и перераспределение вещества в пределах зоны. Усадка глин явилась следствием самопроизвольного старения коллоидной системы, формирования гелей и их перекристаллизации. Явление усадки глин описано и количественно охарактеризовано грунтоведами.

Достаточно интенсивный вынос магния при сохранении кремнезема в составе минерала и рентгеноаморфной фазы свидетельствует о том, что их формирование не могло происходить в условиях постоянного интенсивного просачивания выше уровня грунтовых вод и скорее всего было связано с изменчивым режимом циркуляции растворов и переноса вещества в зоне капиллярной каймы.

Описанные изменения химического и минерального состава пород от зоны к зоне и общее направление процессов выветривания отчетливо отражаются на диаграмме парагенезисов (см. фиг. 3). Отличие процессов, протекающих в зоне нонtronитизации, по сравнению с предыдущей зоной заключается в интенсификации выноса не только магния, но и кремнезема и в достаточно резком накоплении железа в породе. Специфика формирования минерального состава пород вблизи уровня грунтовых вод, в зоне действия капиллярной каймы, привела к их усадке.

В верхних горизонтах зоны нонtronитизации (см. таблицу, обр. 5) формировались породы с весьма изменчивым минеральным составом, в которых тенденция накопления железа и потери кремнезема породой проявлена наиболее отчетливо. Развитие этих пород отвечает резкому качественному изменению химизма процесса при переходе к зоне конечных продуктов выветривания серпентинитов — зоне охр. Породы имеют комковатое сложение и зеленовато-бурую окраску благодаря присутствию гелевидного красно-бурого минерала типа гизингерита и гелевидных гидроокислов железа. В отличие от нонtronитовых глин в породах вновь пористость увеличивается до 45% и объемный вес уменьшается до $1,5 \text{ г/см}^3$.

Типоморфным минеральным парагенезисом является ассоциация относительно хорошо окристаллизованного алюмосодержащего нонtronита с рентгеноаморфными гидроокислами железа. Содержание рентгеноаморфной фазы достигает 21,54%, кремнезема в ней 2,2%.

Содержание никеля в породе значительно меньше, чем в нонtronитовых глинах (0,67% NiO), но почти весь никель (90% NiO валового содержания) растворим, т.е. находится здесь в рентгеноаморфной фазе, что в расчете на 100% этой фазы составляет 6,3% NiO. Это почти в 2 раза больше, чем в рентгеноаморфной фазе предыдущей зоны, ассоциирующей с нонtronитом.

Природа глинистого минерала в породе также неодинакова: наряду с чешуйчатыми агрегатами, псевдоморфно замещающими сетку мезоструктуры, подавляющая часть вещества находится в виде гелевидного гизингерита, что отражается на характере рентгенограмм, термограмм и ИК-спектров образца (см. фиг. 2).

Продолжающийся процесс накопления железа приводит к дальнейшему уменьшению соотношений $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, SiO_2/MgO от 3 в нонtronити-

зированных глинах до 2 в охристо-глинистых породах, к накоплению избыточного против стехиометрического количества железа и к образованию рентгеноаморфной фазы существенно железистого состава. Эти гелевидные гидроокислы железа, в отличие от Al-нонтронита и гизингерита, имеют темно-бурую окраску и почти непрозрачны. Они находятся в виде скоплений в центральных частях ячеек, выполненных гелевидным гизингеритом, образуют оторочки по краям пор усыхания и выщелачивания в гелевидном нонтроните и тонкие пленки на плоскостях спайности чешуйчатого нонтронита (см. фиг. 2).

Еще более измененные глинисто-охристые бурые породы (см. таблицу, обр. 6), которые скорее следует относить к нижним горизонтам зоны охр (зона V, обр. 6), отличаются от нижележащих комковато-землистым сложением и появлением в их составе кристаллического гетита. Меняется также и состав глинистого минерала благодаря увеличению содержания в нем алюминия, так что минерал относится к группе чисто диоктаэдрического феррибейделлита. Особенности состава и структуры минерала отражаются на его рентгенограммах, поведении при нагревании и ИК-спектрах (см. фиг. 2). Минерал отличается относительно высокой степенью упорядочения структуры. Гетит в образце слабо окристаллизован, под электронным микроскопом обнаруживаются плохо образованные частицы небольшого размера и микроглобулярные агрегаты (см. фиг. 4).

Пористость пород возрастает до 61% при уменьшении объемного веса до $1,14 \text{ г/см}^3$.

Содержание рентгеноаморфной фазы продолжает увеличиваться (см. таблицу), а содержание никеля в ее составе вместо 6,3 NiO в обр. 5 уменьшается до 1% NiO в обр. 6; доля никеля в этой фазе достигает всего 20% валового содержания в образце (0,21% NiO растворимого при 1,09% NiO валового, см. таблицу).

Процесс накопления железа в глинисто-охристой породе выражен еще более резко, чем в охристо-глинистой, и отчетливо связан с интенсивным выносом кремнезема. Такое направление химизма процессов выветривания выражается изменением в породе отношений SiO_2/MgO до 1 и $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ до 0,1 и хорошо фиксируется на диаграмме парагенезисов (см. фиг. 3).

Судя по данным Ю.Ю. Бугельского [1], формирование рассмотренных парагенезисов протекало в изменяющихся условиях среды. При образовании нонтронита значения pH были близки к нейтральным, концентрация магния составляла около 10, а кремнезема — около 35 мг/л. Охристо-глинистые и глинисто-охристые продукты могли образоваться при несколько меньших значениях pH (6,3–6,8) и близких значениях концентрации Mg (7–8 мг/л), но заметно меньшей концентрации кремнезема (15 мг/л).

Близкие параметры среды, благоприятствующей низкотемпературному синтезу нонтронита, были получены Х.Хардером [17] при экспериментальных исследованиях. Он показал также зависимость, существующую между составом и степенью кристалличности возникающих минеральных ассоциаций и концентраций кремнезема в аморфном остатке и растворе, которая прослежена нами при изучении природного материала.

Зона V. В зоне максимального выветривания серпентинитов по сущест-

ву единственным компонентом, определяющим ее минеральный состав, остается трехвалентное железо. Оно образует типоморфный парагенезис кристаллического гетита со слабо окристаллизованными растворимыми и рентгеноаморфными окислами железа и незначительным количеством кремнезема. Существенно микроглобулярное внутреннее сложение частиц гетита, обнаруженное под электронным микроскопом (см. фиг. 4), свидетельствует о формировании значительной части минерала в результате перекристаллизации гелей. Процессы старения и окристаллизации гелей, которые часто усиливаются по направлению к поверхности при некотором перемещении вещества в пределах зоны, привели к более чем четырехкратной усадке пород, которая подтверждается увеличением в зоне абсолютного содержания остаточного хромита.

Таким образом, главным условием формирования пород в зоне являлся практически полный вынос из них кремнезема, что обеспечивалось низкой активностью этого компонента в фильтрующихся растворах. Такой состав могли иметь только поверхностные воды в зоне их интенсивного просачивания через породы, находящиеся выше уровня грунтовых вод. Важным следствием таких условий формирования пород в зоне охр является пониженное содержание в них никеля (до 0,48% NiO). Основная доля никеля — до 73% его валового содержания — находится в растворимой форме в составе рентгеноаморфной фазы (см. таблицу).

Содержание процесса выветривания при формировании зоны охр и его отличие от процессов образования продуктов выветривания монтмориллонитового состава — Fe-Mg-монтмориллонита и нонtronита — хорошо фиксируется на диаграмме парагенезисов (см. фиг. 3).

ВЫВОДЫ

1. В полном профиле площадной коры выветривания серпентинитов установлены пять минеральных зон (I—V) и выявлены типоморфные минеральные парагенезисы каждой зоны. Они состоят из одного порообразующего минерала — серпентина (зона I) — керолита — Fe-Mg-монтмориллонита — нонtronита — гетита (зона V) и рентгеноаморфной фазы переменного железо-кремниевое состава.

Формирование порообразующего минерала каждой последующей зоны происходит путем инконгруэнтного растворения порообразующего глинистого минерала и раскристаллизации рентгеноаморфной фазы предыдущей зоны.

2. Смена условий минералообразования в вертикальном разрезе выветривающихся пород увязывается с различиями в режиме циркуляции растворов выше и ниже уровня грунтовых вод.

3. В каждой зоне остаточные продукты выветривания серпентинитов содержат никель в двух формах: изоморфной — в составе кристаллической фазы и сорбированной — в рентгеноаморфной железо-кремниевой фазе. Относительная концентрация никеля в рентгеноаморфной фазе типоморфного парагенезиса зоны всегда выше, чем в соответствующей ей кристаллической фазе. Максимальное общее содержание никеля характерно для зоны железо-магниевого монтмориллонита, а максимальная

концентрация никеля, сорбированного рентгеноаморфной фазой, приходится на верхние горизонты зоны нонтронитизации с соотношением $Fe/Si = 3$. В вышележащей зоне охр при повышении доли железа в рентгеноаморфной (или слабо окристаллизованной) фазе концентрация никеля заметно понижается. Это одна из причин прогрессивного накопления никеля в коре выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугельский Ю.Ю. Некоторые черты геохимии никеленосных кор выветривания Урала. М.: Наука, 1970.
2. Витовская И.В., Цепин А.И. Результаты изучения продуктов выветривания серпентинитов с помощью микрорентгеноспектрального анализа. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1975, вып. 15.
3. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
4. Гинзбург И.И., Яшина Р.С. Экспериментальные исследования в области выветривания. – Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 74.
5. Жариқов В.А., Власова Д.К., Перцев Н.Н. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации скарнов. – В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972.
6. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
7. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973.
8. Куковский Е.Г. О минералогических превращениях в коре выветривания кристаллических пород юга Украинского кристаллического массива. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1967, вып. 8.
9. Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970.
10. Никитин К.К., Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. – В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1.
11. Никитина А.П. О структурных особенностях и генезисе глинистых минералов в остаточных бокситах Воронежской антеклизы. – В кн.: Изучение и использование глин. Минск: Наука и техника, 1971, т. 3.
12. Никитина А.П., Звягин Б.Б., Берхин С.И., Горшкова А.И. Структурные особенности и генетические типы каолинита и галлуазита остаточных бокситоносных формаций Европейской части СССР. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1978, вып. 16.
13. Русько Ю.А. Структурные и морфологические вариации каолинита в коре выветривания Украинского щита. – В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
14. Сигов А.П. Основные эпохи корообразования Урала. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1969.
15. Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972.
16. Follet E.A.C., McHardy W.G., Mitchell B.D., Smith F.L. Chemical dissolution techniques in the study of soil clays. Part 1. – Clay Miner., 1965, 6, N 1.
17. Harder H. Nontronite synthesis at low temperatures. – Chem. Geol., 1976, 18, N 3.
18. Wada K., Greenland D.Y. Selective dissolution and differential infrared spectroscopy for characterization of "amorphous" constituents in soil clays. – Clay Miner., 1970, 8, N 3.
19. Wada S., Wada K. Density and structure of allophane. – Clay Miner., 1977, 12, N 4.
20. Wiewer R.M., Jackson M.L., Syers J.K. Clay mineral stability as related to activities of aluminium, silicon and magnesium in matrix solution of montmorillonite containing soils. – Clays and Clay Miner., 1976, 24, N 5.
21. Wildman W.E., Whittig L.D., Jackson M.L. Serpentine stability in relation to formation of iron-rich montmorillonite in some California soils. – Amer. Miner., 1971, 56, N 3/4.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В истории становления сиалической коры и металлогенической эволюции континентов важное место принадлежит эпохе образования карельского комплекса и его возрастных аналогов (криворожская и курская серии, удоканский комплекс, афебий, система Витватерсранд, Тарквий, Жакобино и др.). Особенностью образования этого комплекса является первое в истории континентов мощное накопление крайне зрелых терригенных осадочных пород и их хемогенных дифференциатов. В различных литогенических ассоциациях осадочных пород этого комплекса локализованы месторождения типа металлоносных монокварцевых конгломератов (Блейндривер, Витватерсранд, Тарква), меденосных песчаников и алевролитов (Удокан), золоторудных и полиметаллических черных сланцев (Болиден, Брокин-Хилл, Оутокумпу и многие другие), железистых кварцитов (КМА, Кривой Рог), золоторудных и полиметаллических кремнисто-карбонатных отложений. Исследованиями последних лет установлена также общая фосфатонность, магнезиальность, бариеносность определенных уровней данного комплекса. Изучение закономерностей локализации оруденения приводит к выводу о его строгой зависимости от литолого-фациальных и палеогеографических условий формирования вмещающих пород [2]. Последние повсеместно ассоциируют с древними корами химического выветривания, а состав, характер и интенсивность оруденения коррелируются с составом и минералогической специализацией пород области сноса и определяются относительным положением рудоносных пачек в трансгрессивно-регрессивных рядах осадочных циклов. Общей характерной чертой сводного разреза во всех случаях является аномально высокая осадочная зрелость терригенных пород при максимальном значении коэффициента терригенности разреза в целом.

Из этого следует, что определяющими особенностями формирования карельского комплекса являются условия крайне интенсивного химического разложения алюмосиликатов пород области сноса при сравнительно высоком градиенте дифференциальных тектонических движений земной коры.

Раннепротерозойская кора выветривания установлена повсеместно в основании карельского комплекса и его аналогов как в пределах Евразийского и Североамериканского континентов, так и в разных частях Африканского континента, в Австралии и в Латинской Америке, т.е. имеет глобальное распространение [1, 6]. Интервал времени формирования предкарельской коры выветривания, определяемый возрастом пород субстрата и перекрывающих отложений, охватывает период от 2800 ± 100 до 2400 ± 100 млн. лет назад. С геотектонических позиций это время объединяет два совершенно отличных этапа: 1) этап полной

консолидации и тектонической стабилизации континентов, завершивший предкарельскую эпоху кратонизации; 2) этап тектоно-магматической активизации, фиксирующий начальную рифтогенную стадию карельского мегацикла.

Раннепротерозойская кора выветривания устанавливается в виде сравнительно маломощного (первые метры, реже десятки метров) чехла элювиальных образований повсеместно в тектонически нарушенном (вплоть до опрокинутого) залегании, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. По составу пород верхней части зоны метаморфизованного элювия кора выветривания относится к гидрослюдистому типу. На этом основании рядом исследователей делается вывод о сравнительно неинтенсивном выветривании в раннем протерозое. Между тем состав терригенных пород, сформированных за счет размыва кор выветривания, как уже отмечалось, свидетельствует о том, что в раннем протерозое господствовали условия крайне агрессивного химического разложения пород области сноса, приведшие к дезинтеграции алюмосиликатной части материнских пород. Отсутствие прямой корреляции между составом захороненного элювия и сформированных за его счет осадочных пород объясняется неблагоприятными условиями консервации раннепротерозойских остаточных продуктов выветривания. Все это хорошо согласуется с данными большинства исследователей о том, что во всех известных случаях устанавливается редуцированный профиль предкарельской коры выветривания, редко захватывающий низы средней зоны полного профиля. Продукты более верхних горизонтов зоны дезинтеграции, несущие главную информацию о физико-химических особенностях выветривания, находятся преимущественно в переотложенном состоянии. Поэтому для реставрации условий раннепротерозойского выветривания ведущее значение имеют данные комплексного изучения раннепротерозойских осадочных отложений. Опыт такого изучения карелид показывает, что сравнительно полные сведения об условиях выветривания можно получить только при прослеживании тонких изменений минералого-петрографического и геохимического состава полного литогенетического ряда пород всех основных фациальных обстановок осадконакопления на непрерывном палеоландшафтном профиле континент — море.

Имеющийся в настоящее время фактический материал с учетом результатов изучения карелид свидетельствует о том, что раннепротерозойское выветривание обуславливалось в принципе теми же факторами, что и в фанерозое. Однако некоторые параметры этих факторов и характер их сочетания, по-видимому, были иными, чем в фанерозое. Например, современное состояние изученности не позволяет уловить значимые различия в определяющих характеристиках кор выветривания различных регионов.

Напротив, все признаки свидетельствуют о принципиально сходных условиях выветривания на северных и южных материках [1]. С этих позиций предположения ряда исследователей об азональных климатических условиях в раннем протерозое вполне правомерны.

Тектонический фактор образования раннепротерозойской коры выветривания подчеркивается отчетливой приуроченностью площадей развития коры выветривания к структурам типа "осколков" подвижных платформ или срединных массивов и их краевых зон. Имеются прямые данные, указывающие на то, что на ряде участков сохранившийся от размыва элювий к моменту захоронения был достаточно хорошо литифицирован, рассланцован и дислоцирован [3]. Геохимические параметры вулканогенных пород, излившихся в период продолжавшегося выветривания, указывают на мощность континентальной коры в этот период — 15—30 км. Эти и ряд других данных свидетельствуют о том, что раннепротерозойский гипергенез протекал в условиях тектонически весьма подвижной земной коры, характеризовавшейся резко повышенным геотермическим градиентом и обильным поступлением из глубин на дневную поверхность гидротермальных растворов и газовых эманаций, насыщенных углекислотой, на отдельных участках — серой и натрием.

Изучение состава и реставрация первичных условий залегания отложений, перекрывающих коры выветривания, приводят к вполне определенному выводу о существовании платообразной суши, покрытой чехлом рыхлых продуктов дезинтеграции, лишенной растительности и изрезанной сравнительно неглубокими линейными депрессиями, которые были ограничены вертикальными уступами, представлявшими плоскости тектонически активных разломов. Основными агентами перемещения рыхлого материала зоны дезинтеграции были обвалы вдоль тектонических уступов, оползни, временные потоки и ветер. В составе области сноса были развиты разнообразные гранитоиды и в различной степени метаморфизованные и гранитизированные формационные серии так называемых зеленокаменных поясов, которые характеризовались крупными залежами серноколчеданных, железистых и марганцевых руд, промышленным прожилково-вкрапленным и жильным золотым оруденением кварц-сульфидного и теллуридного типов, прожилково-вкрапленными зонами полиметаллического, медного и молибденового оруденения. Разнообразие состава и интенсивности минерализации обусловило сильную латеральную изменчивость физико-химических параметров зоны гипергенеза и, как следствие этого, различие в поведении химических элементов на разных участках дневной поверхности.

Возможно, в этом кроется причина разногласий в палеогеохимических характеристиках, в частности в оценке окислительно-восстановительного потенциала и кислотно-щелочных условий раннепротерозойского гипергенеза [1].

Установленными следует признать три главных обстоятельства формирования коры выветривания в раннем протерозое, определивших металлогеническую специализацию раннепротерозойских образований: 1) исключительно благоприятный с позиции рудоносности состав областей сноса; 2) оптимальные условия дезинтеграции силикатных минералов, обеспечивающие переход в свободное состояние тонкодисперсных и рассеянных рудных компонентов, что создавало впоследствии весьма широкие возможности при осадочной дифференциации для образования крупных

концентраций металлов в связи как с тяжелой фракцией, так и особенно с суспензиями и в виде истинных растворов; 3) высокая тектоническая активность областей сноса и осадконакопления, что обеспечивало непрерывный интенсивный размыв и перенос крупных масс рыхлого материала гигантскими мутьевыми потоками, благоприятными для осадочной дифференциации веществ по удельному весу и физико-химическим параметрам.

Наряду с этими факторами, благоприятными с позиции экзогенного рудообразования были палеогеографические обстановки осаднения (обширные, периодически затопляемые побережья, мелководные, периодически высыхающие бассейны с многочисленными конусами выноса временных потоков и широкими подводными дельтами, конседиментационные крупные тектонические уступы, обуславливавшие палеофациальные границы и служившие естественными палеогеохимическими барьерами и др.), которые обеспечивали оптимальные условия накопления рудных элементов. Это и определило металлогенические особенности и экономическую значимость раннепротерозойских осадочных формаций. Метаморфизм и сопровождавшие его метасоматоз, гидротермальные процессы способствовали более или менее выраженному перераспределению вещества с повышением контрастности рудных тел, образованием новых рудных залежей за счет первично обогащенных, но не промышленных концентраций металла или же рассеиванию и выносу полезных компонентов за пределы первичной рудоматеринской среды.

Изучение кор выветривания докембрия, так же как и фанерозоя, только тогда дает объективную полную информацию, когда оно проводится комплексно, включая и переотложенные продукты, в том числе их отдаленные химические аналоги. Такое комплексное изучение является необходимым условием разработки эффективной методики прогнозирования и поисков стратиформных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975.
2. *Негруца В.З.* Типы и локализация экзогенных рудных месторождений в терригенных породах докембрия. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1977.
3. *Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Проблемы геологии докембрийских кор выветривания Балтийского щита. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975.
4. *Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975.
5. *Сидоренко А.В.* Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — Вестн. АН СССР, 1976, № 1.
6. *Сидоренко А.В., Чайка В.М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ И ФАНОРОЗОЕ

Представление об изменении газового режима атмосферы на протяжении геологического времени включает ряд геохимических проблем, среди которых одна из ключевых связана с расшифровкой физико-химических условий процессов формирования осадочной оболочки Земли на разных стадиях ее развития. Чрезвычайно важно, например, и в теоретическом, и в практическом отношении реконструировать основные черты и наметить общую направленность эволюции выветривания как первого этапа дифференциации и мобилизации вещества на фоне флуктуаций парциальных давлений атмосферных газов. Немногочисленные попытки, предпринимавшиеся в этом направлении, пока нельзя признать удовлетворительными, так как в основном они носят умозрительный и взаимопротиворечивый характер [5]. До сих пор по-разному расценивается роль углекислого газа в процессе гипергенного преобразования пород в приповерхностной зоне литосферы. Обычно различные исследователи, признавая, что главным агрессивным компонентом дождевых вод является CO_2 , часто придерживаются диаметрально противоположных точек зрения относительно влияния углекислого газа на состав продуктов выветривания. В особенности остро эта проблема дискутируется при рассмотрении процессов латерито- и бокситообразования. Некоторые исследователи считают CO_2 одним из важнейших факторов бокситообразования [1, 2, 6, 9], другие придерживаются мнения, что повышенный режим углекислого газа в атмосфере препятствует формированию минералов свободного глинозема в зоне выветривания и обычно приводит к каолинизации исходных пород [4, 7].

Таким образом, если полагать, что в докембрии содержание CO_2 в атмосфере было намного выше, чем в современную эпоху [4, 7], то в зависимости от принятой точки зрения следует либо допустить широкое развитие латеритного бокситообразования, либо полностью его исключить.

Трудность количественного определения направленности и масштабов выветривания при различных парциальных давлениях углекислого газа заключается также в том, что пределы колебаний P_{CO_2} в атмосфере на протяжении геологической истории точно не установлены и оцениваются весьма приблизительно.

Оценки возможных значений парциального давления углекислоты в протерозое — фанерозое зависят от выбора модели глобального круговорота углерода и кислорода в динамической системе атмосфера — океан — литосфера и от режима ее развития под воздействием управляющих факторов, тесно связанных друг с другом прямыми и обратными связями: тектогенеза, вулканизма, интенсивности жизнедеятельности в биосфере и ее общей массы. Выбор того или иного режима эволюции верхней оболочки Земной коры в протерозое — фанерозое влечет за собой

и выбор вполне определенного алгоритма компонентного состава океана и атмосферы на различных этапах их геологической истории. Независимо от выбора модели оценка парциального давления углекислоты и других газов будет существенно определяться предположением о начальном составе допротерозойских резервуаров: океана, атмосферы и граничащей с ними поверхности литосферы. Эти вопросы настолько сложны, что в большинстве случаев имеет смысл говорить лишь о их постановке. Тем не менее уже в настоящее время выработаны отправные положения, руководствуясь которыми можно избежать грубых ошибок в исходных предположениях.

Значительный вклад в развитие учения о глобальной эволюции вещества в системе океан — атмосфера — литосфера был сделан Р.М. Гаррелсом, Ф.Т. Маккензи и А.Б. Роновым [4, 5, 11]. Ими впервые предпринята попытка всестороннего учета сложной динамики обращения элементов. Это стало возможным благодаря привлечению дифференцированных количественных оценок масс элементов и масс основных типов осадочных, вулканогенных и магматических пород по отдельным периодам геологической истории Земли. В работе Р.М. Гаррелса и Ф.Т. Маккензи также впервые использованы простейшие имитационные модели эволюции. Названные исследователи указали путь, по которому должно идти изучение проблемы глобальной эволюции вещества в резервуарах верхней оболочки планеты.

Несмотря на различные геохимические концепции и модели обращения элементов в единой системе резервуаров океан — атмосфера — литосфера большинство исследователей склонны считать, что количество углекислоты в океане и атмосфере в течение по крайней мере фанерозоя оставалось относительно постоянным. Колебания состава признаются всеми, но амплитуда возможных флуктуаций оценивается по-разному. Однако удалось наметить верхние границы допустимых значений парциального давления углекислоты. Ограничение накладывается невозможностью существования высокоорганизованной жизни в термодинамических условиях океана и атмосферы, которые сопутствовали бы слишком высоким парциальным давлениям углекислоты. Предполагается, что "всплески" экстремальных содержаний углекислоты, вызванные, например, резким усилением вулканической деятельности, сглаживаются механизмом саморегуляции — удалением и связыванием избыточного CO_2 в карбонатные осадки и увеличением интенсивности фотосинтеза. Таким образом, есть все основания предполагать, что парциальное давление углекислоты в верхнем протерозое и в фанерозое не могло превышать современное значение больше чем на один-два порядка.

С.Г. Неручевым [8] предложены значения парциального давления углекислоты в палеозое и мезозое, резко отличающиеся от данных многих исследователей. По балансовым расчетам С.Г. Неручева, парциальное давление углекислоты даже в мезозое могло превышать 10 атм. Этот вывод представляется нам недостаточно обоснованным. В модели С.Г. Неручева, в отличие от Р.М. Гаррелса [3], слишком схематично рассматриваются прямые и обратные связи между вулканизмом, накоплением карбонатного и биогенного углерода в осадочных породах и ре-

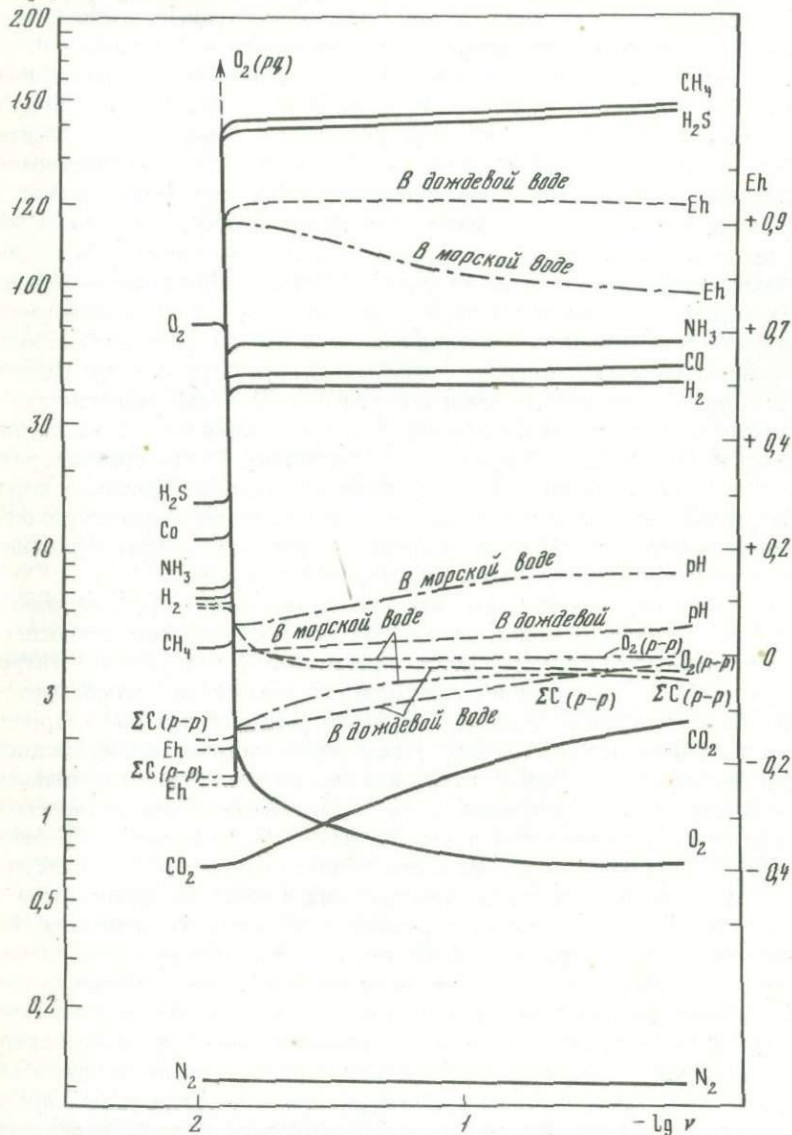
гулирующей ролью фотосинтеза. Она нуждается в дополнительном физико-химическом обосновании. Вывод о высоком парциальном давлении углекислоты в мезозое противоречит геологическим наблюдениям относительно минерального состава верхних зон латеритных кор выветривания. Как будет показано ниже, при P_{CO_2} больше 1 атм в латеритном профиле должны редуцироваться зоны минералов глинозема: гиббсита, диаспора и бемита. Геологические же данные определенно указывают на образование в мезозое бесспорно латеритных кор выветривания с сохранившимися верхними зонами минералов свободного глинозема.

Не претендуя на окончательное решение проблемы влияния парциального давления углекислого газа на характер гипергенного преобразования горных пород, попытаемся подойти к ней с позиций поставленной выше задачи физико-химического моделирования. В рамках настоящей работы мы ограничились одной моделью — изменением гранодиорита при различных режимах парциального давления углекислого газа, окислительно-восстановительного состояния атмосферы и протекания процесса в закрытых и открытых (по Д.С. Коржинскому) условиях. Выбор гранодиорита в какой-то мере оправдан тем, что он содержит комплекс главных породообразующих минералов и в известной степени занимает промежуточное положение между кислыми и основными членами в классификации алюмосиликатных изверженных и метаморфических пород.

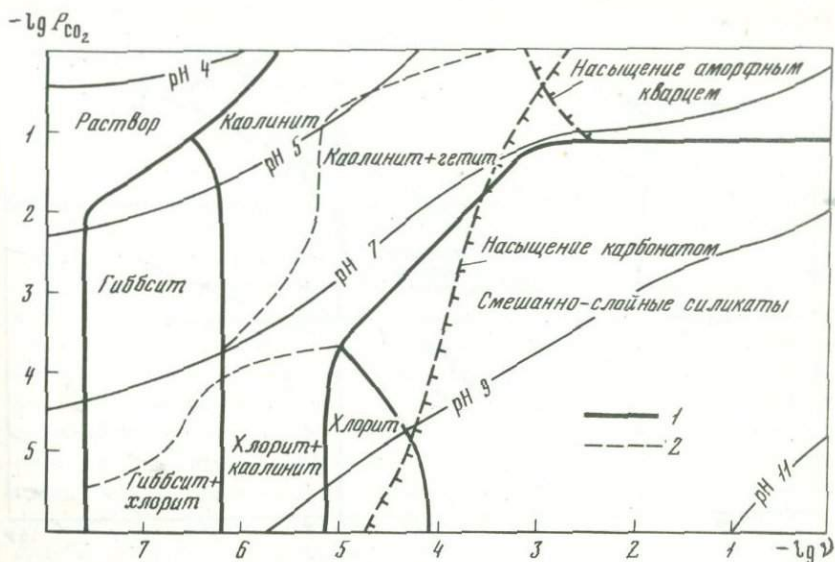
Чтобы более определенно наметить возможный предел P_{CO_2} на ранних этапах геологической истории, мы попытались воспроизвести ретроспективную химическую эволюцию атмосферы путем "ретроградного" титрования углеродом современной глобальной системы океан — атмосфера — равновесный с океаном осадок. Так же ее рассматривал Р.М. Гаррелс [3], но в отличие от него мы применяем метод минимизации-свободной энергии без априори заданных буферных смесей минералов и учитываем общий баланс трех резервуаров в их термодинамическом равновесии. Массы отдельных резервуаров взяты согласно Р.М. Гаррелсу и Ф.Т. Маккензи [4], Такая модель отражает изменения, которые могли претерпевать океан и атмосфера после прекращения процессов фотосинтеза и при постепенном окислении ископаемого органического вещества. Результаты выполненных расчетов показаны на фиг. 1. По мере добавления в систему углерода, т.е. по направлению на диаграмме от меньших степеней протекания реакции "ретроградного" титрования к большим, неуклонно уменьшается содержание свободного кислорода в атмосфере и увеличивается — углекислого газа при стационарности парциальных давлений других газов. В то же время в водном растворе дождевой воды, находящейся в равновесии с эволюционирующей атмосферой, несколько увеличивается количество растворенного углерода (от $10^{-3,8}$ до $10^{-2,1}$ моль/кг H_2O), уменьшаются величина рН (от 5,66 до 4,0) и содержание кислорода в воде (от $10^{-3,5}$ до $10^{-5,4}$ моль/кг H_2O), а Eh остается практически постоянным.

Коренные изменения в составе атмосферы происходят, когда "ретроградное" титрование переходит границу "графитовой стадии" в докембрийской атмосфере. Здесь система атмосфера — океан — осадки насыщается углеродом, теряет свободный кислород и обогащается угле-

$-\lg P, pH, \lg m$



Фиг. 1. Эволюция состава атмосферы при титровании углеродом мультисистемы атмосфера – океан – осадки. На диаграмме показано изменение парциальных давлений основных газов, а также значений pH , Eh , $O_2(p-p)$ и $\Sigma C(p-p)$ в морской и дождевой воде; $T = 25^\circ C$, $P_{06} = 1$ атм



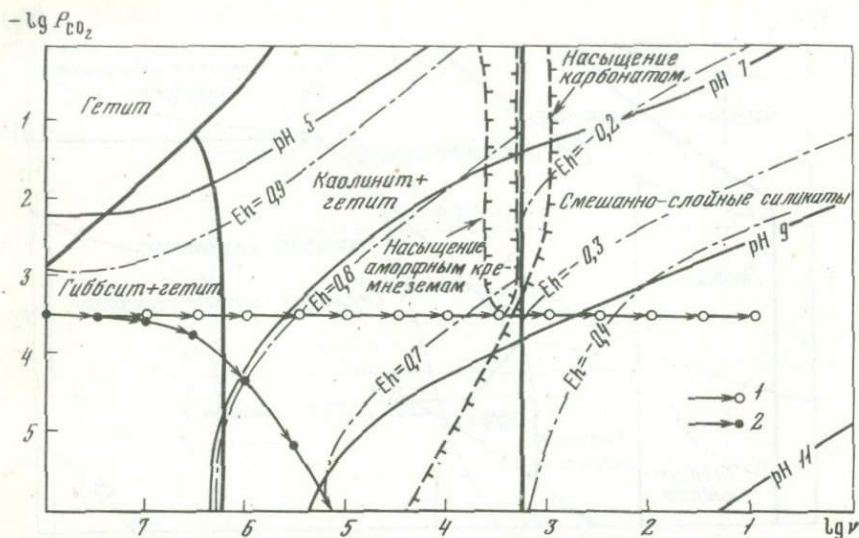
Фиг. 2. Поля устойчивости гипергенных минералов, образующихся при взаимодействии дождевой воды, не содержащей свободного кислорода ($Eh = -0,025B$), с гранодиоритом в координатах $\lg P_{CO_2}$ и $-\lg v$, $T = 25^\circ C$, $P_{об} = 1$ атм

Границы устойчивости: 1 – минералов, 2 – минеральных парагенезисов. Карбонаты представлены твердыми растворами кальцита, магнезита и сидерита. В области $P_{CO_2} = 10^{-1,5} - 10^{-5}$ атм выпадают высокомагнезиальный кальцит и доломит, при $P_{CO_2} > 10^{-1,5}$ атм – анкерит, при $P_{CO_2} < 10^{-5}$ атм – чистый кальцит. Смешанно-слоистые силикаты имеют состав "среднего" монтмориллонита с тенденцией увеличения железистости при увеличении парциального давления углекислоты и повышении магнезиальности при падении P_{CO_2} . Хлориты имеют магнезиальный состав

кислым газом, метаном, водородом, аммиаком, окисью углерода и сероводородом. Кроме того, в точке насыщения углеродом скачкообразно увеличивается рН дождевой воды (до 6,2), а Eh принимает отрицательное значение.

Важно отметить, что парциальное давление CO_2 , устанавливающееся при окислении органического вещества, захороненного в осадочных породах, с учетом ограничений, принятых для данной модели ($25^\circ C$, $P_{общ} = 1$ атм, предположение о возможности существования "графитовой стадии" и постепенном поступлении CO_2 в атмосферу из недр Земли), не может превышать $10^{-0,66}$ атм. Это позволило ограничить верхний предел $P_{CO_2} = 1$ атм. Нижний предел парциального давления углекислоты соответствует содержанию CO_2 в современных аргиллитовых почвах [4].

Выполненные расчеты необратимой эволюции мультисистемы дождевая вода – гранодиорит для постоянных режимов $P_{CO_2} = 10^{-6}, 10^{-5}, 10^{-3,5}, 10^{-2}, 10^{-1}, 1$ атм иллюстрируются диаграммами $-\lg P_{CO_2} - (-\lg v)$. На фиг. 2 представлены поля устойчивости минералов метасоматической колонки в координатах $-\lg P_{CO_2}$ и $-\lg v$, когда дождевая вода имеет



Фиг. 3. Поля устойчивости гипергенных минералов, образующихся при взаимодействии дождевой воды, насыщенной атмосферным кислородом, с гранодиоритом в координатах $\lg P_{\text{CO}_2}$ и $-\lg \nu$, $T = 25^\circ\text{C}$, $P_{\text{O}_2} = 1$ атм

1 — траектория необратимой эволюции мультисистемы дождевая вода — гранодиорит, открытой относительно CO_2 ($P_{\text{CO}_2} = 10^{-3,5}$ атм) и закрытой относительно других компонентов атмосферы; 2 — траектория необратимой эволюции мультисистемы дождевая вода — гранодиорит, закрытой относительно всех компонентов атмосферы, включая CO_2 ; остальные условные обозначения см. фиг. 2

восстановительную реакцию ($E_h = 0,07 - (-0,477)$ В). На фиг. 3 отражены поля устойчивости минералов метасоматической колонки, образующейся под воздействием дождевой воды на гранодиорит, первоначально открытой относительно современной атмосферы, а затем, с момента соприкосновения с поверхностью гранодиоритового субстрата, изолированной от источника O_2 .

В восстановительных условиях отчетливо прослеживается тенденция увеличения агрессивности геохимической среды гипергенеза по мере повышения содержания CO_2 в атмосфере. Прежде всего это проявляется в резком увеличении растворимости пород, начиная с величины $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2}$ атм. Растворение и вынос вещества из кор выветривания становятся, по-видимому, доминирующими процессами гипергенного преобразования пород, если P_{CO_2} находится в пределах 0,1–1 атм, так как новообразованные фазы, в данном случае каолинит, появляются на сравнительно поздних ступенях гидролиза. В такой физико-химической обстановке, способствующей массовой миграции всех без исключения элементов, дифференциация алюминия и кремния могла не происходить или происходить в очень незначительных масштабах. Как показывают результаты физико-химического моделирования, при высоких парциальных давлениях углекислого газа (10^{-2} атм и более) благодаря кислой обста-

новке гидролитического разложения гранодиоритов (pH 4,0–4,4) Al и Si переходят в водный раствор в сопоставимых количествах. В поле растворов для давлений $CO_2 > 0,1$ атм отношение Al/Si становится постоянным и составляет 0,5. Это приводит к тому, что гиббсит (или диаспор) исчезает в тыловой зоне метасоматической колонки профиля выветривания. Преобладающим минералом верхней зоны коры выветривания становится каолинит, причем когда P_{CO_2} приближается к верхнему пределу ($10^{-0,66}$ атм), формируются чистые каолиновые глины, лишенные какой-либо примеси железосодержащих минералов.

Высокое содержание углекислоты в атмосфере ($P_{CO_2} > 10^{-1,5}$ атм) ведет к исчезновению зоны смешанно-слоистых силикатов — монтмориллонитов и хлоритов — в гипергенной метасоматической колонке, а ее место занимает кремнисто-карбонатная зона, в составе которой в тех или иных количествах присутствует каолинит. Такой состав хорошо сопоставим с метаморфизованными докембрийскими корами выветривания. Например, серицит-карбонатно-кварцевые сланцы на плагиогранитах Криворожского бассейна могут рассматриваться как метаморфизованный аналог каолинит-кремнисто-карбонатного горизонта на диаграмме фиг. 2. Эволюция состава атмосферы в отношении парциального давления углекислого газа с тенденцией его понижения приводит к усложнению полного профиля коры выветривания. Многозональный элювий начинает формироваться, когда P_{CO_2} уменьшается примерно до $10^{-1,5}$ атм и менее. В этом случае выделяются по меньшей мере три или четыре зоны: гиббситовая (диаспоровая, бемитовая), каолинитовая, гетит-каолинитовая и зона смешанно-слоистых силикатов с примесью карбонатов. Последние в условиях дальнейшего понижения содержания углекислого газа в системе развиваются еще более интенсивно, смещаясь к меньшим значениям степеней протекания реакции гидролиза, тем самым подавляя вынос вещества уже в самом начале выветривания.

В принципе такие же минеральные соотношения прослеживаются и в системе, первоначально содержащей свободный кислород в дождевой воде (см. фиг. 3), с той разницей, что здесь существенная роль в составе продуктов выветривания принадлежит гетиту. Когда свободный кислород будет полностью исчерпан, происходит резкая смена каолинит-гетитовой ассоциации на ассоциацию смешанно-слоистых силикатов с карбонатами, которая становится доминирующей при всех режимах парциального давления углекислого газа.

В зависимости от конкретных гидродинамических условий, структуры, текстуры и трещиноватости субстрата образование метасоматической колонки будет происходить по-разному. Это необходимо учитывать, перенося теоретические соотношения в модели на реальные природные объекты. Возникновение всех теоретически предсказанных зон возможно лишь в тех случаях, когда обеспечивается непрерывная фильтрация воды через породы со скоростью, достаточной для установления частичных равновесий между просачивающимся раствором и новообразованными минералами по всей длине метасоматической колонки. Чрезвычайно сильный дренаж и высокая скорость фильтрации воды приводят к формированию преимущественно одной верхней зоны, так как вследствие

кратковременного контакта циркулирующих растворов с исходными породами концентрации растворенных компонентов поддерживаются на уровне, близком к начальным стадиям протекания процесса. Наоборот, при застойном гидродинамическом режиме в зоне выветривания преимущественно развиваются минеральные ассоциации, соответствующие высоким степеням протекания процесса взаимодействия дождевой воды с горными породами.

Рассмотрим влияние режима протекания процесса в закрытых и открытых условиях на траекторию необратимой эволюции мультисистемы дождевая вода — гранодиорит. Этот вопрос очень важен. Процессы минералообразования в зоне гипергенеза не сводятся к какой-либо одной схеме относительно независимых факторов равновесия. На пути к конечному равновесному состоянию мультисистема дождевая вода — гранодиорит может рассматриваться как термодинамически открытая по отношению к компонентам атмосферы — углекислоте и кислороду — только в начальной стадии взаимодействия. Далее "выщелачивающий метасоматоз" с замещением происходит уже в закрытой мультисистеме, и, следовательно, парциальные давления углекислоты и кислорода будут определяться величиной вектора молярных количеств ее независимых компонентов в каждой точке координаты. Необратимая эволюция мультисистемы, ее характеристики по P_{CO_2} , P_{O_2} , Eh, pH, последовательность и минеральный состав зон метасоматической колонки будут всецело контролироваться независимыми термодинамическими факторами состояния: температурой, общим давлением и величиной вектора молярных количеств независимых компонентов, являющейся в свою очередь алгоритмической функцией независимой координаты всего неравновесного процесса — параметра ν . Особенности состава замещаемого субстрата будут отражаться в особенностях развития метасоматического процесса.

На фиг. 3 стрелками показаны две траектории необратимой эволюции мультисистемы дождевая вода — гранодиорит. Потенциал мультисистемы с вполне подвижной (по Д.С. Коржинскому) углекислотой постоянен и равен химическому потенциалу углекислого газа в современной атмосфере ($P_{CO_2} = 10^{-3,5}$ атм). Относительно других компонентов атмосферы дождевая вода вначале была открыта, а затем, соприкоснувшись с гранодиоритом, стала закрытой. В случае полностью закрытой мультисистемы дождевая вода до контакта с поверхностью породы также открыта относительно атмосферы, а далее процесс взаимодействия фильтрующейся воды с гранодиоритом происходил в закрытых условиях. Существенное различие двух траекторий очевидно. Когда мультисистема открыта относительно углекислоты, ее необратимая эволюция при соответствующих гидродинамических условиях в принципе может привести к формированию полной метасоматической колонки: гиббсит — гетит, каолинит — гетит, монтмориллонит — карбонаты. В закрытых условиях траектория круто сворачивает в направлении резкого возрастания щелочности среды минералообразования, и процесс практически заканчивается в каолинит-гетитовой зоне с pH 9. Продолжение траектории по координате $-\nu$ за пределы поля диаграммы фиг. 3 приводит к тому, что поровый раствор становится почти равновесным с замещаемым суб-

стратом. Каолинит-гетитовая зона непосредственно переходит в гранодиорит через зону слабого изменения, представленную новообразованиями карбонатов и аморфного кремнезема. Монтмориллонитовая зона не образуется.

Таким образом, строение метасоматической колонки в зональных корах выветривания, помимо гидродинамического фактора, существенно зависит от установившегося режима протекания процесса в открытых или закрытых условиях. До сих пор это важнейшее обстоятельство, если не считать общих замечаний, не привлекало внимание геохимиков, занимающихся вопросами физико-химии гипергенного минералообразования.

В природной обстановке возможна реализация других путей необратимой эволюции мультисистем, моделирующих взаимодействие воды с горными породами. Наш пример иллюстрирует только два предельных варианта. Наличие в горных породах минералов поливалентных элементов (серы, железа, марганца, урана, ванадия, меди и пр.), а также органики вынуждает мультисистему каждый раз прокладывать свой путь развития в направлении полного равновесия. При этом в зависимости от количественных соотношений минералов поливалентных элементов, количества и скорости сгорания органики траектории необратимой эволюции могут значительно различаться даже при выветривании сходных по минеральному составу горных пород. Например, интенсивное горение органики понижает парциальное давление кислорода. Присутствие карбонатов в субстрате сдвигает траекторию в сторону повышения pH, а примесь пирита способствует удержанию среды минералообразования в кислой области. В целом суммарная тенденция действия равнонаправленных факторов не может быть предсказана без привлечения физико-химического моделирования на ЭВМ. Поэтому при физико-химических исследованиях гипергенного минералообразования в корах выветривания, преследующих вполне определенные практические цели, например выявление наиболее благоприятных для бокситообразования первичных пород, должны обязательно учитываться конкретные данные о их исходном минеральном составе.

Таким образом, первый и основной результат изучения взаимодействия дождевой воды с гранодиоритом, имеющий принципиальное методологическое значение, сводится к следующему. Использование физико-химического моделирования необратимых процессов минералообразования на ЭВМ на основе приложения аппарата метасоматического программирования и принципа частичного равновесия дает геохимикам недоступную ранее возможность теоретического построения и воссоздания процессов метасоматического образования зональных кор выветривания в зависимости от состава замещаемых пород и задаваемых факторов состояния, адекватных реальным условиям и режимам протекания природных процессов минералообразования. Путем изучения конкурирующих физико-химических моделей и их последующего дискриминирующего анализа исследователь может отобрать те варианты, которые наилучшим образом удовлетворяют всей сумме эмпирических геологических и геохимических данных.

Конкретные результаты нашего исследования резюмируются в виде ответов на три поставленных выше вопроса.

1. Увеличение парциального давления углекислоты в атмосфере при прочих равных условиях существенно влияет на состав метасоматических колонок в зональных корах выветривания. В практическом отношении наиболее важно физико-химическое доказательство исчезновения верхней зоны минералов свободного глинозема (гиббсита, диаспора, бемита) при $P_{CO_2} > 10^{-0,66}$ атм. Таким образом, физико-химические аргументы весьма определенно указывают на относительно малую вероятность образования собственно латеритных бокситов в докембрийское время, когда атмосфера характеризовалась высоким содержанием углекислоты. Как было нами показано в рамках представленных моделей, режим P_{CO_2} в системе океан — атмосфера — поверхность литосферы, химически взаимодействующая с океаном и атмосферой, непосредственно влияет на состав продуктов и характер выветривания. Воды с высоким содержанием CO_2 обладают сильными растворяющими свойствами. Они интенсивно выносят из верхних зон алюминий, кремний, которые удерживаются в зоне гипергенеза только при высоких степенях протекания реакций гидролиза преимущественно в виде каолинита. Повышенная миграция алюминия из кор выветривания препятствует накоплению в элювиальном профиле свободного глинозема и, таким образом, оказывает отрицательное воздействие на общий процесс генерации латеритных бокситов. Высокие значения P_{CO_2} в атмосфере сдерживают не только латеритное бокситообразование, но и развитие кор выветривания значительной мощности, поскольку доминирующим процессом в подобных условиях является растворение и вынос вещества, а не фиксация его в виде минеральных новообразований. Усложнение элювиальных профилей и формирование латеритных бокситов могло происходить только в том случае, если P_{CO_2} в атмосфере не превышало современное более чем в 150 раз.

2. Состав метасоматических колонок в зональных корах выветривания определяется также окислительно-восстановительными параметрами атмосферы. Если допустить существование "графитовой стадии" атмосферы в докембрии, то канализирующее деструктивное замещение (по терминологии Г.Л. Пospelova [10]) горных пород могло привести к образованию маложелезистых каолинитовых зон.

3. Режим протекания процесса взаимодействия дождевая вода — гранодиорит в открытых и закрытых условиях непосредственно влияет на характеристику профиля выветривания относительно полноты представленных в нем зон идеальной метасоматической колонки. Если необратимая эволюция происходит в закрытых условиях и взаимодействие фильтрующейся воды с замещаемой горной породой не обеспечивает поступления дополнительных количеств углекислоты за счет разложения карбонатов, горения органики или других факторов, то выпадает нижняя зона профиля выветривания, сложенная главным образом смешанно-слоистыми силикатами и алюмосиликатами.

В заключение еще раз подчеркнем, что полученные выводы приложимы к физико-химической модели, входные данные и начальные усло-

вия которой были строго оговорены в постановочной части. Тем не менее в целом задача была поставлена достаточно широко. Это объясняется целью исследования — дать, отвлекаясь от деталей, принципиальную модель влияния парциального давления углекислоты, окислительно-восстановительных условий и режима протекания необратимого процесса в закрытых и открытых мультисистемах. Однако экстраполяция результатов моделирования за пределы исходных ограничений может привести к ошибочным заключениям. Всесторонний и детальный анализ метасоматических процессов в зоне гипергенеза методами физико-химического моделирования на ЭВМ является темой специального научного исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллен В.Г. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях. — В кн.: Происхождение бокситов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
2. Аллен В.Я. Сравнение бокситовых месторождений Европы с бокситовыми месторождениями США. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
3. Гаррелс Р.М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975.
4. Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.
5. Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975.
6. Каррол Д., Старки Х.К. Выщелачивание глинистых минералов в известняковой среде. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
7. Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
8. Неручев С.Г. Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.
9. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
10. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.
11. Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8.

УДК 551.311.23:549

Е.Г. КУКОВСКИЙ

МЕХАНИЗМ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Всей поверхности Земли свойственна тенденция к выравниванию ландшафтов, образованию идеально гладкой поверхности, гравитационной самоликвидации неровностей. Это явление, имея строгий физический смысл, начинается действовать, как только завершается формирование возвышенностей и впадин, конечный результат его — полная пенепленизация. Разрушение массивных пород поверхности Земли в условиях нормальных температур и атмосферного давления и затем глубокие преобразования минералов генераций высоких температур и давлений названы

в отечественной геологической науке процессом выветривания. В конечных его продуктах сохраняется форма и все исходные текстурные признаки сложения.

Для такого процесса термин "выветривание" не совсем удачен [4], и нами принимается традиционно, с полным сознанием условности его смыслового содержания. Однако для общей характеристики изменения горных пород и минералов на поверхности Земли при их длительном дренаже водой с образованием элювия как конечного продукта он вполне приемлем, и его целесообразно было бы сохранить. Термин "гипергенез" для такой области геологических процессов более применим, однако он охватывает больший диапазон явлений, чем те, которые входят в понятие "выветривание".

В настоящее время достаточно полно установлены закономерности геологического строения, геохимические особенности и распространение кор выветривания, а также последовательность замещения минералов. Вместе с тем вопросы механизма преобразований минералов по-прежнему остаются дискуссионными. Сохранность исходного текстурного сложения в конечных продуктах как основной принцип изменения пород при выветривании, а также интенсивный дренаж пород водой как прецедент выветривания не могут удовлетворять условиям классического механизма растворение — синтез. Более того, латеритные профили выветривания, развивающиеся в большинстве случаев по основным породам или их аналогам с образованием минералов свободного глинозема, и практическое отсутствие таких минералов в каолиновых профилях по кислым породам даже в непосредственной близости от коры выветривания основных пород свидетельствуют о различной кинетике преобразований несмотря на идентичные климат, гидрогеологический и геоморфологический режимы, одинаковые продукты выветривания. Это не укладывается в физико-химическую теорию образования зональности в коре выветривания [5].

Принимая во внимание строгую направленность превращений разнообразных кристаллических структур исходных минералов в единственную слоистую структуру конечного продукта, где каждый слой представляет собой заверченный субкристалл, связывающийся с каждым последующим силами межмолекулярного взаимодействия, следует полагать, что формирование этого продукта фактически завершается в поверхностном слое из трех-четырёх анионных сеток кислородных атомов твердой фазы. Это означает, что при выветривании поверхностные явления преобразуются такой же смысл, как температура и давление при метаморфизме.

Модель системы выветривания. Выветривание, будучи составной частью глобального цикла порообразования: метаморфизм — выветривание — седиментогенез — элигенез — метаморфизм, в физико-химическом смысле является следствием перехода гомогенного состояния массивных пород литосферы в гетерогенное при соприкосновении с гидросферой и атмосферой.

Зона выветривания, таким образом, представляется гетерофазной системой порода (минерал) — вода с четко выраженной поверхностью раздела фаз. Дренаж пород водой постоянно выводит эту многокомпо-

нентную открытую систему из равновесия, а продолжительность дренажа создает для системы постоянно высокий градиент концентраций структурообразующих катионов, их концентрационный диффузионный поток в направлении градиента из твердой фазы в жидкую и встречный поток водородных ионов из жидкой фазы в твердую.

Потоку I_i соответствует термодинамическая сила X_i , отражающая тенденцию флуктуационно отклонившейся от равновесия системы вернуться к нему и для атомов компонента i соответствующая:

$$X_i = F_i - T \nabla \left(\frac{\mu_i}{T} \right),$$

где F_i — внешняя сила, подобная электрическому полю (ньютоновская сила); μ_i — химический потенциал i -го компонента:

$$I_i = \sum L_{ik} X_i.$$

Кинетический коэффициент L_{ik} в данном случае выражает коэффициент диффузии, градиентом температур в условиях гипергенеза можно пренебречь; производство энтропии пропорционально потоку и химическому потенциалу $T\sigma = \sum_i I_i X_i$ [3, 10].

Для одномерной диффузии нормально к поверхности раздела, являющейся бесконечно двумерной несферической, коэффициент диффузии связан с потоком следующим соотношением:

$$I = -D \frac{\partial c}{\partial x},$$

где c — концентрация компонента у поверхности раздела; x — направление градиента. Равенство изменения концентраций в некотором объеме результирующему потоку внутрь этого объема при длительном нестационарном состоянии системы, обеспечиваемом продолжительным дренажем, приводит к уравнению непрерывности:

$$\frac{\partial c}{\partial T} = -\nabla I,$$

и для одномерной диффузии при изотропном D :

$$\frac{\partial c}{\partial T} = D \nabla^2 c$$

составляет второй закон Фика для нестационарных систем.

Поскольку коэффициент диффузии $D = D_0 \exp(-E/kT)$ имеет строгую температурную зависимость, для диффузионного потока в условиях выветривания мы можем рассматривать лишь область поверхностного слоя, где требуемая энергия активации составляет в несколько раз меньшую величину, чем в объеме твердой фазы [11]. Следовательно, постоянство интенсивного потока может быть соблюдено лишь в связи с необратимым переходом все большей части объема твердой фазы в состояние поверхностного слоя, что и происходит в процессе самопроизвольной диспергации пород в результате суточных и сезонных колебаний температуры, т.е. при физическом выветривании.

В отношении породы в целом этим, вероятно, и ограничивается действие физического выветривания. Для каждого минерала в отдельности фактор термического расширения уже несуществен, и дальнейшее их разрушение может осуществляться механической работой при релаксации упругих деформаций в поверхностном слое твердой фазы. Она протекает наиболее эффективно вдоль нормали к поверхности раздела вследствие анизотропии свойств в этом направлении на глубину до пределов, когда отклонение локальных поверхностных свойств от объемных неощутимо.

Деформация зависит от воздействия внешних тел, к числу которых относятся объем адсорбента (молекул жидкой фазы), взаимодействующего с поверхностью частиц твердой фазы в процессе активного снижения свободной поверхностной энергии при самопроизвольной диспергации, и адсорбционная часть химического потенциала, учитывающая гравитационные и электрические поля адсорбента [15].

Однако наиболее существенно на деформацию влияет эффект адсорбционного понижения прочности, который возникает при расклинивающем давлении адсорбированных молекул в микротрещинах и на дефектах поверхности [12]. При этом интенсивность разрушения при увеличении площади поверхности взаимодействия фаз находится в прямой зависимости от поверхностной активности адсорбента. Поэтому адсорбция органических молекул, а также частиц золя гидроокиси железа [9] благодаря более высокой их активности, чем молекул воды, оказывает расклинивающее действие на твердую фазу значительно эффективней, что и наблюдается в процессе выветривания в условиях высокой концентрации органических веществ и гидроокислов железа.

Таким образом, в основу модели системы выветривания кладутся два основных положения: высокий градиент концентраций на границе раздела фаз минерал — вода, обеспечиваемый постоянным интенсивным дренажем пород водой; переход все большей части объема твердой фазы (минерала) в состояние поверхностного слоя, интенсифицируемый релаксацией упругих деформаций и адсорбционным понижением его прочности.

Эти положения имеют физический смысл и являются наиболее объективной основой системы, определяющей геохимические и кристаллохимические особенности процесса и геологическое содержание зональности кор выветривания. Они легли в основу наших экспериментов по моделированию процесса выветривания путем дренажа минералов (пород) водой в экстракторах Сокслепа в режиме атмосферного давления и температур 60–80°С и форсированном режиме с повышенными температурой, давлением и концентрацией CO_2 в специально сконструированном автоклаве (Н.П. Мовчан, Б.П. Злобенко и др., см. статью в настоящей книге).

Из экспериментов однозначно следует инконгруэнтное растворение минералов, увеличение площади их поверхности и завершение акта преобразований в поверхностном слое. Кроме того, предполагается единый механизм преобразований для всех геологических эпох, протекающий с различной скоростью, которая зависит от интенсивности дренажа, концентраций в воде CO_2 и размеров поверхности раздела фаз. Изменение этих основных факторов наиболее вероятно использовать для приближения экспериментальных моделей к существующим корам выветривания.

Геохимические и кристаллохимические закономерности выветривания.

Выветривание — единственный геологический процесс, при котором происходят глубокие изменения химического состава исходных пород. Из породообразующих минералов удаляются на огромные расстояния практически все структурообразующие катионы, кроме катионов алюминия и железа. Кремнезём сохраняется частично, в зависимости от климата и количества атмосферных осадков. Выветривание поэтому образно квалифицируется как процесс дистилляции пород от щелочных, щелочноземельных, переходных элементов, а также связанных с породообразующими минералами малых элементов.

Продукты выветривания, следовательно, состоят из алюминия и железа, и в них эти катионы выступают в качестве структурообразующих. Кремний в составе кремнекислородных тетраэдров применительно к структурообразующему алюминию концентрируется в двумерной сетке каолинитового слоя. Железо, частично участвуя в образовании метастабильной фазы — нонтронита в октаэдрических позициях слоя, в основном создает самостоятельные формы, преимущественно гидроокись — гетит.

Таким образом, главной геохимической закономерностью выветривания является постепенная аккумуляция алюминия до эквивалентного с кремнезёмом соотношения в единственной минеральной форме — каолините, в особых случаях латеритного выветривания (без кремнезёма) — в форме гидроокислов алюминия. Аккумуляция осуществляется непосредственно либо через метастабильные фазы монтмориллонитовой группы, где недостаток алюминия восполняется частью магния и (или) железа. Есть основания придать этой закономерности значимость структурной геохимии алюминия.

Полная автономность железа в минералообразовании и неподвижность его в зоне выветривания рассматриваются как другая геохимическая закономерность. Железо как только покидает в катионной форме материнскую структуру, практически всегда становится гидроокисью. Лишь незначительная часть его, как уже указывалось, может сформировать слоистый силикат, но это принудительный процесс, вызванный невысоким содержанием алюминия в материнских минералах.

Потеря подвижных элементов компенсируется водородными ионами, которые образуются в объеме жидкой фазы при равновесной диссоциации молекул воды, особенно в адсорбционном слое на поверхности раздела, где их активность наиболее высока. Роль водородных ионов заключается в гидратации вершин дефектных тетраэдров с переводом их в гидроксилы, количество которых в кристаллической структуре новообразований растет от метастабильных слоистых модификаций типа 2:1 (первые проценты) к каолиниту (14%) и достигает почти 1/3 состава в гибbsite. В такой же последовательности ослабляется их связь со структурой, судя по температурам дегидроксиляции при нагревании продуктов выветривания: 650–800°C — для монтмориллонитов, 560°C — для каолинитов, 320°C — для гибbsite. Поэтому гидратацию материнских, большей частью безводных породообразующих минералов следует считать также одной из важных геохимических закономерностей выветривания.

Основной кристаллохимической закономерностью, несомненно, яв-

ляется строгая направленность преобразований любой исходной структурной модификации только в слоистую структуру с межслоевым взаимодействием посредством молекулярных сил. В подавляющем числе случаев слой типа 2:1 (монтмориллонит, нонтронит, гидрослюда, гидрохлорит) образуется лишь по таким минералам, где уже имеются элементы такой структуры (цепочечные, ленточные слоистые силикаты); слой типа 1:1 (каолинит) формируется по каркасным алюмосиликатам. В какой-то мере здесь преломляется и геохимическая закономерность аккумуляции алюминия: каолиновый слой образуется по минералам с довольно высоким содержанием алюминия (полевые шпаты, мусковит). Невысокое его содержание требует промежуточного метастабильного слоя типа 2:1.

Устойчивость породообразующих минералов к действию агентов выветривания зависит от их кристаллохимических особенностей. Устойчивость повышается от островных структур к слоистым через промежуточные цепочечную и ленточную модификации. В ленточной уже четко намечаются элементы слоистой структуры с гофрированным распределением октаэдрических сеток через каждую ленту мотива 2:1. Отчетливо видна зависимость устойчивости от количества тетраэдрического алюминия и сорта крупного структурообразующего катиона — компенсатора нестехиометрических замещений в тетраэдрах. Уменьшение количества Al_{IV}^{3+} и увеличение размера крупного катиона от Ca^{2+} к K^+ через промежуточный Na^+ повышают устойчивость структуры.

Столь же строго зависимость устойчивости от сорта октаэдрических катионов: менее устойчивы в октаэдрах минералы с Mg^{2+} и Fe^{3+} и более устойчивы — с Al^{3+} . Если учесть, что магнием и железом представлены изоморфные серии, точнее, ряды твердых растворов изоструктурных фаз, где смешаны фазы с существенно различными размерами структурообразующих катионов, можно утверждать, что их меньшая устойчивость обусловлена более интенсивным механическим разрушением напряженных твердых растворов с минимальной затратой энергии.

Кристаллохимический принцип строения силикатов, согласно Н.В. Белову [1], сводится к следующему: характер структурной постройки из кремнекислородных радикалов диктуется размером координирующего катиона, причем устойчивость структуры зависит от степени соразмерности катион — радикал. Поскольку наиболее совершенная соразмерность для ортогрупп тетраэдров присуща октаэдрическому алюминию, для диортогрупп — калию, структурные постройки силикатов с алюминием (первая глава кристаллохимии) и постройки с калием (вторая глава) являются энергетически выгодными, и они наиболее устойчивы в условиях выветривания. В то же время для структур с железом и магнием (первая глава), кальцием и натрием (вторая глава), где соразмерность с орто- и диортогруппами (соответственно) менее совершенна, характерна значительно меньшая энергетическая выгодность и, следовательно, меньшая устойчивость. Совершенно очевидна в связи с этим и разница в устойчивости железо-магнезиальных и алюминиевых амфиболов, слюд и др.

Таким образом, октаэдрическая координационная ситуация алюминия, его ведущая структурообразующая роль при строгой соразмерности с кремнекислородной ортогруппой в конечном продукте становится важ-

нейшей кристаллохимической закономерностью выветривания. В сущности этой закономерностью наиболее вероятно объясняется прочная связь алюминия с кремнеземом в эквивалентном соотношении, блестяще постулированная в прошлом В.И. Вернадским как незыблемое "каолиновое ядро".

Основы механизма структурных преобразований. Из рассмотренной модели системы выветривания, а также геохимических и кристаллохимических закономерностей этого процесса следует основополагающий принцип его механизма — инконгруэнтное растворение минералов, сопровождающееся неэквивалентным по массе, но стехиометрическим замещением щелочных и щелочноземельных катионов на бестелесный водородный ион (протон) посредством диффузионного массопереноса между реагентом и реактивом.

Физический смысл инконгруэнтности сводится к тому, что поверхностный слой из двух-трех сеток кислородных атомов, между которыми расположены катионы алюминия (тетраэдры и октаэдры) и кремния (тетраэдры), остается неизменным, и он составляет основу новообразования. В раствор переходят лишь крупные (щелочные, щелочноземельные) катионы, расположенные на границе раздела, диффундируя вдоль поверхности.

В кристаллохимическом отношении, как нам представляется, слой или его фрагменты, расположенные нормально к поверхности, ограничены кристаллографическими плоскостями, секущими крупные катионы. Для каркасных и слоистых структур это плоскости [001], по ним всегда преимущественно развивается спайность; для ленточных и цепочечных силикатов — плоскости [110], по которым также обнаруживается более или менее (соответственно) совершенная спайность.

Вдоль таких плоскостей работа деформации протекает с минимальной энергией, и эти плоскости с наибольшей вероятностью становятся поверхностями раздела. Характерно, что расстояние между плоскими сетками крупных катионов в структурах полевых шпатов [2] составляет 7,1–7,2 Å, и это строго соответствует $d_{(001)}$ каолинита, т.е. толщине каолинового слоя с учетом ван-дер-ваальсовых радиусов наружных кислородов и гидроксидов. В подавляющем большинстве случаев полевые шпаты замещаются каолинитом и почти никогда — слоями типа 2:1. Темноцветные минералы, в которых имеются готовые элементы слоя 2:1, не переходят непосредственно в каолинит, а только через метастабильный слой монтмориллонита (нонtronита).

Несомненно, что поверхностный слой не является бесконечно двумерным и его границы в плоскости определяются границами когерентных областей поверхности раздела исходного кристалла. Ансамбли кремнекислородных тетраэдров слоя, не имевшие в нем непосредственной связи с алюминием, переходят в объем жидкой фазы одновременно с крупными катионами, составляя подвижную часть кремнезема. Иначе говоря, пористость слоя зависит от степени структурной упорядоченности минералов материнских пород, связанной с Al-Si, Fe-Mg распределением, размерами когерентных блоков, концентрациями микронапряжений и др. Форма и размеры когерентных участков поверхностного слоя могут рассматри-

ваться с позиций гетерогенных закритических зародышей, обладающих двумерным свободным движением и свободным вращением вокруг нормали к поверхности в связи с расположением адсорбата (молекул воды) между ними и свежей поверхностью как подложкой [13].

В поверхностном слое исходной твердой фазы завершается формирование слоя новообразования как субкристалла, не имеющего с подложкой эпитаксиальной связи, но растущего до размеров когерентных блоков подложки. Соразмерность микрокристаллов новообразований и областей когерентного рассеяния в определенных рамках допустимых погрешностей имеет место в экспериментальных измерениях. Собственно в этом заключена минимизация свободной поверхностной энергии в пределах элементарного слоя, когда каждый последующий из этих слоев соединяется с предыдущим минимальными силами межмолекулярных взаимодействий при полной стехиометрии внутри слоя.

Реальность новообразованного слоя как остаточного слоя [20], или "протектора" [18, 19] в результате диффузионного потока по первому закону Фика [17] несомненна уже потому, что растворение минералов в условиях выветривания инконгруэнтно. Однако рост этого слоя в процессе так называемого инконгруэнтного гидролиза [5], а точнее, через "паровую щель", полагающую две поверхности раздела, энергетически менее выгоден, чем фазовый переход на некогерентной межфазовой (исходный минерал — новообразование) границе, где свободная энергия ниже не меньше чем в 2 раза [14].

Итак, механизм структурных преобразований сводится к некогерентному твердофазовому переходу в поверхностном слое с завершением формирования продукта выветривания в качестве двумерного субкристалла [7, 8]. Величина такого субкристалла должна находиться в прямой зависимости от концентрации октаэдрического алюминия в поверхностном слое, и, по-видимому, этот фактор контролирует подвижность алюминия. Небольшие количества обособленных полиэдров с алюминием, находящихся вне действия коллективных сил, не могут участвовать в создании когерентных областей. В таком случае вполне вероятен диффузионный дрейф алюминиевых катионов в первой адсорбционной фазе по поверхности раздела, где в принципе их подвижность наиболее интенсивна. Однако высокая способность алюминия к комплексообразованию предполагает диффузию его в виде комплексных анионов, последующую конденсацию в порах в связи с резким уменьшением поверхностного натяжения адсорбента, локальное пересыщение концентрации и кристаллизацию гиббсита на стенках каверн и пор.

В латеритном боксите образование минералов свободного глинозема — явление обычное. Столь же обычны конкреции гиббсита как результат перераспределения коллоидных частиц по величинам поверхностного натяжения в системе частиц геля гидроокислов алюминия и железа. Такое перераспределение легко воспроизводится экспериментально.

Следовательно, определенная подвижность алюминия, будучи бесспорной, носит частный характер, со строгим контролем со стороны локальных факторов, которые способствуют его конденсации. Как видно, в основе поведения алюминия в условиях выветривания лежит кристаллохи-

мический принцип его взаимодействия с кремнеземом; им обусловлены инконгруэнтность процесса растворения и некогерентное твердофазовое превращение в поверхностном слое, что обеспечивает сохранность сложения и текстурных признаков материнских пород в продуктах выветривания при столь значительных изменениях в химическом составе. Рассмотренный выше механизм несовершенен, но он близок к процессу метасоматоза [6].

Доказательство механизма выветривания как процесса конгруэнтного растворения и синтеза из пересыщенного раствора каолинита по электронно-микроскопическим снимкам элементарных актов роста кристаллов на поверхности полевых шпатов и слюд [16] явно недостаточно. Большое число подобных снимков показывает разнообразие фазообразования иного плана, с замкнутыми контурами элементарных слоев или слоев, лишенных четкой кристаллографической огранки. Эти картины позволяют сделать вывод, что механизм растворения — синтез далеко не единственный в процессе выветривания.

На наш взгляд, подобный вывод приложим к корам выветривания, где, начиная от материнских пород, все сохранено по форме, но глубоко изменено по содержанию. Как бы ни дискутировался вопрос о подвижности алюминия и железа, коры выветривания состоят только из силиката алюминия — каолинита и гидроокислов железа, а во много более редких случаях — гидроокислов алюминия при интенсивнейшем потоке воды сквозь породы (дренаже), что в сущности является главным условием выветривания. Ясно, что изучение этого процесса должно быть всесторонним, как и представление о его моделях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976.
2. Брегг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967.
3. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости, флуктуаций. М.: Мир, 1973.
4. Добровольский В.В. Механизмы гипергенеза. — Природа, 1977, № 2.
5. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978.
6. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
7. Куковский Е.Г. Превращения слоистых силикатов. Киев: Наукова думка, 1973.
8. Куковский Е.Г. Принципы механизма выветривания. — В кн.: Минералогия осадочных образований. Киев: Наукова думка, 1976, вып. 3.
9. Куковский Е.Г., Кадошиков В.М., Островская А.Б. и др. К модели латеритизации каолинита. Взаимодействие каолинитов различной степени совершенства с гидроокисью железа. — Геол. журн., 1974, 34, вып. 5.
10. Маннинг Дж.Р. Кинетика диффузии атомов в кристаллах. М.: Мир, 1971.
11. Майер К. Физико-химическая кристаллография. М.: Металлургия, 1972.
12. Ребиндер П.А. Физико-химическая механика — новая отрасль в науке. М.: Знание, 1958.
13. Робертсон Д., Паунд Г. Гетерогенное образование зародышей и рост пленок. — В кн.: Новое в исследовании поверхности твердого тела. М.: Мир, 1977, вып. 1.
14. Ройтбурд А.Л. Особенности развития фазовых превращений в кристаллах. — В кн.: Проблемы современной кристаллографии. М.: Наука, 1975.
15. Русанов А.И. Фазовые равновесия и поверхностные явления. Л.: Химия, 1967.

16. Чекин С.С., Самогин Н.Д., Финько В.И. Рост кристаллов каолинита при выветривании мусковита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
17. Helgeson H.C. Kinetic of mass transfer among silicates and aqueous solution. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, 35, N 5.
18. Lagache M. New data on kinetics of the dissolution of alcały feldspars at 2000°C in CO₂ charged water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, 40, N 2.
19. Petrovic R. Rate control in dissolution of alcały feldspars. I. Study of residual feldspar grains by X-ray photoelectron. spectroscopy. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, 40, II. Protective effect of precipitates. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, 40.
20. Wollast R. Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31.

УДК 553.068.368:552.3

А.Д. СЛУКИН

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ И КИСЛЫХ ПОРОД

Латеритизация основных и кислых пород занимает важное место в теории выветривания и связанной с ней практике поиска бокситов. При этом изучаются следующие главные аспекты: особенности горных пород как источника бокситов, геохимия алюминия и железа и возможности их разделения при латеритизации основных пород, геохимия алюминия и кремния, особенно в форме кварца, при латеритизации кислых пород. Хотя основные породы давно признаны благоприятными для бокситизации, особенно габбро и другие их высокоглиноземные разновидности [2, 15], однако траппы — самые распространенные среди них породы нередко служат источником руд низкого или среднего качества [8—11, 14, 22, 25]. Причиной этого является совместное накопление в рудах алюминия и железа. Вместе с тем известно, что в некоторых местах на траппах образуются высококачественные бокситы, перекрытые железистым горизонтом [22]. Кислые породы как источник бокситов до сих пор вызывают противоречивые мнения: многие исследователи считают невозможной их бокситизацию из-за высокого содержания в них кварца. В действительности кислые породы являются источником руд высокого качества: латериты на филлитах КМА [12, 13, 17], на кварц-мусковит-полевошпатовых сланцах Сибири [19, 20]. Известны бокситы и на грубозернистых магматических породах [3, 23, 24, 27, 32].

Литературные источники и изученные автором месторождения бокситов на основных и кислых породах Сибири и Индии дают возможность провести их сравнительный анализ, выявить черты сходства и отличия в профилях латеритных кор выветривания как одних и тех же пород в разных районах мира, так и на различных породах, обнаружить специфику рудоносных кор, строения и состава их верхней зоны, геохимии алюминия и железа. Для сравнения использованы только те коры выветривания, в которых алюмосиликаты почти полностью замещены свободными гидроокислами алюминия. Все они находятся в пределах плат-

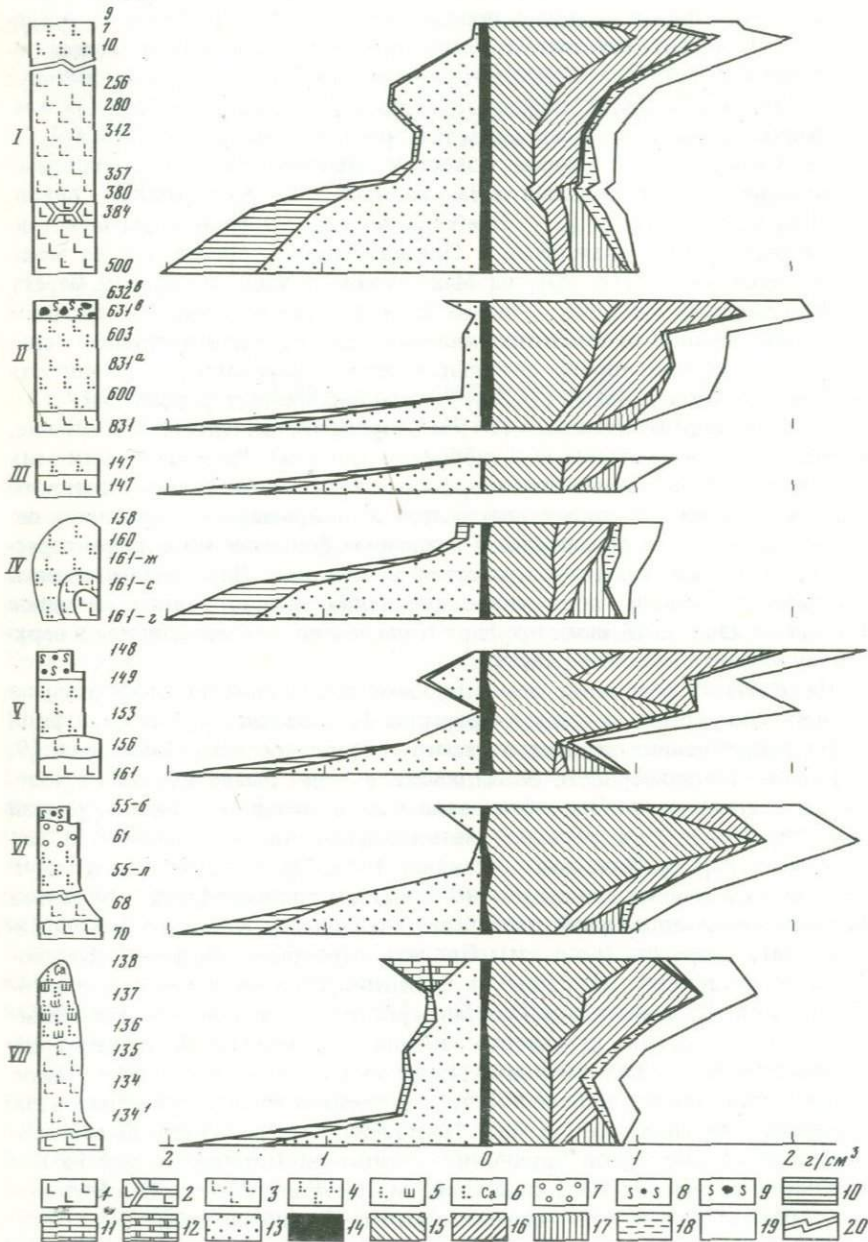
форм и приурочены к положительным формам рельефа: вершинам столовых гор и холмов.

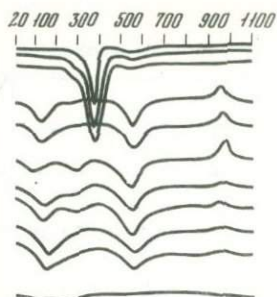
Латеритные коры выветривания основных пород. Особенности бокситизации этих пород наглядно проявлены на трапах Сибирской, Африканской (Либерийский щит) и Индостанской платформ. Исходные породы близки по петрографическому, минеральному и химическому составу: это долериты и базальты, сложенные средними и основными плагиоклазами, пироксенами и второстепенным титаномагнетитом [1, 4, 7, 9, 10, 40].

На Сибирской платформе известны мел-палеогеновые латеритные коры выветривания, большей частью размытые. Возраст трапов — девон, поздняя пермь — триас [21]. Наиболее полные профили коры выветривания пересечены скважинами в Причадобецком прогибе, где ее мощность около 60 м [18, 20], на Майгунском останце, на правом берегу р. Подкаменной Тунгуски — около 25 м, а также на Нижнеподсопочном и Сухо-Лебяжинском бокситопроявлениях. Все профили зональны — снизу вверх исходные породы сменяются дезинтегрированными (мощность 3–9 м), выщелоченными (2–3 м), монтмориллонитизированными (3–56 м) и каолинизированными (1–5 м) породами, на Майгунском останце, кроме того, каолиновыми с гиббситом (до 5 м). Размытые части этих профилей были сложены псевдоморфными латеритами гетит-гиббситового состава, обломки которых содержатся в покрывающих суглинках не только на корях выветривания, в осадочных бокситах, но и широко рассеяны на значительных пространствах платформы. Для геохимического профиля характерны постепенное изменение состава, частичный вынос алюминия из средней части профиля и увеличение его содержания в верхней совместно с железом (фиг. 1, I).

На Либерийском щите бокситоносные коры выветривания развиты на породах разного состава и возраста. Установлено, что тип профиля коры выветривания зависит от высоты поверхности выравнивания [9, 11]. Этой закономерности подчиняются и коры выветривания на долеритах, слагающих силлы, образовавшиеся в позднем триасе — ранней юре [10]. Мощность коры выветривания переменна, в описанном Б.М. Михайловым [9] профиле она составляет 15 м. Профиль состоит из двух зон: выщелоченных долеритов (0,5 м) и псевдоморфных бокситов (12 м). Мощность нижней зоны бывает и больше (южные районы Фута-Джалона), и меньше (до 1 см). Бокситы перекрыты кирасой — конгломератом, состоящим из обломков бокситов. Цвет бокситов красновато-коричневый. Их минеральный состав: гиббсит, гетит, гематит. Для геохимического профиля характерно абсолютное увеличение содержаний алюминия и железа как в бокситах, так и в кирасе (см. фиг. 1, II). Такое явление объясняется привнесением этих элементов из верхних горизонтов коры выветривания и со стороны. Простейший профиль коры выветривания представляют собой "пряники" — гетит-гиббситовые корки на поверхности долеритов. Их толщина составляет всего несколько сантиметров, промежуточные зоны ничтожно малы. По наблюдениям Б.А. Богатырева, "пряники" развиты на склонах столовых гор, покрытых бокситами. В этих корках абсолютное содержание глинозема и окислов железа практически неизменно (см. фиг. 1, III).

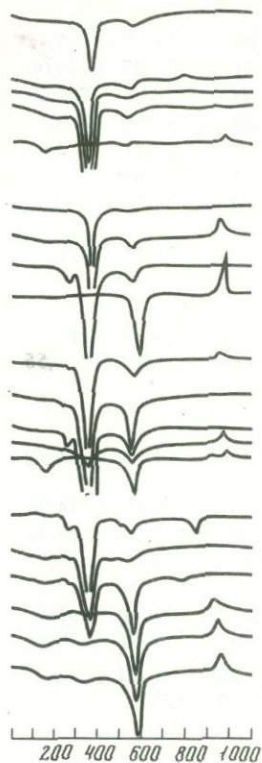
N абр.





Фиг. 1. Геологические и изобъемные геохимические профили латеритных кор выветривания на основных породах и термические кривые образцов этих пород

I — профиль по скважине, Майгунский оазад, Сибирская платформа; II — Либерийский щит, Африканская платформа, по [9]; III — "пряник" на долерите, Либерийский щит; IV-VII — Индостанская платформа (IV — "пряник" на долерите, район Бельгаум, V — карьер, район Бельгаум, VI — карьер и обнажение, район Амаркантак, VII — обнажение, п-ов Кач); 1 — долерит, базальт; 2-8 — продукты их выветривания: 2 — выщелоченные, 3 — монтмориллонитовые и каолинитовые, 4 — гиббситовые, 5 — гиббситовые с шамозитом, 6 — гиббситовые с кальцитом, 7 — боксит, 8 — вермикулярный латерит; 9 — обломочная кираса; 10 — $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; 11 — CaO ; 12 — CO_2 ; 13 — SiO_2 ; 14 — TiO_2 ; 15 — Al_2O_3 ; 16 — Fe_2O_3 ; 17 — FeO ; 18 — H_2O^- ; 19 — H_2O^+ ; 20 — разрыв в профиле



В Индии траппы занимают более 0,5 млн. км², имеют мощность 150—1200 м, залегают на меловых, архейских и гондванских породах [4, 6]. Возраст траппов: поздний триас — ранний мел в Восточном Индостане и поздний мел — ранний палеоген в Западном Индостане [21]. Возраст бокситов: ранний эоцен — до современного [3, 6, 32, 35]. Они залегают на вершинах столовых гор высотой от нескольких десятков метров на п-ове Кач до 1000 м и более в Западных Гатах [31, 33, 37]. Рудоносные коры выветривания зональны [34]. В профиле коры выветривания п-ова Кач снизу вверх сменяются: долериты (2 м), монтмориллонитизированные долериты (более 10 см), светлые пизолитовые бокситы (2—3 м) и темно-бурая пещеристая кираса (4 м). В соседних месторождениях под бокситами залегают каолинизированные, а ниже монтмориллонитизированные траппы. Бокситы и кираса представляют собой скальные породы. Поражает кавернозность кирасы: объем ее полостей достигает нескольких кубических метров. Вероятно, образование таких пещер обусловлено химическими и эрозионными процессами. Сходное явление описано в кирасах и бокситах Гвинеи Бисау [5, 16].

В других районах Индии нижние части профиля коры выветривания приходится мысленно достраивать, так как даже на разрабатываемых карьерах подрудные горизонты не вскрываются. Наиболее полная картина наблюдается в районе г. Бельгаум (штат Махараштра).

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) долеритов и продуктов их латеритного

Местонахождение, порода	№ обр.	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Амаркантак						
Боксит красный обломочный	55-Б	2,34	11,00	2,30	40,25	24,25
Боксит серый массивный	61	2,46	Сл.	0,57	71,93	3,00
Боксит псевдоморфный	55-Л	2,01	3,54	3,27	50,23	17,00
Каолинит-гетитовая порода	69	1,66	26,16	1,10	17,07	40,63
Монтмориллонитовая порода	68	2,2	42,75	0,72	28,74	12,44
Гиббсит-гетитовая корка	70-ж	1,6	6,83	6,16	32,59	27,58
Бельгаум						
Долерит	70-ч	2,94	48,20	2,47	13,80	3,45
Латерит вермикулярный	148	2,44	0,63	2,16	35,87	40,00
То же	149	2,06	17,70	1,48	26,78	36,00
Гиббсит	150	1,65	0,00	0,28	63,80	0,25
"	157	Не опр.	0,00	1,00	62,27	2,53
Гиббсит псевдоморфный	153	2,05	0,29	4,23	57,88	5,26
Каолинит-гиббитовая порода	156	1,18	40,71	4,85	37,35	2,00
Монтмориллонит-каолинит-гиббитовые "пряники"	160-ж	1,31	12,70	3,21	33,42	26,10
То же	161-ж	1,45	21,10	2,16	29,77	19,70
Долерит слабо выветрелый	161-с	2,50	43,91	1,65	18,10	5,55
П-ов Кач						
Псевдоморфный латерит с кальцитом	138	2,24	3,71	2,75	41,25	7,29
Псевдоморфный латерит	137	2,13	13,93	1,70	29,63	34,76
То же, с шамозитом	136	1,80	16,10	1,00	35,22	23,90
Каолинизированный долерит	135	1,54	28,50	2,82	25,10	25,14
То же	134	1,40	31,90	2,44	29,64	13,12
"	134/1	1,56	31,16	2,44	26,00	20,30

Примечание: CO₂ ни в одном анализе не обнаружена. Аналитики Л.А. Наливко, В.М. Степашкина, В.В. Кухарчик, Л.С. Цимлянская, ИГЕМ АН СССР.

Здесь на склоне столовой горы высотой более 1000 м в сухом русле обнажаются довольно рыхлые "пряники" желтого цвета, сменяющиеся к центру зоной серых, осветленных, а затем неизменных черных долеритов. В промежуточных зонах преобладают монтмориллонит и каолинит, в краевой части — каолинит, гиббсит, гетит (табл. 1; см. фиг. 1, IV). На вершине горы вскрыты белые с тончайшими красными полосками каолинизированные

выветривания (Индия)

	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	Сл.	Сл.	0,15	Сл.	0,04	0,03
Не обн.	"	Сл.	"	"	0,01	0,00
Сл.	"	"	0,00	0,02	0,04	0,04
Не обн.	0,68	1,02	Не обн.	0,26	0,46	
"	Сл.	0,81	0,65	0,31	0,58	
2,90	0,25	1,02	1,24	0,06	0,03	
11,36	0,18	5,88	10,40	2,36	0,49	
Сл.	Сл.	Сл.	0,61	0,02	Не обн.	
"	0,07	0,33	1,05	0,08	0,25	
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	
"	"	"	"	0,04	0,02	
"	0,04	0,30	1,01	Не обн.	Не обн.	
Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	"	
1,07	0,26	0,52	0,59	0,02	0,04	
2,32	0,27	1,56	1,73	0,27	0,07	
7,50	0,28	5,53	8,70	1,63	0,15	
Не обн.	Сл.	0,60	14,00	0,23	0,02	
1,56	0,02	1,34	Сл.	0,32	0,01	
Не обн.	Сл.	1,00	"	2,90	0,01	
0,50	0,05	0,10	0,80	1,38	0,02	
Не обн.	Сл.	1,10	Сл.	3,23	0,02	
Сл.	0,06	1,41	"	1,62	0,01	

траппы с примесью гиббсита, выше которых видны землистые и массивные бокситы зеленовато-серого и красного цветов, местами с хорошо сохранившейся реликтовой структурой материнских пород. В бокситах имеются полости с занозистыми стенками и крупные (до 10 см в поперечнике) скопления белого фарфоровидного гиббсита, местами с гематитовой охрой. Бокситы состоят из гиббсита с примесью гетита и гематита. До-

Таблица 1 (окончание)

Местонахождение, порода	№ обр.	Объемный вес, г/см ³	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
Амаркантак						
Боксит красный обломочный	55-Б	2,34	1,54	19,46	Не опр.	99,02
Боксит серый массивный	61	2,46	1,56	22,14	"	99,21
Боксит псевдоморфный	55-Л	2,01	1,06	25,24	"	100,40
Каолинит-гетитовая порода	69	1,66	2,40	9,37	"	99,15
Монтмориллонитовая порода	68	2,2	4,00	8,81	"	99,81
Гиббсит-гетитовая корка	70-ж	1,6	4,43	17,57	"	100,66
Бельгаум						
Долерит	70-ч	2,94	0,97	1,13	"	100,69
Латерит вермикулярный	148	2,44	1,06	19,80	0,27	100,42
То же	149	2,06	3,12	12,88	0,74	100,48
Гиббсит	150	1,65	0,46	34,56	Не опр.	99,33
"	157	Не опр.	0,28	33,62	"	99,76
Гиббсит псевдоморфный	153	2,05	0,25	30,71	"	99,97
Каолинит-гиббитовая порода	156	1,18	0,73	13,57	"	99,21
Монтмориллонит-каолинит-гиббитовые "пряники"	160-ж	1,31	4,05	18,00	"	99,98
То же	161-ж	1,45	6,82	14,03	"	99,80
Долерит слабо выветрелый	161-с	2,50	0,41	6,00	0,14	99,59
Пов Кач						
Псевдоморфный латерит с кальцитом	138	2,24	1,46	18,26	0,04	100,59
Псевдоморфный латерит	137	2,13	Не обн.	17,20	0,09	100,56
То же, с шамозитом	136	1,80	2,65	16,20	0,09	99,37
Каолинизированный долерит	135	1,54	4,42	11,03	0,18	100,04
То же	134	1,40	5,47	12,71	0,09	99,72
"	134/1	1,56	3,72	13,35	0,09	100,15

бываемые руды содержат глинозем (более 45%), окись железа (не более 15%), двуокись титана (5–6%), кремнезем (менее 5–10%); мощность бокситов 5–6 м [30, 39]. Бокситы перекрыты вермикулярными кавернозными латеритами (кирасой) пятнистой темно-бурой и буро-желтой окраски. Многие поры, каверны и каналы в них выполнены земляным материалом. Минеральный состав кирасы — гиббсит, каолинит, гетит, гематит. Мощность ее 3 м. Для геохимического профиля характерны привнос алюминия в бокситы и железа — в кирасу (см. табл. 1, фиг. 1, V).

В районе Амаркантакского плато (фиг. 2) профиль коры выветривания существенно отличается от предыдущего. У подножья гор здесь встре-

чаются монозональные "пряники" с очень тонкой гиббсит-гетитовой оторочкой (см. табл. 1, обр. 70-ч, 70-ж), а также обнажаются светло-зеленые монтмориллонитизированные и желтые каолинизированные долериты. Выше склон покрыт делювием и лесом. На дне карьера вскрыты светло-розовые каолинизированные долериты, выше которых залегает горизонт светло-серых массивных и пизолитовых бокситов мощностью 3—5 м. Минеральный состав бокситов: гиббсит, бемит, гетит, гематит, анатаз [36, 38]; гиббсит и бемит находятся в тесной смеси в пизолитах в самых разнообразных количественных соотношениях. Бокситы перекрыты темно-бурым землистым горизонтом, содержащим обильные железистые стяжения, мощностью около 3 м, и почвой, покрытой лесом. Для пород профиля характерны потеря реликтовых структур, привнос алюминия и вынос железа из боксита (см. табл. 1, фиг. 1, VI).

Латеритные бокситы Индии обычно не несут заметных следов вторичных изменений. Исключение составляют латериты низких уровней на п-ове Кач, где в верхней части профиля появляются кальцит и шамозит (см. табл. 1, обр. 136—138, фиг. 1, VII). Последний образует слойки и гнезда черного смолоподобного вещества или рассеян в порах бокситов. Шамозит частично или полностью окислен. Его появление объясняется общим погружением полуострова в эоцене после образования бокситов и затопления его лагунами. Впоследствии эта территория испытала подъем [26, 28].

Коры выветривания кислых пород. Наиболее мощные (десятки и сотни метров) и полные профили латеритных кор выветривания кислых пород установлены на Русской и Сибирской платформах. Это докаменноугольные коры на филлитах КМА [12, 13] и мел-палеогеновые коры на кварц-мусковит-полевошпатовых сланцах Чадобецкого поднятия [19, 20]. Они состоят из зон дезинтеграции, гидрослюд, каолинита и гиббсита (см. фиг. 2, V). Для них характерна почти повсеместная сохранность реликтовых текстур и структур материнских пород. Важно отметить, что кварц здесь растворяется и полностью выносится уже в зоне каолинизации, и поэтому верхняя зона сложена высококачественными бескварцевыми бокситами. Наряду с этим прослой песчаников, подвергающиеся латеритизации в совершенно таких же условиях, сохраняют часть кварца и образуют кварц-гиббситовые породы. В сланцах Чадобецкого поднятия заключены силлы щелочных ультрабазитов, превратившиеся в гетит-гиббситовые породы. Сопоставление состава этих латеритов свидетельствует о сравнительно малой подвижности алюминия и железа.

На Либерийском щите известны латеритные коры выветривания на силурийских сланцах свиты Телимеле с содержанием кремнезема более 60%. В их профиле выделяются зоны дезинтеграции (3—10 м), каолининовая (0,5—20 м) и гиббситовая (14 м) [16]. Верхняя зона сложена почти бескремнистыми высококачественными псевдоморфными бокситами, которые в самой верхней части переходят в трубчатые и брекчированные руды.

В Индии бокситы на кислых породах открыты в штатах Орисса, Тамил, Наду, Карнатака, Керала [3, 23, 32, 41]. Первые бокситы, недавно обна-

руженные на о-ве Шри Ланка, также развиты на породах кондалитовой серии и чарнокитах с содержанием кремнезема более 60% [27]. В Индии и на о-ве Шри Ланка латеритные коры выветривания распространены чрезвычайно широко и на различных уровнях, но бокситы приурочены только к возвышенностям: склонам холмов в южной части Индии [3] или вершинам столовых гор в прибрежной полосе штата Карнатака.

Прибрежная полоса шириной около 40–60 км расположена между Аравийским морем и Западными Гатами и занята низкими равнинами с абсолютными отметками 30 м и поднимающимися ступенями плато высотой 60–180 м. Здесь развиты преимущественно граниты, гранито-гнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы, возраст которых 3 млрд. лет. Эти породы смяты в складки и прорваны пегматитами. Вершины Западных Гат покрыты декканскими траппами [29].

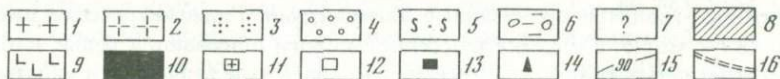
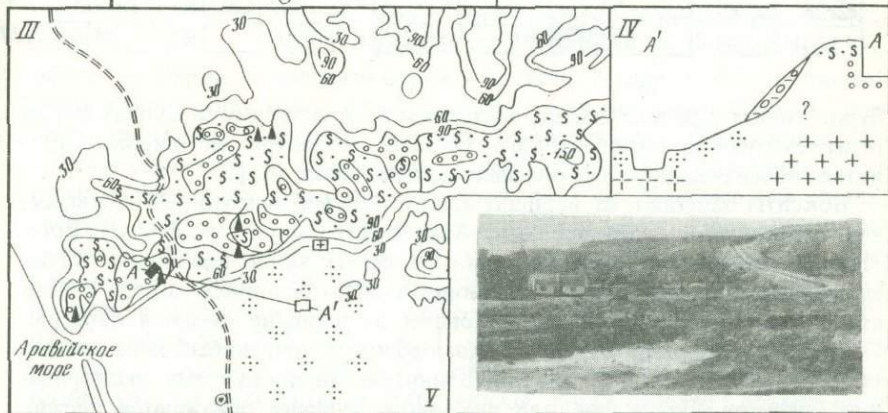
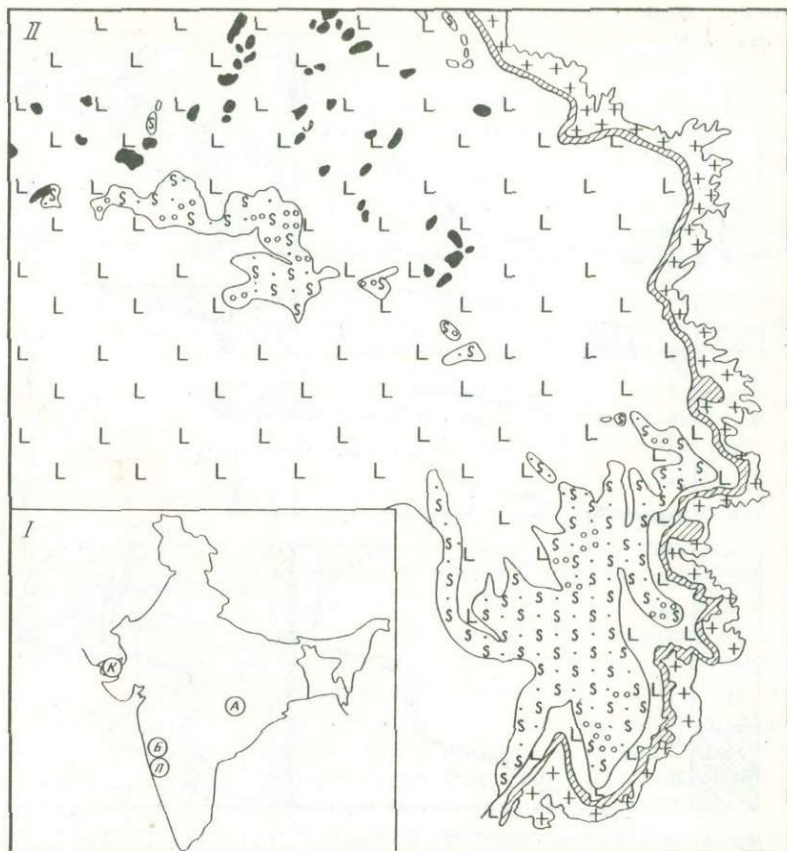
Как и среди основных пород, здесь также развиты "пряники" – рыхлые корки, облегающие блоки гранитов, расчлененных трещинами отдельности. В них отчетливо видны три части: центральная, промежуточная и краевая (табл. 2, обр. 84; фиг. 3). Центральная часть сложена свежим среднезернистым гранитом серого цвета. Структура породы гранитовая. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пирит, единичные зерна магнетита. Промежуточная часть образована довольно рыхлой породой белого, светло-желтого, розовато-серого цветов. Крупные кварцевые зерна сохраняют свежий вид и имеют серый цвет. Бесцветные прозрачные полевые шпаты частично или полностью превратились в рыхлые пористые сахаровидные скопления мелких кристалликов гиббсита. Пирит и магнетит частично окислены. Краевая часть мощностью до 25 см представлена легкой рыхлой сыпучей коркой красновато-бурого и бурого цветов, состоящей из реликтовых зерен кварца, гиббсита и гетита. Зерна кварца растресканы, частично растворены, корродированы.

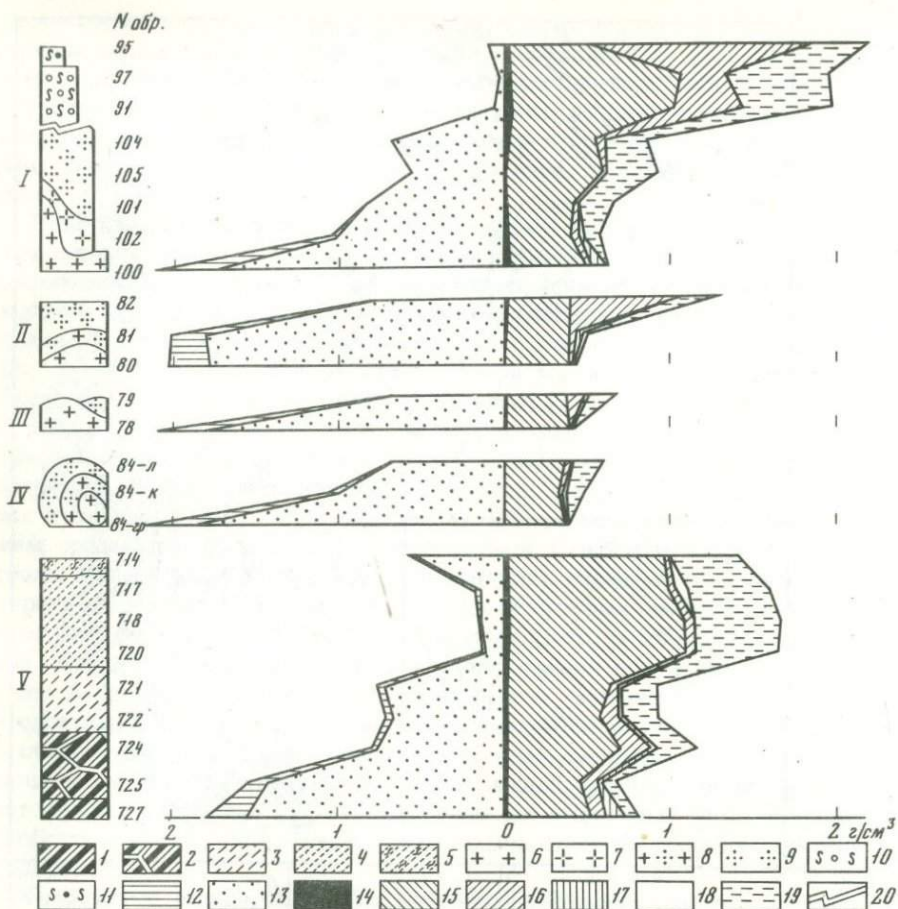
Площадные латеритные коры выветривания имеют мощность более 10 м. В их профиле обычно выделяются кварц-каолинитовая и кварц-гиббситовая зоны. Местами нижняя зона развита очень слабо, и алюмосиликаты сначала частично, а затем полностью замещаются гиббситом (см. табл. 2, обр. 78, 79, 81, 82; фиг. 3, II, III). Верхняя зона сложена легкими, сухаристыми, пористыми породами желтого или красновато-



Фиг. 2. Геологическое положение бокситовых месторождений Индии на основных и кислых породах

I – размещение бокситовых месторождений в пределах Индостанского полуострова (А – Амаркантак, Б – Бельгаум, К – п-ов Кач, П – Падувар); II – схематическая геологическая карта плато Амаркантак, по [31]; III – схематическая геологическая карта плато Падувар, по [41] с дополнениями; IV – геологический разрез по линии А – А'; V – фотография плато Падувар (вид с юга); 1 – граниты, гранито-гнейсы; 2 – каолинизированные граниты; 3 – кварц-гиббситовый латерит; 4 – боксит; 5 – вермикулярный латерит; 6 – третичные глины и галечники; 7 – породы неизвестного состава; 8 – слои Ламета; 9 – долерит; 10 – вторичный латерит; 11 – карьер гранитов; 12 – карьер каолинизированных гранитов; 13 – карьер бокситов; 14 – скважины; 15 – изогипсы; 16 – дорога

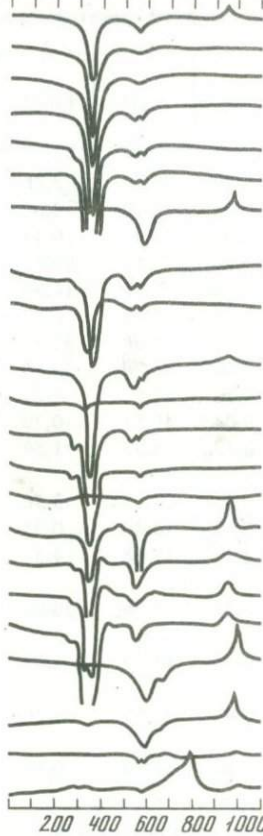




бурого цвета с реликтовыми текстурами и структурами исходных пород гетит-гематит-кварц-гипбситового состава. Несмотря на широкое развитие гипбситизации, ранее она здесь не отмечалась [41].

Бокситы залегают на вершине плато Падувар высотой 30–90 м, северная окраина г. Байндур, берег Аравийского моря (см. фиг. 2). Естественные обнажения имеются только на берегу моря, где видны скалы, сложенные гранитоидами, и маломощная жила основных пород. У подножья возвышенности, на ее склоне и на вершине имеются карьеры. У подножья вскрыты бурые псевдоморфные кварц-гипбситовые латериты, сменяющиеся книзу кварц-каолиновыми продуктами выветривания гранитов. На склоне под покровом делювия обнажаются свежие биотитовые граниты, пронизанные пегматитами. Гипсометрически выше, но ближе к морю, в выемке шоссеной дороги обнажаются белые каолиновые третичные глины с обильными кварцевыми гальками и валунами размером до 20 см. Мощность этих глин 8–10 м. В верхней части глины латеритизированы. Считается, что глины являются дельтовыми отложе-

20 100 300 500 700 900 1100



Фиг. 3. Геологические и изобъемные геохимические профили латеритных кор выветривания на кислых породах и термические кривые образцов этих пород

I-IV — на гранитах, штат Карнатака, Индия (*I* — карьеры, плато Падувар, *II* — дорожная выемка, д. Путтур, *III* — обнаженная вершина холма, д. Путтур, *IV* — "пряник", вблизи г. Удипи); *V* — на филлите, скважина, КМА, по [13]; *1* — филлит; *2-5* — выветрелые филлиты: *2* — выщелоченные, *3* — каолинизированные, *4* — гиббситизированные, *5* — то же, с шамозитом; *6* — граниты; *7-11* — продукты выветривания гранитов: *7* — кварц-каолиновые, *8* — частично гиббситизированные, *9* — кварц-гиббситовые, *10* — вермикулярный гиббситовый боксит, *11* — латерит; *12* — $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; *13* — SiO_2 (вал.); *14* — TiO_2 ; *15* — Al_2O_3 ; *16* — Fe_2O_3 ; *17* — FeO ; *18* — H_2O^- ; *19 — H_2O^+ ; *20* — разрыв в профиле, отсутствие данных*

ниями, покрывающими всю вершину столовой горы, а бокситы — продуктами их латеритизации [29, 41]. Однако это только предположение. Если бы это было так, то в бокситах сохранились бы валуны кварца. Учитывая амплитуду колебания береговой линии, составляющую около 30 м [26, 28], литологию глинистых отложений и характер их залегания, автор пришел к выводу, что это лишь остатки дельтовых отложений, прислоненных к склону возвышенности.

В карьере на вершине добываются бокситы. Это преимущественно каменистые, прочные, каверзные руды различной окраски: от бурой, красновато-бурой (см. табл. 2, обр. 108-2) до светлосерой и белой (обр. 108-1) с желтыми, бурыми и лиловыми пятнами. Текстура пятнистая (очковая), местами вермикулярная. Реликтовые текстуры и структуры не обнаружены. Боксит состоит из множества светлосерых гиббситовых шариков диаметром до 1 см. Минеральный состав: гиббсит, кварц, гетит, гематит. Кварц находится в виде зерен весьма причудливой формы, обусловленной его растворением. Бокситы перекрываются только вермикулярными латеритами, обнажающимися по всей поверхности горы. Химический состав (в %): SiO_2 4,4–7,0; Al_2O_3 около 54; TiO_2 1,2–1,8; H_2O 28,6–30,7 [29]. Бокситы других подобных месторождений этого района (Хоннавар, Кумта, Бхаткал, Кундапур), по данным более 200 анализов, также содержат повышенные концентрации кремнезема (до 9,16%) и глинозема (до 60,2%) [29]. Мощность бокситов достигает 3 м, залегают они до глубины 4,5–5 м.

Для геохимических профилей латеритов на гранитах характерны сохранность части кварца в псевдоморфных корках и почти полная потеря его в пятнистых и вермикулярных бокситах (см. табл. 2; фиг. 3, *I-IV*).

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) гранитов и продуктов их латеритного вывет-

Порода	№ обр.	Объем- ный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Кварц-гипбситовая корка	84-Л	1,30	51,99	0,19	28,25	3,75
Выветрелый гранит	84-К	1,56	64,70	0,08	20,10	2,06
Гранит	84-гр	2,63	73,68	Сл.	14,47	0,44
Латерит вермикулярный	95	2,32	5,34	0,54	21,08	60,42
Боксит	97	1,94	1,65	1,33	53,25	14,59
Боксит, белая часть	108-1	Не опр.	0,64	3,00	64,00	0,55
Боксит, бурая часть	108-2	"	0,65	1,60	37,04	37,60
Боксит	91	2,04	2,40	1,46	48,70	20,60
Кварц-гипбситовая порода	104	1,54	43,28	0,16	35,62	4,22
То же	105	1,48	37,88	0,04	40,51	0,70
Кварц-гипбсит-каолинито- вая порода	101	1,48	53,65	0,13	28,53	1,54
То же	102	1,63	62,54	0,36	24,23	3,36
Гранит	100	2,70	66,00	0,43	16,40	0,93
Кварц-гипбсит-каолинито- вая порода	83	Не опр.	65,82	0,27	19,68	4,3
Кварц-гипбсит-гетитовая порода	82	2,07	36,65	0,33	18,96	30,88
Гранит слабо гипбситизи- рованный	81	2,59	70,80	0,19	15,59	2,02
Кварц-гипбсит-каолини- товая порода	79	1,40	49,16	0,84	25,59	9,26
Гранит слабо гипбситизи- рованный	78	2,52	71,81	Сл.	15,80	0,48

Примечание. CO₂ ни в одном анализе не обнаружена. Аналитики В.М. Степашкина, Л.С. Цимлянская, Л.А. Наливко, ИГЕМ АН СССР.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Латеритные коры выветривания на основных и кислых породах в самом общем виде имеют сходные профили, среди которых выделяются: а) сокращенные или маломощные псевдоморфные "пряники" (см. фиг. 1, III, IV; фиг. 3, IV); б) зональные мощные, псевдоморфные (см. фиг. 1, II, III; фиг. 3, II, III, V); в) зональные мощные, псевдоморфные в нижней части и утратившие реликтовую структуру — в верхней (см. фиг. 1, V, VI; фиг. 3, I).

Отличительной особенностью псевдоморфных кор выветривания на кислых, преимущественно грубозернистых породах является частичная сохранность кварца. Мелкозернистые кристаллические сланцы при таком же высоком содержании кварца при выветривании формируют высококачественные бокситы (КМА, Чадобецкое поднятие).

Характерной особенностью псевдоморфных кор выветривания на основных породах является высокое содержание железа, снижающее качество образующихся бокситов.

ривания (Индия, штат Карнатака)

	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Не обн.	Сл.	Сл.	0,71	0,06	0,37	
0,42	"	"	0,43	0,79	3,08	
0,74	"	"	1,43	3,73	4,60	
Не обн.	0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02
"	0,04	"	"	"	0,01	0,04
"	Не обн.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	0,01
Сл.	"	"	Нет	"	0,01	0,02
Не обн.	Сл.	"	Сл.	"	0,02	0,08
"	"	"	"	"	0,03	0,48
"	"	"	"	"	0,05	0,38
"	Не обн.	Не обн.	0,28	0,02	0,42	
"	Сл.	0,60	0,37	0,03	0,45	
3,60	0,05	1,63	3,24	5,24	1,48	
0,31	Сл.	0,72	0,43	0,11	1,70	
Не обн.	"	0,20	0,20	0,04	0,22	
1,02	0,04	1,04	1,66	3,48	2,20	
0,78	Сл.	Сл.	0,28	0,01	0,10	
0,34	"	"	2,58	3,88	3,28	

При наиболее интенсивных гипергенных процессах на вершинах столовых возвышенностей латеритная зона теряет реликтовые текстуры, кварц почти полностью растворяется, кремнезем выносятся, происходит резкая дифференциация Al и Fe с образованием бокситового горизонта в нижней части зоны и железистой кирасы — в верхней.

Железо мобилизуется во всем профиле кор выветривания, вызывая обеление пород нижних зон и бокситов, подтягивается к поверхности и осаждается при высыхании растворов. Алюминий также мобилизуется в нижних зонах и, вероятно, в верхней железистой. Концентрация его под кирасой объясняется его минимальной подвижностью при нейтральных значениях pH (pH дождевых вод, попадающих в кору выветривания, меняются от кислых к щелочным).

Наиболее полный латеритный профиль имеют древние коры выветривания основных и кислых пород: позднедевонские и ранневизейские на КМА и мел-палеогеновые на Сибирской платформе. К ним наиболее близки латеритные коры выветривания п-ова Кач в Индии. В более молодых

Таблица 2 (окончание)

Порода	№ обр.	Объемный вес, г/см ³	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
Кварц-гипбситовая корка	84-Л	1,30	0,68	14,00	Не обн.	100,00
Выветрелый гранит	84-К	1,56	0,18	7,47	"	99,31
Гранит	84-гр	2,63	0,09	0,07	"	99,25
Латерит вермикулярный	95	2,32	1,70	10,69	0,27	100,10
Боксит	97	1,94	1,02	27,83	0,26	100,04
Боксит, белая часть	108-1	Не опр.	0,55	31,60	Не обн.	100,36
Боксит, бурая часть	108-2	"	0,90	21,40	0,26	99,48
Боксит	91	2,04	1,13	25,18	0,25	99,91
Кварц-гипбситовая порода	104	1,54	0,19	16,51	Не обн.	99,87
То же	105	1,48	Нет	20,18	"	100,48
Кварц-гипбсит-каолини- товая порода	101	1,48	0,55	14,06	0,09	99,27
То же	102	1,63	0,90	7,67	Не обн.	100,51
Гранит	100	2,70	0,24	0,33	0,18	99,75
Кварц-гипбсит-каолини- товая порода	83	Не опр	0,71	7,45	Сл.	100,18
Кварц-гипбсит-тетитовая порода	82	2,07	1,00	11,23	0,15	99,86
Гранит слабо гипбситизи- рованный	81	2,59	0,44	1,12	Сл.	99,60
Кварц-гипбсит-каолини- товая порода	79	1,40	0,80	12,89	0,04	99,75
Гранит слабо гипбситизи- рованный	78	2,52	0,23	0,96	Не обн.	99,36

корах выветривания Индии и Гвинеи Бисау отсутствуют по крайней мере 1—2 нижние зоны. Учитывая сходство структурно-тектонического и палеогеоморфологического факторов, можно предполагать, что причину отличия профилей молодых и древних кор следует искать в физико-географических условиях, особенно в эволюции кор.

Возможность образования бокситов на гранитах и других кислых породах в современных тропиках следует учитывать при прогнозных оценках на древние остаточные и осадочные бокситы в областях распространения кислых пород на территории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р.Б. К петрографической характеристике декканских трапш. — Докл. АН ТаджССР, 1959, 2, № 4.
2. Бугельский Ю.Ю., Формель-Кортиня Ф. О наличии бокситоносных кор выветривания на Кубе. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
3. Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974.
4. Вебман Н.А. Пути дифференциации в трапах Декана. — В кн.: Геология и петрография трапшвых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950.

5. Данилов В.В., Данилова А.М. Покровные отложения района г. Конакри и их основные инженерно-геологические свойства. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 9.
6. Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
7. Лебедев А.П. Опыт сопоставления трапшов Индийской и Сибирской платформ в связи с проблемой происхождения базальтовой магмы. — В кн.: Петрология трапшов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967.
8. Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. — Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 231.
9. Михайлов Б.М. Бокситы западных районов Либерийского щита. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966.
10. Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1969, 167.
11. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.
12. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
13. Никитина А.П., Алексеева З.И. Новые данные по минералогии и геохимии бокситов и коры выветривания КМА (на примере Ольховатского месторождения). — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12.
14. Никитина А.П., Слукин А.Д. Латеритная кора выветривания как источник глинозема при образовании платформенных бокситовых месторождений. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
15. Ноииков В.М. Полигенные латеритно-осадочные бокситопоявления Мугоджар и Орского Зауралья. — В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974.
16. Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А. Типы бокситовых месторождений Гвинейского щита. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
17. Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д. и др. Латеритные бокситы СССР. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
18. Слукин А.Д. Коры выветривания долеритов и бокситы Чадобецкого поднятия. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11.
19. Слукин А.Д. Коренные латеритные бокситы — первая находка на Сибирской платформе. — Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2.
20. Слукин А.Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973.
21. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
22. Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. — В кн.: Происхождение бокситов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
23. Banerjee P.K. Bauxite in Kshipus Tahsil, Koraput district, Orissa. — Indian Minerals, 1959, 19, N 2.
24. Besaire H. Gites mineraux de Madagascar. — Ann. geol. Madagascar, 1966, fasc. 34, N 1—2.
25. Bonifas M. Contribution à l'étude geochemique de l'alteration latéritique. — Mem. serv. carte geol. Alsace et Lorraine, 1959, N 7.
26. Dey A.K. The shore lines of India. — Quaternaria, 1956, 3.
27. Dissanayake C.B., Vitanage P.M. Exploration for bauxite in Sri Lanka, preliminary investigations. — J. Geol. Surv. India, 1977, 18, N 17.
28. Platt L.B. The Runn of Cutch. — J. Sediment. Petrol., 1962, 32, N 1.
29. Radhakrishna B.P. The occurrence of bauxite along the west coast of Mysore state, South India. — J. Geol. Soc. India, 1965, 6.
30. Roy B.C. A note on the utilisation of Belgaum and Kolhapur bauxites. — Indian Minerals, 1950, IV, N 2.
31. Roy Chowdhury M.K. A note on the occurrence of bauxite deposits of the Amarkantak area. — Quart. J. Geol., Mining and Metallurg. Soc. India, 1952, XXIV, N 1—4.
32. Roy Chowdhury M.K. Bauxite in India — an assessment of reserves. — Bull. Geol. Surv. India, Ser. A, 1965, N 25.
33. Roy Chowdhury M.K., Venkatesh V. Bauxite — Rec. Geol. Surv. India, 1952, 102, part 2.

34. Roy Chowdhury M.K., Venkatesh V., Banerjee P.K. Genetic problems of indian laterite and bauxite. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 1970, LIV, fasc. 3.
35. Roy Chowdhury M.K., Venkatesh V., Anandalwar M.A., Paul D.K. Recent concept on the origin of indian laterite. — Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1965 (1966), A-31, N 6.
36. Roy Chowdhury M.K., Venkatesh V., Paul D.K. On the genesis of residual bauxite in India. — Rec. Geol. Surv. India, 1966, 98, part 2.
37. Roy Chowdhury M.K., Venkatesh V., Paul D.K. Report on the detailed investigation of some bauxite deposits of the Amarkantak area, Madhya Pradesh. — Bull. Geol. Surv. India, Ser. A, 1968, N 28.
38. Shrivastava S.R., Singh Mahendra. Bauxite deposit on the Hazari Dadar, Amarkantak, Madhya Pradesh. — Indian Minerals, 1969, 23, N 1.
39. Topical News. Bauxite deposits of Belgaum and Kolhapur. — Indian Minerals, 1950, IV, N 1.
40. Valetton I. Bauxitführende Laterite auf dem Trappbasalt Indiens als fossile, polygenetisch veränderte Bodenbildung. — Sediment. Geol., 1967, 1.
41. Viscanathiah M.N., Krishna Rao B., Dasu Venkata S.P. Bauxite of Paduvare area, South Kanara, Karnataka. — Indian Minerals, 1974, 15.

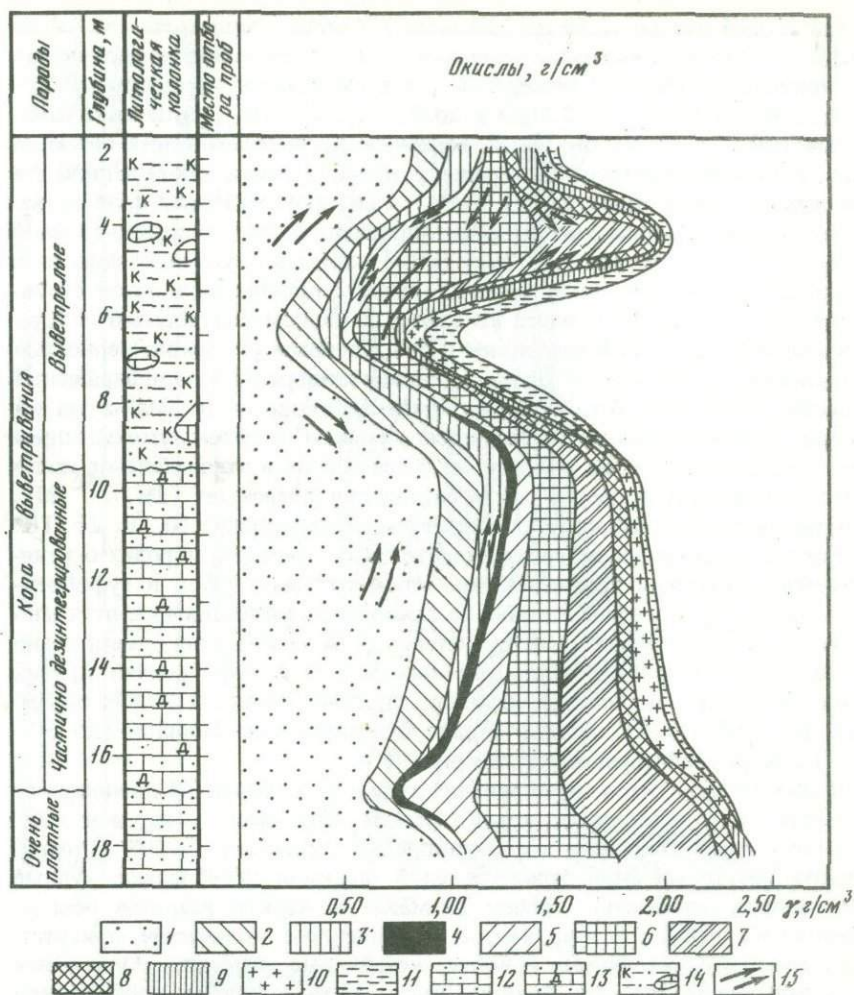
УДК 551.311.23:552.5'3

Н.Н. ЗИНЧУК, Р.В. КОРТМАН,
Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ, З.В. ВРУБЛЕВСКАЯ

ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

На территории Западной Якутии наиболее мощные эпохи выветривания относятся к позднедевонскому—раннекаменноугольному и средне-верхнетриасовому времени. В эти эпохи выветриванию подвергались терригенно-карбонатные отложения нижнепалеозойского возраста, основные (туфы, траппы) и ультраосновные (кимберлиты) разности пород. Одновременное образование на них кор выветривания, а также хорошая сохранность последних на сопредельных с Западной Якутией площадях позволяют проследить закономерности изменения минерального и химического состава, а также структурно-текстурных особенностей указанных пород в процессе выветривания.

Кора выветривания терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя сохранилась главным образом под покровом верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Подвергшиеся выветриванию породы представлены в основном песчанистыми известняками (или доломитами) и известковистыми песчаниками (алевролитами). В процессе гипергенного преобразования терригенно-карбонатных пород постепенно увеличивалась роль пелитовой составляющей, что соответственно приводило к значительному увеличению в составе легкой фракции количества слюдино-глинистых и глинисто-железистых агрегатов, практически не разрушающихся при дезагрегации. При этом уменьшается также количество полевых шпатов и слюд. Вверх по разрезу коры выветривания возрастает содержание сидерита. Соответственно в составе тяжелой фракции пород из верхних горизонтов коры выветривания этого типа преобладают уме-



Фиг. 1. Геохимическая диаграмма верхнепалеозойской коры выветривания терригенно-карбонатных пород

1 - SiO_2 ; 2 - Al_2O_3 ; 3 - Fe_2O_3 ; 4 - FeO ; 5 - MgO ; 6 - CaO ; 7 - CO_2 ; 8 - $MnO + Cr_2O_3 + CoO$; 9 - $Na_2O + K_2O$; 10 - H_2O^+ ; 11 - H_2O^- ; 12 - плотные известковистые песчаники; 13 - дезинтегрированные породы; 14 - выветрелые: породы; 15 - направление передвижения окислов

ренно (группа эпидота) и весьма устойчивые (турмалин, циркон, гранаты, рутил и сфен) минералы.

В большинстве изученных нами разрезов в низах профилей выветривания в породах отмечено преобладание гидрослюда ($2M_1$), хлорита ($Fe-Mg$ типа), а также диоктаэдрической монтмориллонит-гидрослюдистой ($1M$) и триоктаэдрической хлорит-монтмориллонитовой смешанно-слоистых фаз с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. В результате выветривания рассматриваемых пород значительно уменьшаются

их объемный вес (от 2,50 до 1,51 г/см³) и общая пористость (от 8,4 до 45,1%). В низах зоны выщелачивания (фиг. 1) разложение карбонатов и триоктаэдрических минералов сопровождается выносом 0,09–0,42 г/см³ CaO, 0,17–0,32 MgO и до 0,59 г/см³ CO₂. В этой зоне намечается накопление Na, B, TR. В верхах зоны выщелачивания остаются только диоктаэдрические минералы с преобладанием обогащенной Na смешанно-слоистой фазы ($1M > 2M_1$). Как промежуточная фаза развивается ярозит. Начиная с низов зоны гидрослюд, за счет смешанно-слоистой фазы, в структуре которой постепенно снижается упорядоченность в чередовании пакетов, появляется каолинит с полубеспорядочной структурой [3]. Указанный процесс находится в полном соответствии с установленной В.А. Франк-Каменецким и Н.В. Котовым [7] закономерностью сохранения полиитипии в процессе низкотемпературных превращений слоистых силикатов. В то же время изменение гидрослюды $2M_1$ на данной стадии выветривания ограничивается главным образом уменьшением степени совершенства ее структуры. В связи с этим относительное количество гидрослюд в продуктах выветривания возрастает ($2M_1 > 1M$). В зоне гидролиза наблюдается значительное накопление Na, B, Zr, TR.

Кора выветривания на среднепалеозойских основных породах ограничивается контурами трубчатых тел агломератовых туфов и туфобрекчий [1, 2, 9]. Зональное строение продуктов выветривания отмечено только в разрезах некоторых трубчатых тел. В то же время сравнительно более рыхлое строение агломератовых туфов и туфобрекчий других разрезов (общая пористость наиболее плотных образцов 29,8%, объемный вес 1,97 г/см³) способствовало формированию мощной (до 60–70 м) однородной коры выветривания [9].

В составе продуктов выветривания туфов и туфобрекчий доминируют глинистые и глинисто-железистые агрегаты. Содержание кварца и полевых шпатов в составе легкой фракции редко превышает 15–20%. В терригенном комплексе минералов тяжелой фракции преобладают рудные (магнетит и ильменит), причем ильменит к верхам разрезов обычно значительно лейкоксенизирован. В подчиненном количестве присутствуют умеренно устойчивые и весьма устойчивые минералы. Аутигенная часть минералов тяжелой фракции часто почти полностью представлена гидроксидами железа (гетит, гидрогетит, реже гематит), что придает большинству исследованных образцов желтовато-серую и бурую окраску. Отмечаются прослойки, обогащенные сидеритом и тонкодисперсным (преимущественно 0,1–0,05 мм) пиритом.

В нижних горизонтах коры выветривания туфов и туфобрекчий трубчатых тел содержатся хлорит, вермикулит и генетически связанный с ним монтмориллонит, а также примесь каолинита и метагаллуазита. Последние выше по разрезу, в связи с исчезновением вермикулита и монтмориллонита, ассоциируют с неупорядоченным вермикулит-монтмориллонитовым смешанно-слоистым образованием с поликатионным составом лабильных межслоевых промежутков, обогащающихся к верхам разрезов Na. Вследствие интенсивного выноса CaO (0,06–0,11 г/см³) и MgO (0,08–0,21 г/см³) в продуктах выветривания туфов и туфобрекчий увеличивается по сравнению с материнской породой содержание B, Ni,

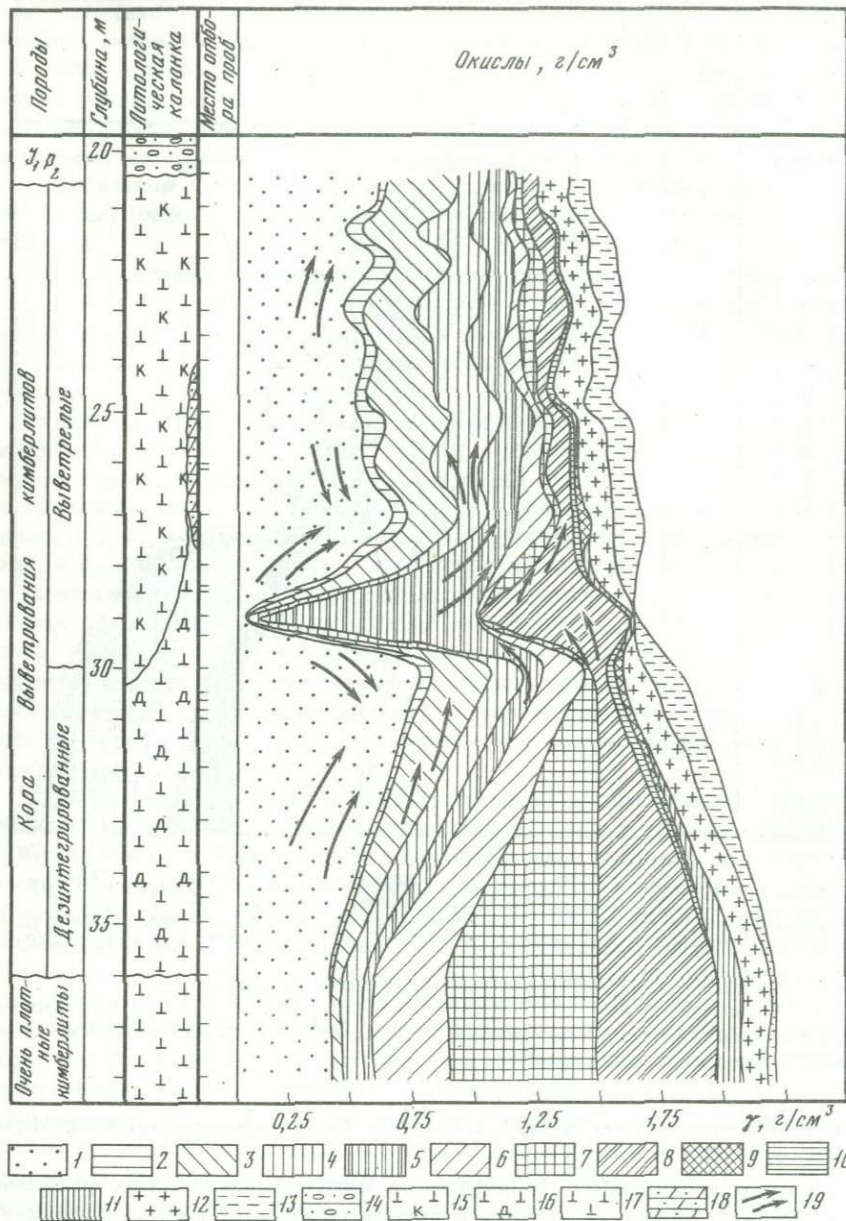
тов. Практически полностью разрушаются в гипергенных условиях пироксены и амфиболы. Это приводит к увеличению в верхних частях разрезов относительного количества умеренно устойчивых и весьма устойчивых минералов. Как и в коре выветривания туфов и туфобрекчий, в нижних горизонтах разрезов коры выветривания долеритов аутигенный комплекс минералов тяжелой фракции почти полностью представлен гидроокислами железа. Вверх по разрезу анализируемых профилей возрастает роль и других аутигенных минералов — пирита, сидерита и барита.

При выветривании долеритов происходит постепенное уменьшение объемного веса (от 2,92 до 1,59 г/см³) и соответственно увеличение общей пористости (от 4,0 до 41,3%), а также вынос (фиг. 3) CaO (0,02—0,29 г/см³), MgO (0,03—0,15 г/см³), полное удаление Na₂O и окисление (до 0,25 г/см³) закисного железа.

В нижних горизонтах коры выветривания долеритов отмечается вермикулит. В одних случаях он ассоциирует с двумя разновидностями монтмориллонита, содержащими Al ($b = 8,93 \text{ \AA}$) или Mg и Fe ($\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$) в октаэдрах ($b = 9,02 \text{ \AA}$), причем первая обогащена Na; в других — присутствует в сочетании лишь с разновидностью промежуточного состава. Вверх по разрезу либо содержание вермикулита резко снижается, а монтмориллонитовые фазы гомогенизируются и приобретают Al-Fe состав ($b = 9,00 \text{ \AA}$), либо он исчезает и появляется, аналогично туфогенным породам, неупорядоченная смешанно-слоистая вермикулит-монтмориллонитовая фаза. В виде незначительной примеси в средних и верхних горизонтах коры выветривания долеритов отмечаются также каолинит и метагаллуазит. Для этого типа коры выветривания характерно накопление В, Со, Ni, Mn.

В большинстве случаев верхние горизонты кимберлитовых трубок Якутии представляют собой типичную элювиальную кору выветривания. В целом четкая зональность в изученных нами разрезах выветрелых кимберлитовых пород не наблюдается. Независимо от положения пород в разрезе можно выделить только слабо, умеренно и сильно выветрелые кимберлиты [5]. При выветривании этих пород резко увеличивается их общая пористость (от 7,6 до 48,7%) и уменьшается объемный вес (от 2,92 до 1,59 г/см³). По мере выветрелости кимберлитов возрастает роль пелитовой составляющей, а также уменьшается количество обломков пород. В верхних горизонтах коры выветривания кимберлитов практически полностью исчезает флогопит, переходящий в хлорит и вермикулит [4, 6]. В составе первичных минералов тяжелой фракции уменьшается, как было показано раньше [8], количество пироба и соответственно возрастает роль более устойчивого в гипергенных условиях пикроильменита. Аутигенный комплекс минералов тяжелой фракции часто обогащен гидроокислами железа (гетит, гематит) и сидеритом. Содержание барита редко превышает 10—15%.

При выветривании кимберлитов происходит (фиг. 4) значительный вынос MgO (0,14—0,30 г/см³) и CaO (0,51—0,59 г/см³), а также накопление Cr₂O₃ (до 0,01 г/см³), CoO (до 0,001 г/см³) и NiO (до 0,09 г/см³). В отдельных участках коры выветривания кимберлитов зафиксировано



Фиг. 4. Геохимическая диаграмма коры выветривания кимберлитов одной из трубок Мало-Ботубинского района

1-9 - см. фиг. 2; 10 - $MnO + Cr_2O_3 + NiO + CoO$; 11 - $SO_3 + P_2O_5 + \text{п.п.}$; 12 - H_2O^+ ; 13 - H_2O^- ; 14 - песчано-гравийно-галечные образования мезозоя; 15 - кора выветривания кимберлитов; 16 - дезинтегрированные породы; 17 - плотные кимберлиты; 18 - терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя; 19 - направление передвижения окислов

разреза Na и Ca в лабильных межслоях их структуры. К верхам разреза возникает также "дефектный" хлорит, а серпентин переходит в более устойчивую модификацию А. Вверх по разрезу наблюдается также повышение концентрации Nb, Zr, В, Мо, Sc, Р, Ti.

Изучение кор выветривания на породах различного состава показало, что образующиеся при этом минералы характеризуются в каждом случае специфическими парагенетическими ассоциациями и закономерным сохранением полиптипии между исходными и вторичными фазами. Наблюдаются, кроме того, определенные различия в микроструктурных признаках между материнской породой и зонами дезинтеграции, выщелачивания и гидролиза. При выветривании происходит дифференциация породы по микротрещинкам сначала на крупные, а затем на все уменьшающиеся в размере мезо- и микроблоки. Структура при этом становится рыхлой, и резко возрастает пористость пород. Вверх по разрезу последовательно увеличиваются как содержание глинистого вещества, так и структурная упорядоченность некоторых вновь образующихся глинистых минералов (особенно каолинита). При этом состав продуктов выветривания находится в прямом соответствии с характером исходных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Давыдов Ю.В., Мишин В.М. Древние коры выветривания бассейнов рек Малой Ботубии и Мархи (Западная Якутия). — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
2. Давыдов Ю.В., Мишин В.М., Шамшина В.А. Коры выветривания Ботубинского района. — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: Ин-т геол. СО АН СССР, 1975.
3. Зинчук Н.Н. О стратиграфической приуроченности, диагностике и генезисе каолинита в мезозойских терригенных отложениях Мало-Ботубинского района (Западная Якутия). — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 12.
4. Зинчук Н.Н., Харьков 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.
5. Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Котельников Д.Д. и др. Сравнительная характеристика глинистых минералов из кор выветривания Якутии и Лесной Гвинеи. — В кн.: Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов, М., 1976.
6. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальные типы кор выветривания на кимберлитах Западной Африки. — В кн.: Геология и минералогия коры выветривания. М.: Наука, 1970.
7. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В. Новое в области моделирования структурных преобразований глинистых минералов. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975.
8. Харьков А.Д., Мельник Ю.М. Древняя кора выветривания кимберлитовых пород трубки Имени XXIII съезда КПСС. — В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.
9. Черный С.Д., Борис Е.И., Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М. Коры выветривания на породах основного состава южной части Мало-Ботубинского района. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.

В.И. ПАНАСЕНКО

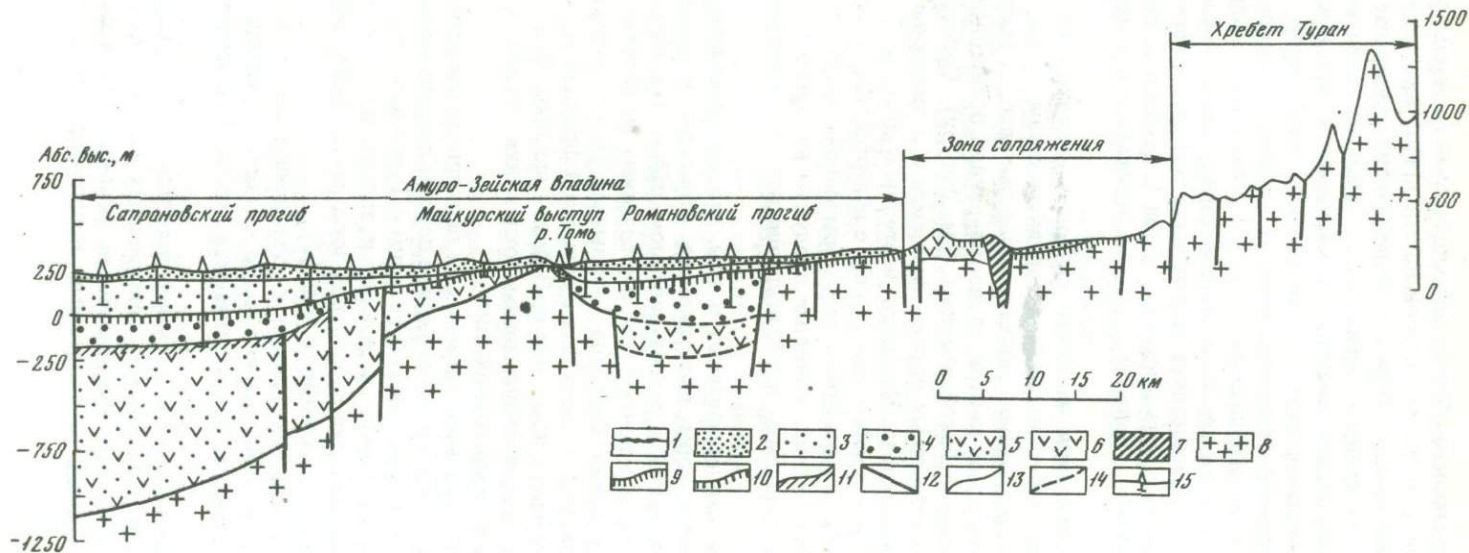
**О КОРООБРАЗОВАНИИ В ЗОНАХ СОПРЯЖЕНИЯ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВПАДИН
С СИСТЕМАМИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ
(НА ПРИМЕРЕ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА)**

Геологопоисковые работы на восточной окраине Амура-Зейской впадины позволили получить новые материалы о площадных дочетвертичных корках выветривания, развитых на предгорных денудационных равнинах и в пределах впадины на породах фундамента и мел-палеогеновых отложениях платформенного чехла. Достоверно установлены коры выветривания раннемелового, позднемелового, палеогенового и неогенового возраста. Они имеют различную мощность и степень сохранности.

Находки раннемеловой коры выветривания пока единичны и приурочены только к прогибам фундамента Амура-Зейской впадины. Так, в бассейне р. Ульма (левый приток р. Селемджи) в одной из скважин (данные В.П. Пана) на глубине 105 м под аргиллитами поярковской свиты (готерив — альб), содержащими споры растений готеривского времени (определения П.И. Битюцкой), наблюдались выветрелые до дрявно-глинистого состояния туфы андезитов итикутской свиты (валанжин). Мощность продуктов выветривания, представленных здесь только зоной дезинтеграции и начального разложения, составляет 3,8 м, а их глинистая фракция состоит из каолинита с примесью монтмориллонита. Аналогичные по строению и стратиграфическому положению раннемеловые коры выветривания наблюдались и в некоторых других местах Амура-Зейской впадины.

Более широко распространена позднемеловая кора выветривания, развитая также только в пределах впадины на вулканогенно-осадочных породах поярковской свиты (см. фигуру). Поскольку она во всех известных случаях перекрыта отложениями цагаянской свиты (маастрихт — даний), то время формирования рассматриваемой коры выветривания приходится на первую половину позднемеловой эпохи (сеноман — кампан). Мощность ее 3,6—20 м, причем отмечаются продукты выветривания преимущественно зоны дезинтеграции и начального разложения. По данным термического анализа, глинистая фракция коры состоит из каолинита с примесью монтмориллонита и гидрослюда.

Палеогеновая кора выветривания распространена в пределах впадины почти повсеместно. Кроме прогибов фундамента, где она развита на раннемеловых породах поярковской свиты, позднемеловых отложениях завитинской (сеноман — турон), цагаянской (маастрихт — даний), а также местами кивдинской (даний — палеоцен) свит, палеогеновая кора выветривания наблюдалась и на погребенных выступах фундамента под осадками бузулинской (ранний—средний миоцен) и сазанковской (поздний миоцен) свит. Мощность ее варьирует в зависимости от степени сохранности от 2—3 до 40—45 м.



Схематический геологический разрез через зону сопряжения Амуро-Зейской впадины с хребтом Туран

1 – среднечетвертичные – современные отложения речных террас и поймы; 2 – плиоцен-нижнечетвертичные отложения; 3 – миоценовые отложения; 4 – маастрихт-датские отложения; 5 – валанжин-альбские вулканогенно-терригенные образования; 6 – нижнемеловые покровные вулканиды среднего и кислого состава; 7 – раннемеловые субвулканические и жерловые образования среднего состава; 8 – неразделенные магматические (преимущественно) и метаморфические породы протерозоя и палеозоя (в пределах погребенного фундамента плиты выделяются по геофизическим материалам); 9–11 – кора выветривания: 9 – неогеновая, 10 – палеогеновая, 11 – позднемеловая (домаастрихтская); 12 – разломы; 13–14 – границы между разновозрастными геологическими образованиями: 13 – установленные, 14 – предполагаемые; 15 – скважины

Палеогеновая кора представлена обычно пестроцветными глинистыми, песчано-глинистыми и дресвянистыми образованиями преимущественно нижних зон профиля выветривания. Кора с полным профилем встречается сравнительно редко. По данным термического анализа, глинистая фракция продуктов выветривания состоит из каолинита с примесью различного количества монтмориллонита, гидрослюд, карбонатов и других минералов. Количественные соотношения их в каждом конкретном случае зависят от состава материнских пород [3]. Так, в коре выветривания, развитой на вулканитах среднего состава, наряду с каолинитом в значительном количестве присутствует монтмориллонит, в то время как при выветривании кислых магматических пород и аркозовых песчаников формировался только каолинит с крайне незначительной примесью других минералов.

Неогеновая кора выветривания занимает наиболее высокое гипсометрическое положение по отношению к более древним корам и распространена по окраинам на предгорных денудационных равнинах, а также на погребенных под белогорской свитой (плиоцен—ранний плейстоцен) выступах фундамента Амуро-Зейской впадины (см. фигуру). Субстратом для нее служат разновозрастные породы фундамента и нижнемеловые вулканиты различного состава. Мощность неогеновой коры от 7—8 до 25—30 м. По составу и строению она сходна с палеогеновой корой выветривания. В предгорьях Турана отмечались коры мощностью до 30 м с полным профилем выветривания, конечные продукты которого представлены нередко огнеупорными и беложгущимися каолиновыми глинами.

Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что все выявленные разновозрастные площадные коры выветривания относятся к каолиновому типу. На существование в рассматриваемом районе Приамурья на протяжении всего мела и кайнозоя (за исключением антропогена) каолинового типа выветривания косвенно указывает также широкое распространение переотложенного каолинита в глинистой фракции терригенных осадков платформенного чехла Амуро-Зейской впадины. Особенно много его содержат озеро-аллювиальные отложения цагайской, кивдинской, бузулинской и сазанковской свит.

Установлено также, что глубоким химическим выветриванием каолинового типа затронуты практически все коренные породы денудационных равнин в зоне сопряжения Амуро-Зейской впадины с Туранским среднегорным поднятием. В то же время на склонах и водоразделах хребта Туран и горстовых возвышенностей предгорной зоны развит лишь мало мощный современный элювий обломочного типа [2].

Представляется, что степень сохранности и современное местонахождение разновозрастных кор выветривания тесно связаны с условиями морфотектонического развития рассматриваемой части Буреинского массива.

Анализ геолого-геофизических и геоморфологических материалов дает основание считать, что становление современных морфоструктур Буреинского массива, таких как Амуро-Зейская впадина и Туранское среднегорное поднятие, связано с процессами эпи платформенной тек-

тоно-магматической активизации, проявившимися здесь в позднем мезозое — кайнозое.

Тектонические движения в период активизации отличались значительной неравномерностью во времени и пространстве. Как отмечает Г.И. Худяков [6], максимальная дифференцированность морфоструктур на юге Дальнего Востока была характерна для позднего мезозоя, а в кайнозое происходила лишь общая интеграция сопряженных морфоструктурных систем впадина — поднятие в тектонически единые геоблоки со слабо дифференцированным режимом движений.

Весь период активизации на Буреинском массиве можно разделить на три крупных, отчетливо выраженных этапа, каждый из которых начинался усилением и завершался ослаблением интенсивности и контрастности тектонических движений.

В первый этап (поздняя юра — первая половина позднего мела) заложились основные черты современного морфоструктурного плана рассматриваемой территории. Начало активизации по времени совпадает с началом инверсии Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклиналей. До этого Буреинский массив представлял собой глубоко эродированный гетерогенный регион завершённой складчатости (по Т.Н. Спичарскому [4]) с обширными полями палеозойских гранитоидов, выведенными денудацией на дневную поверхность. Рельеф его в это время был, вероятно, значительно выровненным, с площадными корами выветривания [5].

Начало эпиплатформенной активизации фиксировалось внедрением юрского комплекса гранитов и гранодиоритов и морфологически выразилось в сводообразовании и связанном с ним растяжении земной коры и образовании разломов различной ориентировки и глубины заложения. Вдоль разломов формировались линейно вытянутые грабены — авлакогены, разделенные горстовыми поднятиями. Осадконакопление в прогибах фундамента сопровождалось эффузивным магматизмом, совмещенным пространственно с аккумуляцией терригенного материала.

Максимальная интенсивность процессов активизации пришлась на середину раннего мела, когда достиг максимума наземный вулканизм, на поднятиях внедрялись гипабиссальные интрузии разновозрастного состава, нередко комагматичные эффузивам, тектонические движения имели высокую контрастность.

К концу раннего мела оформились в границах, близких к современным, зоны прогибов фундамента (Ушумунская, Зейско-Селемджинская, Приамурская, Притуранская и др.) и сопряженные с ними горстово-глыбовые поднятия (Октябрьское, Майкурско-Завитинское, Туранское и др.). Зоны сопряжения между прогибами и поднятиями в течение всего раннего мела представляли собой по существу узкие тектонические линеаменты, где из-за контрастного морфологического сочленения отсутствовали условия для выработки сколько-нибудь значительных по площади поверхностей денудационного выравнивания. На поднятиях в это время существовал резко расчлененный горный рельеф, во многих местах с вулканогенными формами; в прогибах шло интенсивное накопление мощных (до 1200 м) толщ вулканогенных (лавы, туфы, игним-

ориты) и терригенных (преимущественно грубообломочный аллювий, пролювий) образований.

Наступившее к концу первого этапа активизации (в сеномане — туроне) заметное ослабление контрастности тектонических движений привело к сокращению, а местами и полному прекращению осадконакопления в прогибах. По их окраинам в это время начали формироваться зоны холмисто-увалистых предгорий и денудационных равнин шириной до нескольких километров.

К концу турона в пределах Амуро-Зейской впадины почти полностью прекратилось опускание фундамента, и прогибы превратились в пассивные депрессионные морфоструктуры с пластовым аккумулятивно-денудационным рельефом. Вплоть до начала маастрихта в течение 12—15 млн. лет в прогибах и на предгорных денудационных равнинах формировались площадные коры выветривания каолинового типа.

В начале второго этапа (конец позднего мела — палеоген) на Буреинском массиве вновь произошло усиление интенсивности и контрастности тектонических движений. В цагайское и кивдинское время зона предгорных поверхностей денудационного выравнивания еще не имела сколько-нибудь значительной ширины, так как синхронный ей фронт маастрихт-палеоценовой аккумуляции почти не выходил за пределы контуров раннемеловой седиментации. Как полагают Г.И. Худяков и Р.Н. Никонова [7], при сопряженном развитии прогибов и поднятий фронт осадконакопления всегда "успекает" в своем движении за отступающими предгорьями.

В эocene и олигоцене в пределах Амуро-Зейской впадины значительно сократились площади с устойчивым накоплением осадков, при этом в составе райчихинской (эоцен) и мухинской (олигоцен) свит отмечается преобладание тонкообломочных аллювиальных и озерных фаций. Контрастность тектонических движений в это время вновь существенно уменьшилась, в предгорьях происходило базисное денудационное выравнивание с образованием вокруг возвышенностей относительно широких педиментов с мощными корами выветривания каолинового типа. На тех участках депрессионных зон, где прекратилось опускание фундамента, корообразованием были захвачены рыхлые породы цагайской и кивдинской свит.

Третий этап активизации (неоген — четвертичное время) характеризуется новой фазой усиления активности тектонических движений, которые, однако, уступали по амплитуде и контрастности движениям двух предыдущих этапов.

В это время произошло окончательное объединение прогибов и погребенных выступов фундамента в тектонически единую Амуро-Зейскую впадину с общим гипсометрическим повышением уровня платформенной аккумуляции и расширением ее площади. Под осадками миоценового возраста была погребена палеогеновая поверхность денудационного выравнивания с площадной корой выветривания. Формирование плитного комплекса завершилось в конце раннего плейстоцена. Фронт миоцен-раннеплейстоценового осадконакопления распространялся трансгрес-

сивно вслед за формированием в предгорьях синхронной поверхности денудационного выравнивания.

Зона сопряжения Амуро-Зейской впадины с Туранским поднятием достигла в это время ширины 30—40 км. При нисходящем типе развития горного сооружения эта предгорная зона являлась своего рода переходной ступенью между отступающими склонами поднятия и формирующейся впадиной. В пределах зоны с наибольшей полнотой проявлялись процессы базисного денудационного выравнивания и площадного корообразования.

В среднем плейстоцене Амуро-Зейская плита вступила в денудационную фазу развития, сопровождавшуюся эрозийным расчленением платформенного чехла и предгорной неогеновой поверхности денудационного выравнивания.

Итак, имеющиеся материалы дают основание утверждать, что в рассматриваемом районе Приамурья с позднего мезозоя и до плиоцена включительно существовали такие климатические условия, которые способствовали корообразованию каолинового типа. Однако не везде были благоприятные морфотектонические условия для формирования и последующего сохранения площадных кор выветривания. Так, в пределах Туранского и других поднятий фундамента, испытывавших в позднем мезозое — кайнозое тенденцию к постоянному неравномерному воздыманию, были в целом неблагоприятные морфотектонические условия для формирования и последующего сохранения площадных кор выветривания. Продукты химического разложения пород здесь практически полностью выносились процессами денудации со склонов и водоразделов активно развивавшихся поднятий. Лишь в конце кайнозоя в результате общего ослабления интенсивности тектонических движений и смены восходящего типа развития горного рельефа нисходящим в пределах хребта Туран на отдельных участках внутригорных депрессий, вероятно, могли сформироваться и, возможно, сохраниться до настоящего времени продукты неогеновой коры выветривания.

На территории Амуро-Зейской впадины, прошедшей в позднем мезозое — кайнозое развитие от стадии грабенов — авлакогенов до пологой платформенной плиты, благоприятные морфотектонические условия для корообразования существовали лишь в периоды относительной стабилизации и пассивного депрессионного состояния прогибов фундамента.

Наиболее благоприятные морфотектонические условия для формирования площадных кор выветривания существовали в пределах зон сопряжения прогибов с поднятиями при нисходящем развитии последних (денудация преобладала над поднятиями). Способствовали этому длительная относительная тектоническая статичность предгорных зон по сравнению с прогибами и поднятиями, развитие на них широких (до 30—40 км) поверхностей базисного денудационного выравнивания, наличие в связи с промежуточным гипсометрическим положением между впадиной и поднятием оптимальных гидрогеологических условий для деятельности подземных вод и связанных с ними процессов гипергенного инфильтрационного метасоматоза.

Процессы денудации и корообразования, протекавшие в предгорных зонах синхронно и взаимосвязанно, сопровождалась при их общем динамическом равновесии постоянным выносом в растворенном состоянии значительного количества продуктов химического выветривания. Нарушение этого равновесия при изменении тектонического режима у отдельных блоков предгорной зоны приводило либо к деградации и размыву коры, либо к погребению ее под осадочным чехлом. По-видимому, все погребенные под платформенными отложениями выступы фундамента Амуро-Зейской плиты прошли в разное время стадию предгорного выравнивания и корообразования.

О.М. Адаменко [1] при изучении зоны сочленения Алтае-Саянской горной системы с Западно-Сибирской плитой также пришел к выводу, что в зонах сочленения горных стран с прилегающими впадинами можно получить наиболее ценные материалы по количеству и возрасту поверхностей выравнивания и синхронных им кор выветривания, поскольку "... в силу нисходящего развития предгорий разновозрастные поверхности выравнивания часто захороняются под осадочным чехлом и сравнительно хорошо сохраняются от последующих размывов. Зона предгорий является местом схождения поверхностей выравнивания, сопряженные веера которых по типу ножниц расходятся в стороны гор и равнины" [1, с. 33].

Представляется, что равнинные участки зоны сопряжения Амуро-Зейской впадины с Туранским поднятием являются перспективными объектами для поисков промышленно-интересных залежей первичных каолинов палеоген-неогеновой коры выветривания, а также продуктов ее переотложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко О.М. Предальтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976.
2. Панасенко В.И. О формировании рельефа зоны сопряжения Амуро-Зейской плиты с горным сооружением хр. Турана. — Геоморфология, 1976, № 2.
3. Петров В.П. Условия образования каолинов и их свойства. — В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
4. Спичарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР (составление карт и основные вопросы тектоники). Л.: Недра, 1973.
5. Тимофеев А.А., Шарудо И.И. Состав и условия накопления верхнемезозойских отложений Зее-Бурейской впадины. — Геол. и геофиз., 1968, № 10.
6. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
7. Худяков Г.И., Никонова Р.И. Проблемы поверхностей выравнивания горных стран. Новосибирск; Москва: Наука, 1975.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО И ГИПЕРГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

УДК 553.2.065+553.2.068

Ф.В. ЧУХРОВ

О КОНВЕРГЕНЦИИ НЕКОТОРЫХ ГИПЕРГЕННЫХ И ГИПОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Понятие "гипергенез" в широком смысле, по А.Е. Ферсману [27], включает совокупность процессов, протекающих в верхних частях земной коры и на ее границах с гидросферой и атмосферой (в значительной части в пределах биосферы) при температурах до 70°C и давлениях от атмосферного до ~1000 атм на дне океана.

К гипергенным процессам помимо выветривания и почвообразования относится образование аутигенных минералов осадочных пород в стадии сингенеза (включая галогенез), диагенеза и катагенеза. В понимании А.Е. Ферсмана [26], катагенез охватывает совокупность последиагенетических процессов в осадочных толщах, связанных с циркулирующей в них растворов и протекающих без действия высокой температуры и давления в течение продолжительного периода после отделения осадка от водных масс бассейна до его обнажения на поверхности суши. Температура растворов при катагенезе вследствие геотермического градиента может быть выше, чем максимальная температура при диагенезе и при выветривании. Понятие "эпигенез" является более широким, так как включает всю совокупность последиагенетических процессов, предшествующих метаморфизму, в том числе отложение вещества из нагретых растворов независимо от их происхождения. Соответственно можно различать гипергенные и гипогенные процессы эпигенеза, из которых первые отвечают катагенезу в понимании А.Е. Ферсмана.

Н.М. Страхов [24] включил в понятие "диагенез" те литогенетические процессы, которые протекают в осадке после его захоронения на глубине до 200–300 м; совокупность предшествующих метаморфизму последиагенетических процессов в захороненных осадках он назвал метагенезом, а раннюю стадию метагенеза — катагенезом. В этом понимании катагенез также относится к процессам гипергенеза. В настоящее время имеется достаточно оснований для выделения особой стадии литогенеза — стадии формирования субаквального хемогенного элювия или гидроэлювия. В отличие от субазального хемогенного элювия, которым сложены неизменные последующими процессами коры выветривания, формирование субаквального элювия происходит путем разложения неустойчивого в континентальных и морских бассейнах материала, включая поступающий с суши детрит; при этом образуются цеолиты, глинистые

и другие минералы. К хемогенным процессам образования субаквального элювия следует отнести и все превращения, объединяемые под названиями "подводное выветривание" или "гальмиролиз".

На континентах циркуляция нисходящих растворов в породах и рудах различного происхождения вызывает гипергенные преобразования минералов до глубин, которые в общем случае определяются положением уровня грунтовых вод. Вне зон глубокой циркуляции и зон повышенных тепловых потоков, особенно в областях умеренно расчлененного рельефа, такие растворы не испытывают существенного нагревания. В областях повышенного или высокого теплового потока на континентах и под дном океана, в частности у вулканов, нисходящие воды нагреваются и становятся термальными, они воздействуют на вещество пород, растворяют их компоненты и конвективно поднимаются к поверхности, постепенно охлаждаясь до температур, которые характерны для растворов зоны гипергенеза. Из охлажденных термальных растворов могут отлагаться те же минералы, которые характерны и для процессов гипергенеза; это позволяет говорить о конвергенции минералообразования из восходящих термальных растворов и растворов зоны гипергенеза, не подвергавшихся воздействию глубинного тепла.

В геологической литературе поднимающиеся с глубины гидротермальные растворы принято называть гипогенными; соответственно гипогенными именуется минералы и руды, отлагающиеся из восходящих растворов с повышенной или высокой температурой, которые являются производными магмы и с самого начала их существования содержат в своем составе минералообразующие вещества, в том числе различные металлы. Однако существование таких растворов однозначно не доказано. Более того, имеющиеся данные с несомненностью свидетельствуют о циркуляции в земной коре нагретых на той или иной глубине вадозных растворов, которые извлекают из пород различные элементы. Общей особенностью восходящих нагретых, вадозных по исходной природе растворов и гипотетических растворов магматического происхождения является глубинный источник тепла; те и другие растворы следует называть гипогенными. Правомочность отнесения к гипогенным нагретых глубинных теплоем вадозных по исходной природе растворов определяется аналогией с превращением экзогенных осадочных пород в эндогенные породы при палингенезе в зоне интенсивного воздействия глубинного тепла.

Растворы любого происхождения, которые проникают в близповерхностные и поверхностные части земной коры, сильно охлаждаются, и отложение вещества из них может происходить при температурах зоны гипергенеза с образованием характерных для нее минералов. Так как охлажденные восходящие растворы являются гипогенными, этого же названия заслуживают и отложенные из них минералы; их выделение из растворов может происходить и в зоне проявления специфически гипергенных процессов при характерных для нее условиях, которые во многих случаях благоприятны для деятельности микроорганизмов. Различие заключается лишь в том, что гипогенные минералы в зоне гипергенеза отлагаются из восходящих, а гипергенные — из нисходящих рас-

творов. Следовательно, имеются достаточные основания для вывода о существовании конвергенции гипогенного и гипергенного минералообразования. Поскольку условия отложения минералов из гипогенных и гипергенных растворов могут быть совершенно одинаковыми, установление природы минералообразующих растворов может представлять значительные трудности и возможно лишь при учете особенностей геологической позиции соответствующих минеральных образований.

Гипогенные растворы с повышенной температурой и выделившиеся из них минералы заслуживают названия собственно гидротермальных; для охлажденных в зоне гипергенеза гипогенных растворов и выделившихся из них минералов можно использовать название гипогенные фригидно-гидротермальные (лат. *frigido* — охлаждать, быть холодным). Условной границей между гидротермальными и фригидно-гидротермальными гипогенными растворами можно считать температуру 70°С, которую А.Е. Ферсман предложил рассматривать как наиболее высокую для процессов гипергенеза. Такая температура отмечена в пустынях для подвергающихся весьма интенсивной инсоляции выходов пород, которые испытывают те или иные изменения под воздействием типично гипергенных растворов.

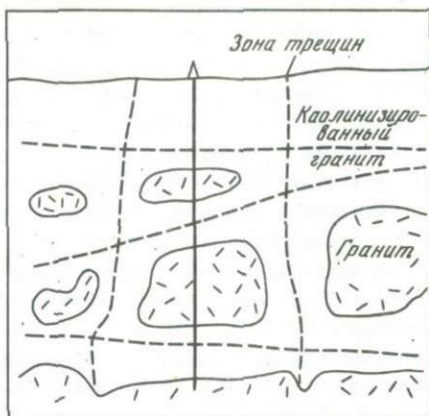
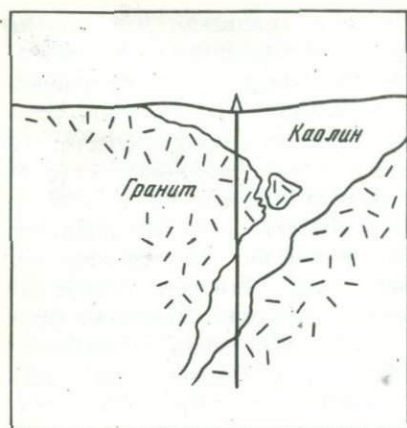
В настоящей статье рассмотрены некоторые примеры процессов гипергенного и гипогенного минералообразования, которые иллюстрируют общие представления об их конвергенции. Вся совокупность таких процессов отвечает определению понятия о конвергенции минералообразования первого порядка в довольно узком диапазоне температур [28].

В литературе по рудным месторождениям встречается термин "телетермальный", который, вслед за предложившим его Л. Грэйтоном, употребляется для обозначения месторождений, образовавшихся из восходящих, предположительно магматогенных гидротермальных растворов в конечную стадию их активности на земной поверхности или около нее. Сходное содержание имеет введенное П. Ниггли понятие о телемагматических гидротермальных месторождениях. Однако прогресс в понимании генезиса руд не служит подтверждением обоснованности использования в настоящее время понятий о телетермальных и телемагматических месторождениях.

Ниже рассматриваются примеры конвергенции образования некоторых минералов из гипогенных и гипергенных растворов.

Каолинит и галлуазит. Оба эти минерала весьма характерны для кор выветривания и являются составными частями связанных с ней месторождений каолиновых глин. Общие особенности таких месторождений охарактеризованы во многих работах. Их формирование происходило в условиях тропического или субтропического климата в периоды более или менее длительного существования поверхностей выравнивания без резкого проявления денудации. В тропических областях при формировании коры выветривания на богатых глиноземом породах местами в ее верхних частях образовались латеритные бокситы, а ниже — каолиновые глины.

Следует отметить, что в литературе до сих пор существуют представления о формировании в связи с гидротермальными процессами отдель-



Фиг. 1. Наклонное трубообразное тело каолинизированного гранита, Корнуэлл, по [38]

Фиг. 2. Схема проявления каолинизации гранита у зон трещиноватости в гранитах, Корнуэлл, по [38]

ных каолиновых месторождений, которые по всем признакам относятся к месторождениям коры выветривания. В течение продолжительного периода эта концепция ошибочно защищалась применительно к каолиновым месторождениям Юго-Западной Англии. Для обоснования гипотезы о гидротермальном характере каолинизации герцинских гранитов этого региона указываются следующие факты.

1. Большая глубина каолинизации от современной поверхности (местами до 420 м). Совершенно очевидно, что этот факт не может быть обоснованием гипогенного характера каолинизации, так как глубина проникновения поверхностных растворов в зонах проявления тектоники при благоприятном рельефе (низком положении уровня грунтовых вод) может быть и более значительной; зависимость каолинизации от проявления тектоники иллюстрируется существованием наклонных, расширяющихся кверху зон каолинизации (фиг. 1).

2. Нахождение каолинизированных гранитов под некаолинизированными на глубине до 30 м. Причиной этого, несомненно, является характер трещиноватости гранитов (фиг. 2).

3. Большое значение сторонниками гидротермальной природы каолиновых глин Юго-Западной Англии придается проявлению каолинизации около кварцевых жил с турмалином и касситеритом; эта каолинизация рассматривается как связанная с формированием кварцевых жил. Однако мощные каолиновые зоны наблюдаются вне связи с кварцевыми жилами, и имеется много кварцевых жил, около которых признаки каолинизации отсутствуют. Шагом вперед в оценке факторов каолинизации гранитов Юго-Западной Англии является работа К. Бристоу [38], который связал образование каолиновых месторождений этого региона с третичным выветриванием, хотя счел возможным допустить, что каоли-



Фиг. 3. Профиль зоны гидротермальной каолинизации, месторождение Серренти, о-в Сардиния, по [50]

низация была облегчена проявлением в тех же зонах более ранних гидротермальных процессов, характер которых не уточнен.

Ошибочно к низкотемпературным ($t < 50^\circ\text{C}$) гидротермальным образованиям первоначально были отнесены скопления галлуазита, приуроченные к обогащенным сульфидными минералами (включая пирит) рудным жилам месторождения Ново-Брдо в Югославии [40]; галлуазит здесь наблюдается лишь в пределах зоны окисления, где на боковые породы (филлиты, кварц-сланцевые сланцы, андезиты и их туфы) воздействовала серная кислота, образовавшаяся при выветривании пирита.

Гипогенные каолиновые глины характерны для областей молодой или современной вулканической активности и местами слагают промышленные скопления. Их образование связано с воздействием на вулканические породы серной кислоты; поэтому типичным спутником или составной частью гипогенных каолиновых глин этой группы является алунит. В гипогенных каолиновых глинах наряду с каолинитом или галлуазитом устанавливаются также монтмориллонит, опал, халцедон, кварц, гипс, самородная сера, цеолиты, слюды.

В противоположность каолиновым глинам коры выветривания, гипогенные каолиновые глины не обнаруживают связи с древними поверхностями выравнивания. На Камчатке местами устанавливается приуроченность гипогенной каолинизации к тектоническим нарушениям в вулканических полях; с глубиной место каолиновых минералов в измененных породах занимают монтмориллонит и цеолиты [19]. В СССР типичные гипогенные глины добывались в Береговском месторождении (Карпаты). Аналогичные месторождения имеются в Венгрии, Румынии, Чехословакии, Мексике, Италии, Югославии, Турции, Японии и других странах.

На фиг. 3 показано строение зоны низкотемпературного изменения вулканогенных пород месторождения Серренти на о-ве Сардиния (Италия). На японском о-ве Ики при изменении вулканических пород под действием нагретых растворов образовались глины, состоящие из галлуазита [54].

Смектиты. Под этим названием объединяются минералы группы монтмориллонитов. В отличие от каолинита и галлуазита, образование смектитов при выветривании силикатов происходит в тех случаях, когда вынос оснований является замедленным, обычно при повышенных значениях рН. При выветривании относительно бедных основаниями пород континентов смектиты преимущественно образуются в нижних частях толщи хомогенного элювия, где вынос компонентов пород является минимальным. Наиболее обычны смектиты в корах выветривания на богатых основаниями породах. Весьма благоприятны условия для образования смектитов на морском дне при малой скорости осадконакопления, когда возможно перерождение силикатного материала (с фиксацией магния морской воды) до его захоронения; каолинит и галлуазит при этом большей частью не образуются. Вулканогенный материал, за счет которого формируются смектиты, нередко представлен вулканическим пеплом, перенесенным воздушными массами [36, 48]. Гипогенные смектиты, как отмечено выше, встречаются в продуктах преобразования вулканических пород суши под действием термальных вод. На Камчатке смектиты местами слагают главную массу гидротермальных продуктов изменения пород.

Привлекает внимание так называемый ферримонтмориллонит. Его гипергенные выделения, по А.Г. Коссовской с соавторами [16], входят в состав пелагических глин и продуктов гальмиролитического разложения толентовых базальтов. Ферримонтмориллонит пелагических глин представляет, бесспорно, аутигенный минерал, содержащий 7–8% Fe_2O_3 ; его частицы, различимые в электронно-микроскопических препаратах, являются пластинчато-игльчатыми или игльчатыми [14]. К этому ферримонтмориллону близок ферримонтмориллонит из металлоносных осадков зон спрединга, где на океаническое дно выходят термальные растворы, обогащенные железом и в меньшей степени — марганцем. Некоторыми авторами ферримонтмориллониты описываются под названием "железистые смектиты" [46]. В металлоносных осадках депрессии Бауэра (Тихий океан) железистый смектит, или ферримонтмориллонит, является главным минералом [58]. При смешении обогащенных железом и кремнием термальных вод с водами оз. Малави (Ньяса), входящего в систему Восточно-Африканского рифта, образовался нонтронит с 29,0% Fe_2O_3 ; в осадках впадин Красного моря встречается нонтронит, содержащий 32,88% Fe_2O_3 [55, 56].

Пальгорскит. Наиболее известно образование этого минерала в ходе седиментационно-диагенетических процессов, особенно в щелочных водах бассейнов аридных областей [4, 7]. По А.Е. Ферсману [26], образование огромных количеств эпигенетического пальгорскита в пермских и карбоновых отложениях Европейской части СССР связано с привносом кремнезема сверху в богатые магнием карбонатные породы. С низкотемпературными процессами стоит в связи образование пальгорскита в карстовых полостях известняков [11, 29]. Бесспорно гипергенный пальгорскит содержится в солонцовых почвах [20].

Составной частью зоценовых океанических осадков восточной части Атлантического океана является толща пальгорскитовых глин мощ-

ностью до 100 м. Ее образование связывается с поступлением с глубины богатых магнием нагретых растворов, которые воздействовали на базальтоидно-щелочной вулканокластический материал в тектонически активной зоне; с палыгорскитом ассоциирует сепиолит [16]. В некоторых низкотемпературных месторождениях известен гидротермальный палыгорскит; их примером может служить ртутное месторождение Звездочка в Якутии [1]. По-видимому, конвергенция гипогенных и гипергенных процессов образования характерна и для сепиолита.

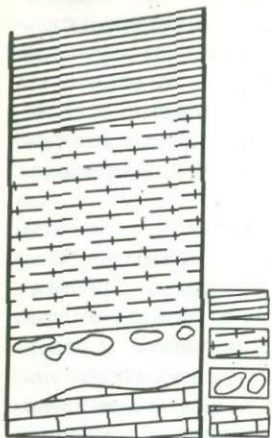
Цеолиты. По М.Д. Дорфману [9], гипергенные цеолиты — филлипит, томсонит, натролит — представляют характерные минералы пологопадающей линейной зоны выветривания горы Юкспор в Хибинах; спутниками цеолитов являются смектиты, франколит, окислы железа. Натролит образовался позже франколита. Цеолиты как минералы гипергенеза описаны и другими исследователями. Например, в континентальной части Танзании установлено их образование в результате выветривания эоловых частиц вулканических туфов в солоноватых щелочных (содовых) почвах на территории с сухим и жарким климатом в период длительностью до 20 тыс. лет. К продуктам изменения нефелиновых туфов здесь относятся филлипит, натролит, шабазит и анальцим, с ними ассоциирует давсонит; выветривание туфов натриевых трахитов привело к образованию филлипсита, эрионита и шабазита [45].

Имеется много сведений о нахождении цеолитов в осадочных (включая вулканогенно-осадочные) породах, главным образом в виде тонко- и микрористаллических выделений; это клиноптилолит, филлипит, гейландит, анальцим и др. Различаются седиментационно-диагенетические и эпигенетические цеолиты. Образование цеолитов первой группы происходит при низкой температуре и повышенных давлениях (океанические осадки) или при обычных для земной поверхности температурах и низком давлении (щелочные озера с высокой минерализацией); эпигенетические цеолиты могут быть продуктами реакций при повышенных температурах и давлениях. В образовании цеолитов осадочных толщ большую роль играет состав поровых вод и их рН. К типичным седиментационно-диагенетическим цеолитам относятся филлипит и клиноптилолит глубоководных осадков мирового океана; первый из них характерен для площадей медленной седиментации, а второй — для площадей умеренно быстрой или быстрой седиментации [61]. В океанических отложениях (меловых, третичных и четвертичных) местами филлипит ассоциирует с монтмориллонитом, а клиноптилолит — с палыгорскитом [39]. Отмечена преимущественная приуроченность клиноптилолита к отложениям мела и эоцена, а филлипсита — к миоценовым и современным отложениям [14]. Имеются указания на возможность эпигенетического преобразования филлипсита в клиноптилолит [13]. Т. Андерсон с соавторами [34] относят цеолиты глубоководных океанических осадков к минералам диагенеза, которые образовались наряду со смектитами при температуре от 10 до 60°С.

Г.С. Дзоценидзе и Н.И. Схиртладзе [41] впервые описали осадочно-диагенетический анальцим, ассоциирующий с галлуазитом в батских отложениях Западной Грузии. Изотопный состав серы анальцимсодержа-

Фиг. 4. Залегание алуни́та и каолина, Журавлинское месторождение, по [23]

1 — углистые сланцы; 2 — песчаная порода; 3 — каолин с желваками алуни́та; 4 — известняк



щих пород этого района указывает на участие в их образовании морских вод [8]. Анальцимсодержащие породы были обнаружены также в других районах СССР и за рубежом. В Турции анальцим является характерным диagenетическим минералом миоцен-плиоценовых туфогенных озерных отложений Западной Анатолии; его образование связывается с воздействием на щелочно-риолитовый пирокластический и глинистый материал соленых поровых вод при температуре значительно ниже 100°C [42]. В вулканогенно-осадочной олигоценовой толще района Транс-Пекос в штате Техас (США) с диагенезом при низких температурах связано образование монтмориллонита, клиноптилолита и анальцима; последний, возможно, образовался по клиноптилолиту [63]. Диагенетические анальцим, клиноптилолит (локально шабазит, эрионит, морденит и филлипсит) характерны для озерных отложений формации Барстоу в Калифорнии; как и в Транс-Пекос, допускается образование анальцима по клиноптилолиту [59].

Алуни́ты. Образование алуни́тов в зоне гипергенеза является одним из процессов, связанных с воздействием на силикаты сильноокислых растворов. Такой алуни́т входит, например, в состав алуни́т-гиббситовой породы, которая обнаружена в известном Журавлинском месторождении на Урале наряду с гиббситом и галлуазитом в верхней части толщи известняков нижнего карбона под горизонтом ярозитсодержащих песчано-глинистых пород угленосного яруса (фиг. 4). Образование алуни́та, гиббсита и галлуазита связывается с воздействием серной кислоты, образовавшейся при выветривании пирита песчано-глинистых пород, на их силикатные минералы [23]. Выделения алуни́та имеют вид желваков весом до 75 кг. Значение $\delta^{34}\text{S}$ алуни́та составляет 6,0‰, что согласуется с его образованием за счет серы диagenетического пирита.

В Испании в районе Риаса (пров. Сеговия) имеется несколько каолин-алуни́товых месторождений, формирование которых связано с воздействием на силурийские глинистые сланцы и глины серной кислоты — продукта выветривания пирита. Ассоциация минералов этих месторождений, помимо каолинита и алуни́та, местами включает также то или иное количество гиббсита, галлуазита, ярозита, крандаллита $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, вудхаузита $\text{CaAl}_3(\text{PO})_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$, кварца, слюды, монтмориллонита. В алуни́тизированных сланцах и глинах, которые залегают под слабо измененными глинистыми сланцами, различаются три горизонта: нижний — черные глиноподобные сланцы с алуни́том по трещинам, средний — белые алуни́тсодержащие глины (1–5 м) и верхний — серые каолиновые глины, богатые органическим веществом. Гал-

луазит более обычен в верхних, а каолинит — в нижних горизонтах [53]. В известном испанском колчеданном месторождении Рио-Тинто (пров. Уэльва) образование алунита и каолинита обусловлено появлением при выветривании пирита серной кислоты, которая воздействовала на вулканогенные породы и глинистые сланцы; с алунитом местами ассоциирует гиббсит [44].

В областях современного и древнего вулканизма возникновение алунита связано с воздействием на породы, содержащие существенные или значительные количества глинозема, растворов, обогащенных серной кислотой, которая в значительной части или полностью образовалась из вулканогенных сероводорода и сернистого ангидрида, но местами, как показывают данные изотопных определений, глубинная сера была контаминирована серой, прошедшей биогенное фракционирование.

В итальянском месторождении Тольфа алунит и каолинит наряду с подчиненным количеством диккита, монтмориллонита и галлуазита являются продуктами воздействия на вулканические породы сильно-кислых термальных растворов, которые, судя по изотопному составу водорода, кислорода и серы, имеют поверхностное происхождение; количество диккита увеличивается с глубиной. Серная кислота образовалась из пирита или вулканогенного сероводорода; допускается контаминация первично-магматогенной серой из триасовых и неогеновых эвапоритов [51].

По изотопным данным, многие алуниты из массивов вторичных кварцитов и генетически близких к ним месторождений содержат то или иное количество серы, участвовавшей в бактериальной сульфатредукции и, как следствие этого, обогащенной изотопом ^{34}S . Такковы, например, алуниты месторождений Майское, Аскуп и Тернейское ($\delta^{34}\text{S}$ от +12 до +20‰) в Приморье, месторождений Кушен и Актайляк (около 15‰) в Казахстане. Менее значительна доля биогенной сульфатной серы в алунитах Кремовского участка в Приморье ($\delta^{34}\text{S}$ около 8,5‰), месторождения Семиз-Бугу в Казахстане (+8,5‰) и др. Сера некоторых алунитов по изотопному составу может рассматриваться как имеющая глубинное (возможно, мантийное) происхождение. Такой алунит характерен для месторождений Бегань ($\delta^{34}\text{S}$ +1‰) и Берегово (около +5‰) в Закарпатье, Космос в Приморье (около +4‰).

Источником утяжеленного сульфата, содержащегося во многих гипогенных алунитах, следует считать морскую воду, которая конвективно поступает в вулканические постройки. Изотопный состав серы алунитов такого происхождения зависит от содержания в растворах утяжеленной серы поверхностных вод. Это хорошо иллюстрируется данными по вулкану Менделеева (о-в Кунашир, Курилы), где, как показывают пробы воды из горячих источников, выходящих на склонах вулкана, от его верхних частей к нижним $\delta^{34}\text{S}$ растворенного сульфата постепенно возрастает от -3,2‰ до значений, близких к характерным для омывающих островов вод Тихого океана и Охотского моря (около 20‰). В водах источников, выходящих на склонах вулкана Менделеева, с повышением $\delta^{34}\text{S}$ растет содержание ионов хлора и понижается содержание сульфатных ионов. Обогащенные изотопом ^{34}S алуниты обнаружены на островах

Кунашир (вулканы Менделеева, Головнина) и Парамушир (Северное кольцо) Курильской группы, а также в других вулканических районах. В термальном поле Вайракей в Новой Зеландии, по М. Кусакабе [49], сульфатная сера горячих источников, возможно, происходит из юрских граувакк. Растворы термальных полей западной Турции рассматриваются как образовавшиеся путем смешения морской воды, проникавшей на глубину до 3,5 км, с пресными водами или рассолами, хлорид натрия которых происходит из залежей каменной соли [37].

Ярозиты. Минералы группы ярозитов являются характерными продуктами выветривания сульфидов железа, преимущественно пирита. Их образование и существование возможны лишь в растворах с pH ниже 3; в менее кислых растворах образуются окислы железа, преимущественно гетит. Окисление железа и серы, предшествующее образованию ярозитов в природе, в значительной части или полностью происходит при участии бактерий *Thiobacillus ferrooxidans*, которые активны в сильноокислых растворах. Такие бактерии довольно обычны в природных водах с низкими pH, из которых выделяются ярозиты или (в основном при pH выше 3) гетит. Это предположение подтверждено результатами специальных экспериментов (фиг. 5, см. вклейку); при повышении pH ярозит переходил в гетит [31]. В вулканических областях встречается гипогенный ярозит, отложенный из сильноокислых термальных растворов. Примерами могут служить его выделения из вод термальных источников (температура 40–70°C, pH 1,65), выходящих на склоне вулкана Менделеева (о-в Кунашир, Курилы); с ярозитом здесь местами ассоциирует скородит [12]. Образование ярозита в сильноокислых водах можно связать с деятельностью термофильных тионовых бактерий.

Давсонит $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$. Этот минерал, привлекающий большое внимание как возможное сырье для получения алюминия, образуется в коре выветривания при формировании осадочных толщ и отлагается из низкотемпературных гидротермальных растворов. В качестве исходных веществ для образования давсонита служат различные алюминийсодержащие минералы и породы (особенно вулканическое стекло), на которые воздействуют углекислые растворы с высокой щелочностью (содовые воды). Экспериментально давсонит получен при температуре 60°C и при комнатной температуре [35].

В Танзании давсонит обнаружен среди продуктов выветривания нефелинитовых туфов в ассоциации с цеолитами — филлипситом, натролитом, шабазитом и анальцимом; образование этих минералов происходило при действии на вулканическое стекло и нефелин концентрированных (благодаря испарению) содовых растворов [45]. Как эпигенетический минерал давсонит составляет до 25% (по весу) в глинистых нефтеносных сланцах эоценовой формации Грин-Ривер в штате Колорадо (США) [60]. Эпигенетический давсонит, обнаруженный в кембрийских кварцитах Арденн (Бельгия), сопровождается кварцем, кальцитом, доломитом, сидеритом, пиритом, халькопиритом и галенитом [62].

Замещение полевого шпата и кварца давсонитом, с которым ассоциируют анальцим и нордстрандит, отмечено для пермо-триасовых угленосных отложений района Сиднея в Австралии [52]. В значительной части

эпигенетический давсонит осадочных пород рассматривается как образовавшийся в зонах тектонических нарушений; это относится к балахонской серии Кузбасса [3, 5], турнейским отложениям Белоруссии [2], зоценовому флишу Закарпатья [6] и содержащим алюмогидрокальцит кампан-маастрихтским породам Японии [33]. В Австралии низкотемпературный гидротермальный давсонит вместе с кальцитом установлен в качестве продукта замещения полевых шпатов вулканической брекчии; как и в ряде других мест, где проявилось образование давсонита, здесь обнаружены горячие высококонцентрированные растворы NaCl и NaHCO_3 [47]. В качестве гидротермального минерала ртутных месторождений давсонит известен в Закарпатье [17]. На Северо-Востоке СССР он встречается в рудах золото-сурьмяного месторождения [10].

Крандаллит $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Гипергенные выделения крандаллита приурочены к зоне выветривания и осадочным породам, включая фосфоритносные. На Кольском полуострове крандаллит в ассоциации с франколитом обнаружен в брекчированных рудных карбонатах с апатитом; допускается, что он может быть или гипогенным, или гипергенным [22]. В Сарысае (Байконурский район в Центральном Казахстане), по З.Д. Поповой [21], различаются гипогенные и гипергенные выделения крандаллита. Гипогенный крандаллит, частью в ассоциации с более поздними варисцитом или франколитом, характерен для кварцевых жил альпийского типа, секущих породы фосфатоносной толщи, гипергенный крандаллит образовался при диагенезе осадков и при их изменении под действием поверхностных растворов.

Основные хлориды свинца, меди и серебра. До последнего времени минералы этой группы были известны лишь как типичные продукты гипергенеза, образующиеся в условиях засушливого климата. Недавно некоторые из них найдены на Челекене в местах разгрузки металлоносных термальных растворов, поступавших на поверхность по дизъюнктивным нарушениям с глубины до 3 км [18]. Отложение рассматриваемых минералов происходило в породах русловой фации при охлаждении термальных растворов у поверхности. Наиболее распространенными являются атакамит и паратакамит $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$, более редки болейт $\text{Pb}_9\text{Cu}_8\text{Ag}_3\text{Cl}_{21}(\text{OH})_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и лаврионит $\text{Pb}(\text{OH})\text{Cl}$.

Окислы железа и марганца. Минералы этой группы являются весьма характерными продуктами гипергенных процессов. Из окислов железа особенно распространен гетит, что объясняется широким диапазоном значений pH, при которых образуется этот минерал, и его наибольшей устойчивостью в сравнении с лепидокрокитом, ферроксигитом, акаганитом и ферригидритом. Последний представляет минерал-эфемер, который с течением времени самопроизвольно переходит в гематит без воздействия повышенных температур. Образование ферригидрита в зоне выветривания в основном протекает при участии железобактерий в умеренно-сильных до слабощелочных растворах.

На суше большие количества окислов железа выделяются из термальных растворов после их выхода на дневную поверхность. В вулканических областях, например на Курилах, отлагается значительное количество окислов железа, происходящего из пирита и вулканогенных пород, на которые

воздействует серная кислота (гетит, ферригидрит). На Челекене большое количество гетита и ферригидрита отложено из термальных рассолов с рН 5,8–6,1. Выделение окислов марганца из термальных растворов суши установлено в вулканических областях.

В Эгейском море в кальдере вулкана Санторин окислы железа (ферригидрит, гетит) образуются из выходящих на морское дно растворов с температурой 30–40°C; источниками железа являются вулканические породы. В некоторых железистых осадках обнаружены реликты железобактерий *Gallionella ferruginea* [57]. В Красном море ферригидрит образовался из разгружающихся на его дне рассолов с температурой около 45°C.

Отложение окислов железа наряду с окислами марганца из нагретой на глубине морской воды, грузом которой являются составные части магматических пород океанического ложа (преимущественно базальтов), характерно для глубоководных частей современных океанических бассейнов. Такое происхождение можно приписать минералам железа (ферригидрит, гетит, гематит, акаганеит, железистый смектит и нонтронит) не только в тектонически-активных зонах (включая зоны спрединга), но также в корках на скальных породах и в железо-марганцевых конкрециях и микроконкрециях; главным минералом марганца в океанических осадках является вернадит.

Образование минералов железа (как и минералов марганца) на дне океана происходит при смешении восходящих термальных растворов с морской водой. Наиболее высокотемпературными следует считать растворы, изливающиеся на океаническое дно в зонах спрединга [30].

В отличие от глубоководных частей океана, в его прибрежно-мелководных зонах и в континентальных озерах (пример – оз. Пуннус-Ярви в Ленинградской обл.) с повышенным количеством органического вещества в осадках источником Fe^{2+} и Mn^{2+} являются придонные илы, в которых происходит мобилизация железа и марганца, содержащихся в привнесенных с суши окислах, вследствие восстановления Fe^{3+} до Fe^{2+} и Mn^{4+} до Mn^{2+} .

В зоне выветривания из гипергенных минералов марганца широко распространены вернадит, пиролюзит, члены группы псиломелана, менее обычны манганит, тодорокиты, бернессит и др. Эти же минералы обнаруживаются в составе осадочных руд марганца и в осадочных породах. Отложение марганца из растворов в виде вернадита в основном связано с деятельностью микроорганизмов группы *Metallogenium*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гипергенные растворы (за исключением напорных вод) являются нисходящими, их исходная температура определяется климатическими особенностями региона и возрастает ниже зоны постоянных температур. В отличие от них гипогенные растворы перемещаются вверх, их температура зависит не от климата, а от степени нагревания глубинным теплом. Действие последнего превращает проникшие на глубину гипергенные растворы в гипогенные. Гипотетические ювенильные и реально су-

ществующие вадозные гидротермальные растворы, охлажденные при восходящем движении до температур зоны гипергенеза, автор предлагает называть фригидно-гидротермальными, как и отложенные из таких растворов минералы. Собственно гидротермальные и фригидно-гидротермальные растворы и минералы объединяются под названием гипогенных.

Конвергенция гипергенного и гипогенного минералообразования, т.е. выделение одних и тех же минералов из гипергенных и гипогенных растворов, широко проявляется в природе.

Разграничение гипогенных и гипергенных выделений одних и тех же минералов возможно на основе совокупности геологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белинский В.Б., Матросова Г.Т.* Пальгорскит из ртутного месторождения Звездочка. — В кн.: Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск: Якутск. фил. СО АН СССР, 1977.
2. *Бирина Л.М.* Давсонит в коре выветривания пород карбона Белоруссии. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
3. *Бгатов В.И., Ван А.В.* Давсонит в Верхнетерсинском районе Кузбасса и перспективы его поисков. — Сов. геология, 1974, № 11.
4. *Верзилин Н.Н.* Некоторые вопросы палеогеографической обстановки пальгорскитообразования. — Докл. АН СССР, 1972, 203, № 3.
5. *Волкова А.Н., Рекшинская Л.Г.* Давсонит в балахонской серии Кузбасса. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
6. *Габинет М.П., Лозыняк П.Ю.* Давсонит в карпатском флише. — Минерал. сб. Львов. геол. о-во, 1975, № 29, вып. 2.
7. *Герасимов Н.Н., Грушко Т.Е., Чирвинский П.Н.* Минералы пальгорскитовой группы из Соликамского горизонта Кунгурского яруса в западном Приуралье. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1949, № 2.
8. *Гирич Ю.П., Гриненко В.А., Загряжская Г.Д., Савина Л.И.* Изотопный состав пиритной серы как показатель условий образования анальдимия Гелатского бассейна. — Геохимия, 1975, № 8.
9. *Дорфман М.Д.* Минералогия пегматитов и зон выветривания ийолит-уртитов горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
10. *Жданов Ю.Я., Сукнев В.С.* Давсонит из золото-сурьмяного месторождения Сентачан. — В кн.: Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск: Якутск. фил. СО АН СССР, 1977.
11. *Зарицкий П.В., Орлов О.М.* Пальгорскит из карстовых полостей известняка среднего карбона Донецкого бассейна. — Докл. АН СССР, 1973, 208, № 1.
12. *Зотов А.В.* Ярозит в осадках термальных вод о. Кунашир. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
13. *Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
14. *Коссовская А.Г.* Модель пелагического глинообразования. — In: Seventh Conference on clay mineralogy and petrology in Karlovy Vary, Praha, 1977, p. 195–201.
15. *Коссовская А.Г.* Геологические проблемы образования цеолитов. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного семинара "Геология, генезис и использование природных цеолитов". М.: ГИН АН СССР, 1978, ч. 1.
16. *Коссовская А.Г., Гущина Е.Б., Дриц В.А.* и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломар Челленджер". — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
17. *Лазаренко Е.К., Мельников В.С.* О давсоните из Закарпатья. — Минерал. сб. Львов. геол. о-во, 1969, № 23, вып. 3.
18. *Лебедев Л.М., Шурманов Л.П.* Рудопроявления оксихлоридов свинца и меди на Челекене. — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.

19. *Набоко С.И.* Фации гидротермальных глин и аргиллизированных пород среди современных гидротермально измененных пород. — В кн.: Каолиновые месторождения СССР и их генезис. М.: Наука, 1968.
20. *Перельман А.И.* Пальгорскит в ископаемых и реликтовых пустынных солонцах Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1950, 71, № 3.
21. *Попова З.Д.* Крандаллит — рудообразующий минерал месторождения Сарысай. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1963.
22. *Рижская-Корсакова О.М., Васильева З.В., Травина М.Т.* Новые данные о крандаллите. — В кн.: Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, вып. 3.
23. *Смольянинов Н.А.* Химико-минералогический очерк Журавлинского месторождения. — Тр. Ин-та прикл. минерал., 1926, вып. 19.
24. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1.
25. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976.
26. *Ферсман А.Е.* Геохимия России. Пг.: Б/и, 1922, вып. 1.
27. *Ферсман А.Е.* Геохимия. Л.: ОНТИ, 1934, т. 2.
28. *Чухров Ф.В.* Конвергенция в минералообразовании. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972.
29. *Чухров Ф.В.* Конференция Международной ассоциации по изучению и использованию глин (АИПЕА) в Мексике. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4.
30. *Чухров Ф.В.* О едином источнике металлов глубоководных океанических руд и осадков. — Геол. рудн. месторожд., 1978, № 3.
31. *Чухров Ф.В., Ляликowa Н.Н., Горшков А.И.* О роли микроорганизмов в образовании ярозитов. — Докл. АН СССР, 1978, 241, № 4.
32. *Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Балашова В.В.* и др. Окислы железа — продукты молодых геологических процессов. — В кн.: Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975.
33. *Aikawa N., Joshida M., Ichikawa K.* Discovery of dawsonite and aluminohydrocalcite from the cretaceous Izumi group in Osaka prefecture, Southwest Japan. — J. Jap. Assoc. Min. Petrol., Econ. Geol., 1972, 67, N 11.
34. *Anderson T.F., Donnelly T.W., Drever J.I.* et al. Geochemistry and diagenesis of deep-sea sediments from leg 35 of the Deep Sea Drilling project. — Nature, 1976, 261, N 5560, p. 473—476.
35. *Besson H., Caillière S., Hénin S., Prost R.* Formation expérimentelle et conditions de gisement de la dawsonite. — Comp. rend. Acad. sci. Paris. Ser. D, 1973, 277, N 3.
36. *Bradshaw M.J.* Origin of montmorillonite bands in the Middle Jurassic of Eastern England. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, 26, p. 245—252.
37. *Brinkmann R., Kühn R.* Über Salzwasser-Thermen im Küstenland von West-Anatolien, Türkei. — Chem. Geol., 1973, 12, p. 171—187.
38. *Bristow C.M.* A review of the evidence for the origin of the kaolin deposits in S.W. England. — In: Proc. 8th Intern. Kaolin Symp. Meeting on Alunite. Madrid; Rome, 1977.
39. *Couture R.A.* Composition and origin of palygorskite-rich and montmorillonite-rich zeolite-containing sediments from the pacific ocean. — Chem. Geol., 1977, 19, N 2.
40. *Donath M.* Halloysit aus einer Bleizinklagerstätte in Novo Brdo, Jugoslavien. — Tonind-Ztg., Keram., Rundschau, 1961, Jg., 85, N 18.
41. *Dzotsenidze G.S., Skhirtladze N.I.* Paragenesis of the analcime and halloysite in the bathonian sediments of Georgia. — In: Proc. Intern. Clay Conf., 1963, 2.
42. *Elche W.* Zusammensetzung und Entstehung sedimentärer Analcime in jungtertiären pyroklastischen Gesteinen nördlich Michaliccik, Westanatolien, Türkei. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1975, 124.
43. *Field C., Lombardi G.* Sulfur isotopic evidence for the supergene origin of alunite deposits, Tolfa district, Italy. — Mineral. deposita, 1972, 7, N 2.
44. *Galan E., Lopez Aguayo F.* Occurrences of alunite in Spain. — In: Proc. 8th Intern. Kaolin Sympos. Meeting on Alunite, Madrid; Rome, 1977.
45. *Hay R.* Zeolitic weathering in Olduvai Gorge, Tanganyika. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1963, 74, p. 1281—1286.
46. *Heath C.R., Dymond J.* Genesis and transformation of metalliferous sediments from

- the East Pacific Rise, Bauer Deep, and Central Basin, Northwest Nazca plate. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, 88, 723–733.
47. *Heritsch H.* Dawsonit $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ als tiefhydrothermales Umwandlungsprodukt einer Ergussgesteinsbrekzie aus einer Tiefbohrung in der Oststeiermark (Österreich). — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1975, H. 8.
 48. *Huang T.C., Watkins N.D., Shaw D.M.* Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: volcanism in subantarctic latitudes of the South Pacific during late pliocene and pleistocene time. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, 86, p. 1305–1315.
 49. *Kusakabe M.* Sulfur isotopic variations in nature. — N.Z. J. Sci., 1974, 17, p. 183–191.
 50. *Lombardi G.* Alunite in Italy. Occurrence and genesis. — In: Proc. 8th Intern. Kaolin Symp. Madrid; Rome, 1977.
 51. *Lombardi G., Sheppard S.M.F.* Petrographic and isotopic studies of the altered acid volcanic of the Tolfa-Cerite area, Italy: the genesis of the clays. — Clay Minerals, 1977, 12, s. 147–162.
 52. *Loughnan F.C., Goldberry R.* Dawsonite and analcite in the Singleton Coal Measures of the Sydney basin. — Amer. Min., 1972, 57, N 9–10.
 53. *Menendez F., Lopez-Aguayo F., La Iglesia A.* La alunite de Riaza (Segovia, España). — In: Mineralogia y genesis: Proc. of 8th Intern. Kaolin Sympos. Meeting on Alunite. Madrid; Rome, 1977.
 54. *Minato H.* Mode of occurrence and mineralogy of halloysite from Iki, Japan. — In: Proc. Intern. Clay Conf., 1969, vol. 1, p. 393–402.
 55. *Müller G., Förstner U.* Recent iron ore formation in lake Malawi, Africa. — Min. Deposita, 1973, 8, N 3.
 56. *Müller G., Förstner U.* Primary nontronite from the Venezuelan Guayana: additional primary occurrences (Red Sea, Lake Malawi). — Amer. Min., 1976, 61, N 5/6.
 57. *Puchelt H., Schock H.H., Schroll E.* Rezente marine Eisenerze auf Santorin, Griechenland. Geochemie und Mineralogie. — Geol. Rdsch., 1973, 62.
 58. *Sayles F.L., Ku T.L., Bowker P.C.* Chemistry of ferromagnesian sediments of the Bauer Deep. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, 86, p. 1423–1431.
 59. *Shepard R.A., Gude A.J.* Diagenesis of tuffs in the Barstow formation, Mud Hills, San Bernardino County, California. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1969, 634.
 60. *Smith J.W., Milton Ch.* Dawsonite in the Green River formation of California. — Econ. Geol., 1966, 61, N 6.
 61. *Stonecipher Sh.A.* Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. — Chem. Geol., 1976, 17, p. 307–318.
 62. *Tassel R., van.* Occurrence de dawsonite au sondage de Grand-Halleux, province de Luxembourg, Belgique. Inst. royal des Scien. — Natur. belg. Bull., 1962, 38, N 43.
 63. *Walton A.W.* Zeolitic diagenesis in oligocene volcanic sediments, trans-Pecos, Texas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, 86, p. 615–624.

УДК 553.22 (571.5)

Т.К. ЛОМОНОСОВА, М.Г. ДЕМЬЯНОВИЧ, Г.М. КАШАЕВА

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Роль гидротерм в формировании некоторых пород, возникших в результате разложения материнских образований в различных регионах Советского Союза, довольно детально рассмотрена в работах ряда исследователей [1, 4, 8–12 и др.].

На территории Байкальской рифтовой зоны широко распространены разновозрастные коры выветривания, среди которых мел-палеогеновые имеют мощность более 100 м и развиты на породах различного состава

и генезиса. В Западном Прибайкалье и в центральной части Байкальской рифтовой зоны они изучены довольно детально. Геологии, минералогии и геохимии элювиальных профилей региона посвящено несколько монографических сводок [2, 3, 5, 13]. Вместе с тем в последние годы появились новые данные, свидетельствующие о том, что в формировании пород, претерпевших глубокое химическое разложение, наряду с поверхностными водами играют роль и гидротермальные растворы.

Термальные воды, поднимаясь по разломам глубокого заложения, при взаимодействии с вмещающими породами приводят к формированию глинистых метасоматитов. Они обнаружены в поле развития нижнепалеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса в пределах Северо-Муйской части Байкальской геосинклинальной структурно-фациальной зоны.

В позднем кайнозое эта территория, являясь частью эпиплатформенного орогенического пояса, вступила в рифтовый этап. В это время образовались как отрицательные, так и положительные структурные элементы, контролируемые разломами, многие из которых претерпели неоднократную активизацию. Среди тектонических нарушений преобладают сбросы, иногда сопровождающиеся сдвигами небольшой амплитуды. Сложная блоковая дифференциация Северо-Муйского участка предопределена активными в кайнозое разломами: Ковоктинско-Анрараканским, Муяканским, Амнундинским северо-восточной ориентировки, Перевальным, Муякано-Амнундинским северо-западного простирания и многочисленными оперяющими разрывными нарушениями.

Вдоль Перевального разлома под делювиальными отложениями вблизи земной поверхности скважинами вскрыты реликты древних кор выветривания, представленные главным образом зоной слабо измененных пород. Основная масса пород состоит из приразломных глинистых метасоматитов, залегающих на различной глубине (до 340 м) под трещиноватыми гранитами. Последние представлены разноморфными лейкократовыми разностями и состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза (олигоклаза) с незначительной примесью биотита и роговой обманки. Структура гипидиоморфнозернистая, мелко-, средне- и неравномернозернистая. Серицит образует налеты по плоскостям скола или развивается по полевым шпатам. В плагиоклазах мелкие прожилки серицита дают параллельные линии по двойниковым швам, а в частично раздробленных или треснутых зернах заполняют поперечные трещины, которые, пересекаясь с серицитизированными двойниками срастания, образуют сетку. Кварц представлен ксеноморфными зернами, иногда с волнистым угасанием. Ксеноморфные или идиоморфные зерна микроклина частично серицитизированы. Плагиоклаз (олигоклаз) — главный породообразующий минерал в гранитах Северо-Муйского массива. Биотит во всех разновидностях гранитов встречается в виде отдельных чешуек или скоплений лейст. Трещиноватые граниты, сохранившие участками блоковую монолитность, перемежаются по вертикали с аргиллизированными зонами, мощность которых от нескольких десятков сантиметров до 50—60 м. Они вскрыты скважинами на максимальных глубинах порядка 300—340 м. В процессе метасоматоза порода превращена в песчанистую гли-

Таблица 1

Рентгенометрические константы глинистых минералов из аргиллизированных гранитов (фракция 0,001 мм)

Монтмориллонит, каолинит, слюда, гл. 124 м		Монтмориллонит, каолинит, гл. 155 м		Монтмориллонит, слюда, кварц, полевой шпат, гл. 278 м		Монтмориллонит, кварц, полевой шпат, гл. 168 м	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
5	14,39	10	12,35	5	12,4	10	14,8.
2	10,1	2	7,05	4	9,82	5	8,97
8	7,0	2	4,94	3	4,95	8	4,47
4	4,93	8	4,48	8	4,51	4	4,26
8	4,49	1	4,25	2	3,69	8	4,015
6	3,55	2	3,65	1	3,51	5	3,72
5	3,35	3	3,53	5	3,35	4	3,52
7	2,56	3	3,34	3	3,20	10	3,34
4	2,32	3	3,18	2	2,84	10	3,20
4	1,99	6	2,56	6	2,58	5	3,03
2	1,83	3	2,37	2	2,47	1	2,77
2	1,68	3	1,81	2	2,12	8	2,58
2	1,56	3	1,66	3	1,99	3	1,98
8ш	1,51	8	1,50	2	1,82	3р	1,81
4	1,37	2	1,45	4	1,67	3р	1,67
4	1,28	2	1,267	2	1,56	8	1,51
3	1,197	1	1,22	5	1,52	3	1,36
3	1,18			2	1,47	2	1,28
				2	1,36	1	1,19
				2	1,29	1	1,092
				1	1,24	1	1,080
				1	1,19	1	1,063

Аналитик Г.М. Кашаева.

ну. Среди аргиллизированных гранитов встречаются мелкие участки трещиноватых неизменных их разностей с налетами монтмориллонита по плоскостям скола. Внутри аргиллизированных зон наблюдается закономерное распределение глинистых минералов — каолинит и монтмориллонит в центре зоны вниз и вверх сменяются преимущественно монтмориллонитом. Зональное строение ореолов выщелачивания может быть объяснено влиянием на породы растворов нескольких фаз с изменяющимися физико-химическими параметрами [1, 14]. Кроме глинистых минералов, встречаются карбонаты, цеолиты и пирит. Сульфидная минерализация проявляется в виде гнездовых скоплений в новообразованной глине. Глинистые минералы представлены каолинитом, диоктаэдрическим монтмориллонитом, основной минерал — монтмориллонит (табл. 1).

Глинизированные граниты вниз и вверх сменяются трещиноватыми разностями, в которых вторичная минерализация затухает и проявляется

главным образом по плоскостям скола в трещинах. Соотношение основных породообразующих минералов гранитов в пределах трещиноватых зон не меняется, лишь в некоторых случаях возрастает роль серицита.

Зоны тектонических нарушений являлись очагами разгрузки термальных вод, обусловивших низкотемпературный гидротермальный метасоматоз. Общая ориентировка полосы развития метасоматитов совпадает с Перевальным разломом, а отдельные участки аргиллизированных гранитов тяготеют к трещинам, оперяющим основной разлом. Таким образом, условия залегания и локализации резко отличают метасоматиты от кор выветривания. Можно полагать, что раствороподводящими каналами служили разломы типа сбросов, а выходы современных гидротерм в пределах Байкальской рифтовой зоны приурочены к пересечению разрывных нарушений, к участкам, испытывавшим новейшие тектонические движения, наибольшие динамические нагрузки и дробление [6]. В условиях низких температур и давлений трудно отличить влияние на породы гипергенных процессов от гидротермальных, поскольку условия их реализации близки по физико-химическим параметрам. Глинизация гранитов в районе Северо-Муйского хребта обусловлена, по-видимому, двумя факторами: наложением гидротермальной метасоматической аргиллизации на трещиноватые породы зон дробления гранитов и выветриванием.

Под влиянием термальных вод породообразующие минералы замещены монтмориллонитом, каолинитом и в меньшей степени кальцитом и цеолитами. При этом своеобразно поведение отдельных минералов. Кварц лишь незначительно корродирован монтмориллонитом. Микроклин замещен им в серицитизированных участках. В начале монтмориллонитизируется серицит, а микроклин остается почти не тронутым процессами аргиллизации.

В плагиоклазе монтмориллонит также в первую очередь развивается по зонам серицитизации, выходит за их пределы, в результате на месте зерна образуется мелкочешуйчатый агрегат с погруженными в него разобщенными реликтами обломков плагиоклаза. Биотит аморфизуется и замещается крипточешуйчатым агрегатом монтмориллонита.

В центральной и юго-восточной частях Байкальского рифта в элювиальных профилях кислых пород широко развиты каолинит-галлуазитовые зоны, переходящие вниз по разрезу в слабо измененные граниты и пегматиты. Образование монтмориллонита и цеолита по тем же породам в районе Северо-Муйского хребта, вероятно, можно объяснить влиянием щелочных термальных вод. Привнос натрия и кальция и вынос некоторой части калия приводили к образованию монтмориллонита по серициту, микроклину и плагиоклазу. Диоктаэдрический монтмориллонит белого и розовато-белого цветов относится к числу натриево-кальциевых разновидностей (содержание натрия в обменном комплексе увеличивается до 36 мг/экв, кальция — до 40 мг/экв на 100 г породы).

При определении генезиса глинизированных пород были приняты во внимание следующие факторы: отсутствие вертикальной зональности выветрелых гранитов, отсутствие зависимости миграции химических элементов от глубины залегания аргиллизированных пород (табл. 2),

Т а б л и ц а 2

Химический состав (в вес. %) аргиллизированных гранитов

Компоненты	Скв. 34, гл. 124 м	Скв. 34, гл. 168 м	Скв. 10, гл. 155 м	Скв. 25, гл. 278 м
SiO ₂	71,10	72,77	74,60	75,00
TiO ₂	0,34	0,165	0,22	0,11
Al ₂ O ₃	15,15	14,85	14,50	12,25
Fe ₂ O ₃	2,42	0,79	0,75	2,00
FeO	0,72	0,78	0,24	0,72
MnO	0,07	0,03	0,02	0,03
MgO	0,60	0,20	0,40	0,10
CaO	0,84	0,84	0,84	0,70
Na ₂ O	1,90	2,64	3,64	3,60
K ₂ O	4,56	4,39	4,80	4,20
H ₂ O ⁻	0,56	0,77	0,08	-
H ₂ O ⁺	2,55	2,13	0,36	0,43
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,02	0,04
CO ₂	0,11	0,06	0,11	0,11
С у м м а	101,00	99,69	100,50	99,29

Аналитик Т.А. Лахно.

частая перемежаемость в вертикальном разрезе измененных (глинизированных) и неизмененных гранитов. Все эти факторы в равной мере могут относиться и к линейным корам выветривания. Поэтому главными критериями мы считаем минеральные новообразования (каолинит, монтмориллонит, кальцит, цеолит и пирит), а также поведение отдельных минералов и элементов.

В корках выветривания кислых пород центральной части Байкальской рифтовой зоны и на территории Предбайкальского кайнозойского прогиба серицит ведет себя как устойчивый минерал, а в латеритных профилях он сохраняется вплоть до гиббситовой зоны. В гидротермально-измененных гранитах он в первую очередь замещается монтмориллонитом и каолинитом. Барий и стронций составляют основной фон рассеянных элементов в гранитах и при выветривании почти полностью выщелачиваются.

Количественным спектральным анализом установлено, что содержание этих элементов в неизмененных и аргиллизированных гранитах почти не изменяется, что может быть объяснено привнесом их извне термальными водами.

Современные сульфатно-фторидно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые термальные воды, связанные с Перевальным разломом, выходят на поверхность в долине р. Муякан и имеют на выходе температуру до 60°С [7]. Выходы терм наблюдаются как непосредственно из трещин в разнозернистых гранитах, так и среди рыхлых отложений долины реки. Щелочные термальные воды (рН 8) имеют низкую минерализацию (до 300 мг/л).

Элювиальные профили, вскрытые скважинами под крупноглыбовым делювием, формировались, вероятно, по неизменным гранитам, а местами и по аргиллизированным их разностям. В условиях пересеченного рельефа они имеют ограниченное площадное распространение, а характер проработки гранитов определяется их состоянием до начала элювиального процесса — степенью раздробленности и аргиллизации.

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что в Байкальской рифтовой зоне — области широкого развития глубинных разломов, вероятно, часто встречаются приразломные глинистые метасоматиты гидротермально-вадозного происхождения. Они известны и в центральной части Байкальского рифта (о-в Ольхон и Приольхонье, устье р. Голоустной). Это обстоятельство необходимо иметь в виду при картировании кор выветривания и выделения генетических типов пород, претерпевших глубокое химическое разложение, поскольку с каждым из них может быть связан определенный комплекс полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волостных Г.Г.* Формирование зональности аргиллизированных пород на примере редкоземельного месторождения Восточного Забайкалья. — В кн.: *Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании*. М.: Недра, 1966.
2. *Домбровская Ж.В.* Палеогеновая кора выветривания центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973.
3. *Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья*. Новосибирск: Наука, 1976. Авт.: Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мазилев В.Н., Климанова В.М., Рыбаков В.Г.
4. *Лебединский В.И., Тарасенко В.С.* О гидротермальных глинах и коре выветривания Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье). — Докл. АН СССР, 1973, 209, № 3.
5. *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964.
6. *Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск; Москва: Наука, 1974.
7. *Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В.* Минеральные воды Прибайкалья. — В кн.: *Результаты научных исследований Института земной коры в 1973 г.* Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1974.
8. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
9. *Разумова В.Н.* Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, 46, вып. 1.
10. *Разумова В.Н.* Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания. — Докл. АН СССР, 1972, 207, № 3.
11. *Разумова В.Н.* Об участии гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания. — Докл. АН СССР, 1975, 221, № 2.
12. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977.
13. *Чекин С.С.* Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1973.
14. *Lovering T.S.* The origin of the tungsten ores of Boulder Country, Colorado. — *Econ. Geol.*, 1941, 36, N 3.

Р.Я. СКЛЯРОВ, Г.П. ШАВРО

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Сравнительный анализ бокситизации и алунитизации алюмосиликатных пород представляет определенный интерес с точки зрения выяснения элементов их сходства и различия, так как они осуществляются в результате развития принципиально однотипных геохимических реакций, определяющих преобразование алюмосиликатных минеральных форм алюминия первичных пород в гидроокиси и окислы, водные сульфаты и водные алюмосиликаты.

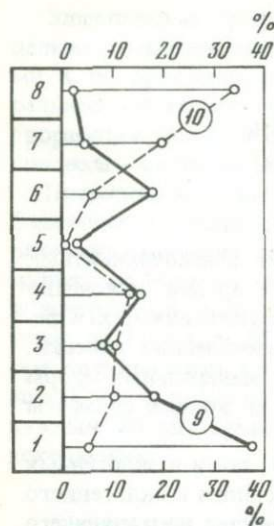
Эти процессы осуществляются как в экзогенных, так и в эндогенных условиях. Известны месторождения алунитов экзогенного и эндогенного типов, что же касается бокситов, то экзогенный генезис подавляющего большинства их месторождений представляется очевидным. Вместе с тем некоторые продукты гидротермальных преобразований алюмосиликатных пород могут рассматриваться в качестве гидротермальных аналогов экзогенных бокситов.

ОБЩИЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Роль сопутствующих бокситам и алунитам комплексов пород. Сопутствующие бокситам и алунитам комплексы алюмосиликатных пород обычно рассматриваются в качестве благоприятных или неблагоприятных первоисточников алюминия для образования бокситов и алунитов в зависимости от его содержания и минеральных форм.

Единственный относительно объективный способ оценки роли пород того или иного состава в образовании бокситов и алунитов заключается в определении их встречаемости и количества в известных месторождениях. Несмотря на неполноту исходных материалов полученные зависимости достаточно показательны. На диаграмме (фиг. 1), учитывающей данные по 200 месторождениям и проявлениям алунитов и 400 — бокситов, показана частота встречаемости различных типов пород в соответствующих месторождениях. Наименьшее число месторождений и проявлений алунитов и бокситов связано с ультраосновными породами, характеризующимися наименьшим содержанием глинозема сравнительно со всеми остальными типами пород и наименьшей распространенностью. В породах среднего состава и близких к ним по химическому составу полимиктовых алевролитах, песчаниках и конгломератах количество глинозема понижается. Соответствующим образом уменьшается и число связанных с ними месторождений как бокситов, так и алунитов. К кислым породам приурочено наименьшее число проявлений бокситов и наибольшее — месторождений алунитов.

Эти различия связаны с тем, что выветриванию подвергаются все



Фиг. 1. Встречаемость основных пород в месторождениях бокситов и алунитов

1-4 — осадочные породы: 1 — карбонатные, 2 — глинисто-карбонатные, 3 — терригенные (алевролиты, песчаники, конгломераты), 4 — глинистые (глины, аргиллиты, глинистые сланцы, филлиты); 5-8 — магматические породы: 5 — ультраосновные; 6 — основные, 7 — средние, 8 — умереннокислые и кислые; 9-10 — частота встречаемости разных типов пород в месторождениях и проявлениях: 9 — бокситов, 10 — алунитов

расположенные на дневной поверхности алюмосиликатные породы, в то время как гидротермальные процессы проявлялись в локализованных зонах развития кислых и умереннокислых вулканических образований.

Карбонатные породы являются благоприятным субстратом для накопления бокситов и алунитов. В тех случаях, когда рядом с ними находятся крупные массивы алюмосиликатных пород, подвергающиеся алунитизации, образуются крупные залежи алунитов, залегающие на известняках, например, Заглик-Дашкесанская группа месторождений алунита.

Геологическое строение месторождений этой группы благоприятно для образования бокситов — наличие алюмосиликатных пород (источник глинозема) и карбонатной толщи. Однако здесь весь этот комплекс пород подвергся воздействию не экзогенных факторов, а эндогенных сернокислотных гидротермальных растворов.

Во всех случаях, когда в районах алунитопроявлений отсутствуют синхронные им интрузивные и вулканические образования, генезис алунитов связывается с процессами выветривания сульфидо- и гипсоносных пород, а также образований, содержащих самородную серу. Считается, что при этом возникает серная кислота, алунитизирующая алюмосиликатные породы.

По отношению экзогенных алунитов с алюмосиликатными и другими породами можно выделить остаточные алуниты, характеризующиеся реликтовой псевдоморфной структурой первичных пород.

М.А. Кашкай [4] считает, что алунитизация магматических кислых пород в гипергенных условиях аналогична латеритизации основных пород. Поскольку геологическая обстановка формирования экзогенных алунитов сходна с той, в которой встречаются бокситы, то в ряде случаев образуются не только собственно алунитовые, но и алунит-бокситовые проявления.

Переотложенные остаточные алуниты выделяются в осадочные алуниты (вторично переотложенные, по М.А. Кашкаю), для наименований которых применяется номенклатура осадочно-терригенных пород (алуниты валунные, гравелитовые, брекчиевые, конгломератовые, песчаные, глинистые и др.).

Приведем примеры некоторых экзогенных месторождений и проявлений алунитов [4]. В Австралии в районах месторождений Пидинга и Ан-

гапена алунизированы выветрелые граниты, гнейсы и перекрывающие их бокситоносные образования. Во Франции, на Центральном плато, алуниды развиты по брекчиям трахитов, в которых полевые шпаты замещены алунином. Алунизированные глины отмечаются во многих месторождениях глин Украины (Часовярское, Новоярское, Никопольское), Азербайджана (Маразинское). Алуниды, развитые по глинистым породам (глинам, аргиллитам, глинистым сланцам, филлитам), известны в месторождениях Лемброн и Мадриат (Франция), Сташиц (Польша), Сволуску (Чехословакия), Бэден (Румыния), Аспен-Маунтин (США). Реже проявляется алунизация песчано-глинистых пород: Ленинский рудник в Кривом Роге, Каракуль (Казахстан), Даллас (США), Тазарини (Марокко), Ин-Така (Судан), Дебара (Эфиопия).

Экзогенные алуниды, как и бокситы, чаще приурочены к магматическим и глинистым породам, контактирующим с карбонатными, где они встречаются как с бокситами, так и без них, а также в карбонатных толщах вблизи алюмосиликатных массивов.

В Журавлинском месторождении (Урал) каолин-боксит-алунитовые породы залегают в карсте нижнекаменноугольных известняков. В строении залежи выделяются бокситовая часть, залегающая на известняках, и верхняя каолин-алунитовая, перекрывающаяся углистыми сланцами с ярозитом. В Ермаковском проявлении (Урал) алуниды отмечены на контакте глинистых доломитов казанского яруса перми с юрскими глинами батского яруса. В проявлении Точильный Камень алуниды развиты на контакте гранитов с метаморфическими сланцами, а в Ишковском проявлении они залегают в контактово-карстовых формах рельефа силурийских доломитов и среднедевонских песчаников и конгломератов. Алуниды известны в бокситах Тургайского, Кара-Кульского, Ащесайского, Журавлинского и Подмосковного проявлений [1, 4].

К глинам и карбонатным породам приурочены алунидопроявления Венгрии (Исцкасцентгеорги, Гант, Нирад), Италии (Монциони), США (Мерисвейл), Эфиопии (Марда), СССР (Кобыстан, Конгалы, Самарская Лука, Шорсу, Каратау). Непосредственно в триасовых известняках и доломитах залегают алуниды месторождения Махтеш Рамон (Северная Африка). В СССР Гаурдагское проявление связано с гипсоносными отложениями. Большой ряд проявлений алунидов (как и бокситов) приурочен к угленосным отложениям, содержащим пирит, марказит и некоторые другие сернистые минералы.

Таким образом, экзогенные алуниды и бокситы развиваются в сходных геологических обстановках и соотношениях с первичными алюмосиликатными породами¹.

Особенности территориального распределения. Некоторые особенности территориального размещения и соотношения бокситоносных и алунидоносных формаций обнаруживаются при глобальной генерализации расположения месторождений бокситов и алунидов относительно текто-

¹ Только некоторые карстовые бокситы развиваются в обстановках, напоминающих геологические условия формирования алунидов. Все латеритные бокситы и большинство других типов этих руд образуются в совершенно других условиях. — Прим. ред.

нических структур Земли первого порядка — континентов и океанов. Они концентрируются на побережьях морей и океанов, а во внутриконтинентальных областях отсутствуют или встречаются весьма редко. На основании этой закономерности можно выделить Тихоокеанский, Индийский, Атлантический, Средиземно-Черноморский и Северный Ледовитый пояса, приуроченные к побережьям современных морей и океанов, и один внутриконтинентальный пояс, Урало-Енисейский, окаймляющий морской бассейн, существовавший на месте Западно-Сибирской низменности в девонский, меловой и палеогеновый периоды. Во всех перечисленных поясах распространены мезозойские и кайнозойские месторождения и проявления бокситов, совместно с которыми, кроме того, в Северном Ледовитом, Атлантическом и Тихоокеанском поясах развиты позднепалеозойские бокситы, а в Урало-Енисейском — девонские.

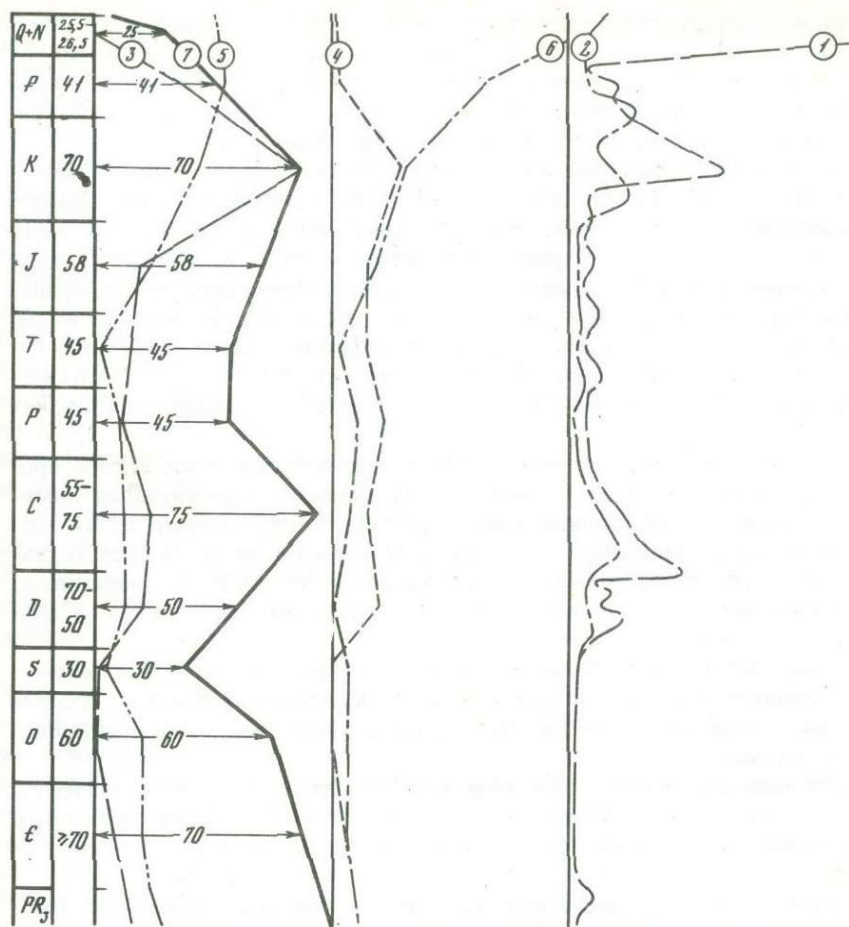
Алуиты присутствуют совместно с бокситами во всех поясах, кроме Северного Ледовитого пояса, представленного Тихвин-Онежской и Тиманской бокситоносными провинциями, проявлениями Оленекского поднятия, Анабарского щита, Таймыра и некоторыми проявлениями Польши, Северной Ирландии и о-ва Ян-Маен.

Наибольшая концентрация алуитовых и бокситовых проявлений намечается в Тихоокеанском, Урало-Енисейском и Средиземно-Черноморском поясах. В Атлантическом и Индийском поясах развиты в основном бокситы и в значительно меньшей степени алуиты.

Таким образом, особенностями территориального распределения бокситов и алуитов является совместное их нахождение в поясах, приуроченных к зонам сочленения тектонических структур первого порядка — континентов и океанов.

Причины локализации месторождений и проявлений бокситов и алуитов в прибрежных областях континентов различны. Алюмосиликатные породы в прибрежных частях континентов и на островах подвергаются воздействию большого количества высокоминерализованных осадков [3, 8], в связи с чем здесь наиболее активно осуществляются процессы выветривания и образования бокситов и экзогенных алуитов, что согласуется с данными о их локализации. Однако к прибрежным областям приурочена и подавляющая часть месторождений и проявлений гидротермальных алуитов, на территориальное распределение которых экзогенные факторы не должны оказывать сколько-нибудь существенного влияния. Очевидно, это связано с совпадением зон наиболее интенсивного выветривания с расположением вулканических зон, в пределах которых находится большая часть месторождений алуитов.

Интенсивность боксито- и алуитообразования в геологической истории Земли. Интенсивность бокситообразования в геологической истории Земли была представлена Б.М. Михайловым, Д.В. Рундквистом и другими авторами [6] в виде диаграммы изменения запасов бокситов по различным эпохам. Авторами был использован аналогичный способ построения на основании оценки опубликованных в разных источниках данных о 400 месторождениях и проявлениях бокситов и 200 — алуитов.



Фиг. 2. Распределение месторождений и проявлений бокситов и alunитов по эпохам и периодам

1-4 - бокситы: 1 - мировые запасы [6], 2 - то же, из расчета на 1 млн. лет, 3 - распределение месторождений и проявлений, в % к 400 учтенным, 4 - то же, из расчета на 1 млн. лет; 5-6 - alunиты: 5 - распределение месторождений и проявлений, в % к 200 учтенным, 6 - то же, из расчета на 1 млн. лет; 7 - условная линия относительного изменения продолжительности геологических периодов, млн. лет

Их возрастное распределение обобщено в объемах систем и показано на фиг. 2 в масштабе, пропорциональном абсолютной продолжительности периодов. Поскольку продолжительность периодов неодинакова, то приведены также данные распределения, исходя из расчета на 1 млн. лет в условных единицах.

Если считать действительными полученные соотношения (следует отметить некоторую неопределенность исходных данных), то нетрудно заметить (см. фиг 2), что интенсивность боксито- и alunитообразования,

хотя и в разной степени, но синхронно возрастает и убывает и эти изменения в той или иной степени пропорциональны продолжительности периодов. Абсолютные распределения также дают сходные результаты, и они в значительной степени согласуются с оценкой интенсивности бокситообразования, данной Б.М. Михайловым по эпохам.

Ранее была указана только одна из возможных причин этого явления — повышенная концентрация солей в осадках прибрежных зон. Однако повышение концентрации солевого состава атмосферных осадков определяется не только влиянием на их состав мирового океана [3, 8], но и вулканическими процессами. Согласно данным, приведенным И.В. Лучицким [5] по материалам различных авторов, общее количество воды, поступившей в атмосферу в результате вулканических извержений в течение геологической истории Земли, составляет $(4,4 - 6) \cdot 10^{17}$ г, в то время как общая масса воды на поверхности Земли составляет $16 \cdot 10^{17}$ г.

В эпохи интенсивного вулканизма возникали связанные с этим процессом гидротермальные алуниты и увеличивалась концентрация химически активных соединений в атмосферных водах, которые затем, воздействуя на алюмосиликатные породы побережий, определяли их активное химическое выветривание и образование бокситов. Этот механизм, по-видимому, обуславливал некоторую синхронизацию боксито- и алунитообразования.

Сопоставление минерального состава. Непосредственно в рудных телах разных месторождений алунитов, хотя и в разных количественных соотношениях, установлено около 40 основных минералов, присутствующих в бокситах.

Все главные минералы бокситов встречаются в тех или иных количествах в месторождениях алунитов, но далеко не все минералы алунитовых месторождений присутствуют в бокситах, т.е. связи здесь не коммутативны.

Причинами этого могут быть сравнительно широкие диапазоны термодинамических условий синтеза бокситовых минералов и сравнительно узкие интервалы температур, давлений и концентраций растворов, необходимых для образования типичных гидротермальных минералов. К последним, таким образом, должны относиться минералы, отсутствующие в бокситоносных корах выветривания.

ЧАСТНЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Г.И. Бушинский [1] в генетической классификации бокситовых месторождений выделяет формацию вторичных кварцитов, месторождения бокситов в связи с которыми не известны, но теоретически возможны. Отнесение каких-либо уже известных месторождений бокситов к гидротермально-метасоматическому или вулканогенному химически осажденному генетическим типам не представляется в достаточной степени обоснованным. Выше упоминалось, что в качестве возможных аналогов экзогенных бокситов может рассматриваться диаспоровая фация вторичных кварцитов как сходная в той или иной степени по минеральному

и химическому составу с бокситами. Это положение рассмотрим на примере месторождения Гряда Каменистая.

Месторождение Гряда Каменистая расположено на правом берегу р. Амур к югу от г. Николаевск-на-Амуре. В районе месторождения распространены верхнемеловые образования больбинской (андезиты, дациты, их туфы, туфо-алевролиты, песчаники, конгломераты) и татаркинской (туфы дацитов и липаритов, грубообломочные вулканогенно-осадочные породы) свит. Они с несогласием перекрыты палеоценовыми дацитами, андезито-дацитами и их лавобречиями.

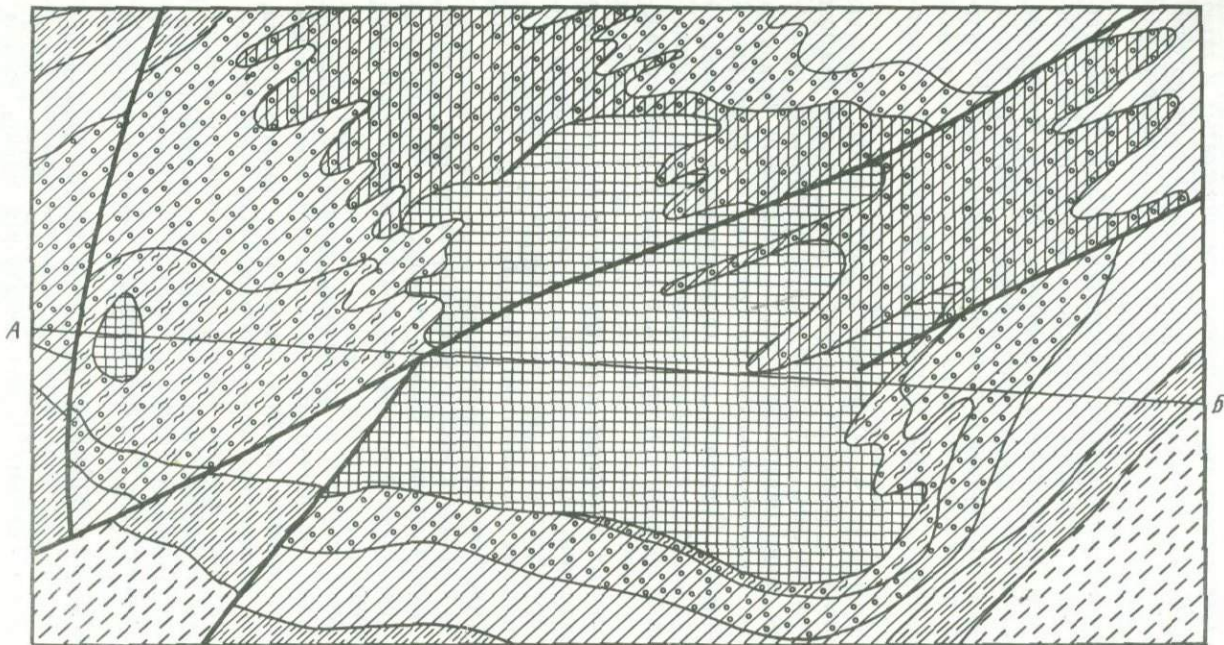
Интрузивно-экструзивный комплекс представлен верхнемеловыми габбро, габбро-диоритами и диоритами, палеоценовыми гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами, липаритами и фельзитами, среднепалеогеновыми габбро-диоритами, долеритами и позднепалеогеновыми пироксеновыми андезитами. В тектоническом отношении район месторождения относится к северо-восточной части Приморского пояса развития мезозойско-кайнозойской складчатости и вулканизма.

Образования больбинской и татаркинской свит слагают крупную антиклинальную складку с размахом крыльев 5 км и углами падения 25–70°. Структурные формы, сложенные мел-палеоценовыми образованиями, перекрыты пологозалегающим чехлом эоценовых базальтов кузнецовской свиты. Гидротермальным преобразованиям подвергались все доэоценовые породы. Основной ряд гидротермальных изменений (фиг. 3): первичные породы, пропилитизированные породы, карбонат-хлоритовые пропилиты, вторичные кварциты. В составе вторичных кварцитов выделяются последовательно сменяющие друг друга снизу вверх по разрезам и в плане от периферии к центру следующие минеральные фации: гидрослюдисто-монтмориллонитовая, серицит-гидрослюдистая, серицитовая, диаспор-серицитовая, диаспор-каолининовая (диккитовая), алунит-диаспор-серицитовая и алунитовая. Последняя представляет алунитовые руды месторождения Гряда Каменистая.

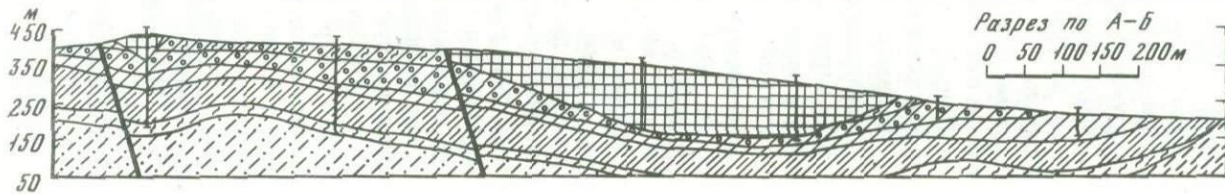
Первичные породы в пределах месторождения представлены дацитами, липарит-дацитами, игнимбритами, фельзит-порфирами. Метасоматиты содержат их реликтовые остатки и обладают соответствующими псевдоморфными структурами.

Пропилитизированные породы и пропилиты сложены в основном хлоритом и карбонатами при подчиненной роли гидромусковита, серицита, монтмориллонита, эпидота, альбита, пьомонтита, цоизита, тулита, пирита, а также слабо измененных минералов первичных пород (плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кварца, вулканического стекла). Хлорит и карбонаты совместно или раздельно псевдоморфно замещают темноцветные минералы, полевые шпаты и вулканическое стекло. Местами отмечаются бескарбонатные хлорит-серицитовые пропилиты.

Гидрослюдисто-монтмориллонитовая фация состоит из монтмориллонита (15–40%), гидрослюд (10–20%), кварца (10–40%), а также незначительных количеств хлорита, барита, андалузита, пирита, рутила, серицита. Реликтовые минералы первичных пород — кварц и циркон.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11



Максимальная мощность гидрослюдисто-монтмориллонитовых пород 114 м. В нижних частях разреза они постепенно замещаются пропилитами.

Серицит-гидрослюдистая фация сложена гидромусковитом (20–50%), серицитом (10–15%), кварцем (10–60%) и второстепенными минералами: монтмориллонитом, баритом, пиритом, рутилом, ярозитом, сферитом (водный основной фосфат алюминия).

Серицитовая фация представлена серицитом (25–60%), кварцем (30–70%), отмечаются гематит, пирит, барит, рутил, андалузит.

Диаспор-серицитовая фация состоит из диаспора (15–20%), серицита (15–60%), кварца (15–70%), в незначительных количествах присутствуют диккит, барит, рутил, пирит и гематит.

Диаспор (кристаллы размером 0,01–2 мм) замещает основную массу и слагает псевдоморфозы совместно или раздельно с серицитом по полевым штатам и линзам стекла (псевдоморфные диаспориты). Серицит также присутствует в виде равномерно рассеянной вкрапленности. Диаспор-серицитовые кварциты образуют чашеподобную залежь размером 1,3 × 1 км мощностью 110 км.

Диаспор-диккитовую фацию слагают породы, состоящие из диаспора (10–30%), диккита (20–50%), кварца (10–70%). Диаспор представлен таблитчатыми и призматическими кристаллами размером 0,01–3 мм, образующими иногда агрегаты, сцементированные гидроокислами железа. Диккит чешуйчатый и таблитчатый (0,001–0,2 мм). Диаспор-диккитовые кварциты обладают характерной для первичных игнимбритов линзовидно-полосчатой и вкрапленной структурой. Псевдоморфозы по линзам и изометричным обломкам стекла размером 1–5 см заполнены зонально диаспором (в центре) с размером кристаллов до 1 см и последовательно обрамляющими его концентрическими оболочками диккита, кварца и гематита. Наблюдаются и обратные соотношения зональности псевдоморфоз (внутри – диккит, внешняя оболочка – диаспоровая). Кроме того, диаспор слагает мономинеральные гнезда (0,5–1 см). Размеры тел 0,45 × 0,3 км, мощность до 37 м.

Алунит-диаспор-серицитовая фация сложена алунитом (5–15%), диаспором (5–20%), серицитом (20–30%), кварцем (до 30%), второстепенные минералы – диккит, гематит, пирит, барит, рутил. Размеры тел: 0,25 × 0,25 и 0,5 × 0,3 км, мощность до 70 м.

Алунитовая фация состоит из алунита (15–60%) и кварца (30–70%). Типичные алунитовые кварциты сложены кварцем и алунитом с примесью гематита (до 15%), пирита (10%), рутила (5%), барита (5%), диккита (8%), серицита (10%), диаспора и андалузита (5%), зуниита (до 1%) и корунда.

←
Фиг. 3. Схема размещения гидротермально-измененных пород алунит-диаспорового месторождения Гряда Каменистая

1–9 – минеральные фации гидротермально-измененных пород: 1 – алунитовая, 2 – алунит-диаспор-серицитовая, 3 – диаспор-диккитовая, 4 – диаспор-серицитовая, 5 – серицитовая, 6 – серицит-гидрослюдистая, 7 – гидрослюдисто-монтмориллонитовая, 8 – карбонат-хлоритовая, 9 – пропилитизированные породы; 10 – тектонические нарушения; 11 – скважины

Химический состав (в вес. %) гидротермально-измененных пород месторож

№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	MgO	CaO
1	64,32	16,30	2,49	2,00	0,67	0,15	1,40	2,70
2	62,31	16,29	3,34	2,13	0,78	0,17	2,57	2,23
3	72,18	14,95	1,70	1,35	0,41	0,08	0,84	0,26
4	71,10	17,64	0,48	0,80	0,67	0,03	0,79	0,14
5	73,28	15,48	0,70	0,56	0,55	0,06	0,16	0,14
6	41,90	38,25	3,80	0,07	0,66	0,00	0,18	0,26
7	74,79	16,30	2,02	0,47	0,46	0,00	0,22	0,17
8	64,99	12,91	1,04	0,81	0,38	0,01	0,17	0,22

1 – туф дацитового состава; 2 – эпидот-хлорит-серицитовая порода; 3 – среднее из 5 анализов – серицит-монтмориллонит-кварцевая порода; 4 – гидрослюдисто-

В пределах полей развития диаспоровой фации встречаются мощные (до 7 м) жилы диаспоритов, сложенные диаспором (85–90%), гидрокислами железа (5–10%), каолинитом-диккитом (5%), кварцем (1–5%), а также многочисленные маломощные (1–2 см) прожилки такого же состава. В алунитовой фации часто встречаются жилы и прожилки практически мономинерального алунита. Общее количество свободного глинозема в форме диаспора в месторождении Гряда Каменная сопоставимо с его количеством в месторождениях бокситов. Валовые содержания глинозема в первичных вулканогенных породах и в развитых по ним глиноземных метасоматитах (см. таблицу) приблизительно одинаковы.

Образование минеральных фаций гидротермально-измененных пород месторождения Гряда Каменная авторы связывают не с изменением химического состава вулканических пород по мере движения фронта термальных вод снизу вверх, а, наоборот, с поступлением их на поверхность по жерловым каналам и последующим воздействием на породы по мере их просачивания сверху вниз (и в стороны от каналов).

Сравнение профилей гидротермально-измененных алюмосиликатных пород и бокситоносных кор выветривания позволяет наметить некоторые элементы сходства. Это общий для них метасоматический характер преобразования алюмосиликатных минералов, выраженный псевдоморфными структурами первичных пород, возникновение сходных комплексов (гидроокиси алюминия и железа, водные сульфаты и водные алюмосиликаты) и некоторое сходство в последовательности размещения минеральных зон.

ВЫВОДЫ

1. Гидротермальное преобразование алюмосиликатных пород и их выветривание осуществляется по принципиально однотипной схеме метасоматического замещения, определяющего во всех случаях формирование псевдоморфных бокситов или алунитов. При гидротермальном процессе

Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	~ H ₂ O ⁺	CO ₂	F	Сумма
2,85	4,44	0,00	0,19	1,85	0,33	0,76	100,45
1,81	4,05	0,02	0,25	2,61	0,11	1,95	100,62
0,29	4,61	0,15	0,08	2,41	0,27	0,91	100,49
0,07	5,33	0,04	0,03	2,73	0,29	0,00	100,14
0,06	4,97	0,03	0,03	2,35	0,22	0,01	99,60
0,04	0,06	0,34	0,10	13,96	0,04	0,19	99,85
0,03	0,04	0,13	0,06	4,80	0,20	0,03	99,72
0,30	3,25	10,52	0,05	4,79	0,04	0,01	99,49

серицит-кварцевая порода; 5 – серицитовый кварцит; 6 – диккитовая порода; 7 – диаспор-диккитовый кварцит; 8 – алунитовый кварцит, среднее из 10 анализов.

образование диаспоритов возможно в условиях дефицита в термальных растворах серы и кремния.

2. Алуниты, как и бокситы, разделяются на остаточные и осадочные. Экзогенные алуниты формируются в сходных с бокситами условиях, но при наличии источников серы (сульфидоносных или гипсоносных толщ) и преимущественно за счет преобразования кислых и средних пород. Это определяет, с одной стороны, некоторую их территориальную разобщенность и, с другой стороны, совместное нахождение в единых глобальных поясах наиболее интенсивного выветривания.

3. Размещение бокситовых и алунитовых поясов контролируется зонами сочленения тектонических структур первого порядка – континентов и океанов, с которыми связаны глобальные вулканические пояса.

4. Намечаются не только территориальное совпадение поясов боксито- и алунитообразования, но и синхронизация интенсивностей этих процессов во времени.

5. Месторождения бокситов и алунитов являются индикаторами прибрежных зон континентов и побережий крупных внутриконтинентальных морских бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бенеславский С.И. Минералогия бокситов. М.: Недра, 1974.
2. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975.
3. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.
4. Кашкай М.А. Алуниты, их генезис и использование. М.: Недра, 1970, т. 1.
5. Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971, т. 1.
6. Михайлов Б.М., Рундквист Д.В., Броневова В.А. и др. О принципах прогнозирования месторождений бокситов. – Разв. и охрана недр, 1971, № 6.
7. Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1968.
8. Перельман А.И., Батулин С.Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
9. Соловьев В.А. Тектоника континентов. Хабаровск, 1975.

Б.Н. ЛУЗГИН

**БОКСИТООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АРГИЛЛИЗАЦИИ**

Одно из наиболее характерных явлений латеритного выветривания — образование высокоглиноземистых аллитовых и бокситовых пород. Вероятно, геосинклинальное бокситообразование в принципе, по ведущему процессу преобразования исходного материала, стоит достаточно близко к процессу формирования платформенных бокситов. Нередко благоприятным субстратом, где происходит локализация и "дозревание" бокситов, является карбонатное ложе. В частности, для ассоциаций геосинклинальных бокситов рифогенные и слоистые известняки настолько характерны, что находки в пределах их развития свалов бокситовых пород и шлихового диаспора почти приравняются к рудопроявлениям аллит-бокситов. Вместе с тем различного рода бокситовидные диаспориты известны и среди вулканогенных толщ с признаками гидротермальных преобразований.

Анализ материалов, полученных за последние годы по карбонатным массивам некоторых районов западной части Алтае-Саянской складчатой области, привел автора к выводам о заметном развитии здесь аллитовых образований и проявлений диаспора гидротермального генезиса.

В северной части Горного Алтая и Южном Присалаирье известен ряд шлиховых ореолов и проявлений диаспора, приуроченных к существенно карбонатным толщам девонского, кембрийского и протерозойского возраста, т.е. тех периодов, когда карбонатообразование в этих районах было наиболее интенсивным. На северо-востоке Горного Алтая, на переходе юго-восточного склона Бийского антиклинория в Уйменско-Лебедский прогиб, расположено Каяшканское проявление аллитов в нижнекембрийской карбонатной толще. Все эти данные, дополненные постулируемыми связями структур Салаира и Горного Алтая и подкрепленные предполагаемыми палеогеографическими особенностями соответствующих периодов, привели к мнению о перспективности этих территорий на геосинклинальные бокситы указанных трех периодов.

Однако, как показали наши исследования, это далеко не бесспорно. Зараженность диаспором девонских карбонатных толщ в районе Сарасинских мышьяково-ртутных месторождений объясняется не разрушением в эти периоды зрелых кор выветривания, а явлениями аргиллизации, сопутствующими телетермальному оруденению. В частности, это доказывается наличием диаспоровой минерализации в разновозрастных (от венда до девона) карбонатных толщах вдоль зон трещиноватости с признаками гидротермальных изменений и парагенетической ассоциацией глиноземистых минералов с киноварно-рудными телами [10]. Такие же мотивы нами предполагаются для объяснения аналогичных проявлений диаспора в девоне Сибирячихийской синклинали на северо-западе Ануйско-Чуйского прогиба, где участки его развития также отчетливо тяготеют к низкотемпературным рудопроявлениям ртути в карбонатной среде.

Исключительный интерес в отношении вероятных связей аргиллизации с бокситообразованием представляет Каяшканское проявление аллитов. Здесь в карбонатных нижнекембрийских толщах близпараллельно их простираению проходит зона разломов, частью фиксируемая в виде линейно вытянутых зон трещиноватости. К ним приурочены преимущественно мелкожилые проявления существенно диаспоровых аллитов, близких морфологически и по вещественному составу к бокситам низов подбокситовых брекчий [8]. Важнейшими доводами в пользу гидротермального происхождения последних являются: нахождение в дизъюнктивно-трещинных зонах; преобладание в образованиях "бокситовых брекчий" линейно-трещинных текстур; симметричная зональность структур и вещественного состава бокситового материала с периферийным положением зеленоцветных аллитов и внутренним — красноцветных аллитов, сходных с бокситами, чему соответствуют более интенсивное осветление (до мраморизации) известняков центральной части зон, а также частные отклонения минерального состава от типичных бокситов (повышенные содержания пиррофиллита, докита, рипидолита).

Другая особенность Каяшканского рудопроявления — наличие бокситоподобных образований с реликтовой порфиритовой структурой [9], обнаруженных в элювиально-делювиальных "развалах", местами вскрытых выработками. По комплексу признаков они отнесены к маломощным дайковым образованиям среднего-основного состава, приуроченным исключительно к дизъюнктивно-трещинным зонам интенсивной аргиллизитовой проработки.

Эти данные позволяют, на наш взгляд, достаточно уверенно предполагать, что на Каяшканском рудопроявлении аллиты имеют гидротермальный генезис, по существу они конвергентны типичным бокситам. В связи с этим возникает вопрос о причинах подобного явления, т.е. о вероятной конвергентности процессов латеритизации и низкотемпературной аргиллизации.

Н.И. Наковник [13] обращал внимание на широко дискутировавшиеся в американской литературе представления о гидротермальной природе глинистых образований, ранее считавшихся экзогенными. Не установлены достаточно обоснованные критерии разграничения гипогенных и гипергенных глин. Нет единого мнения и о происхождении красноцветов. В отдельных случаях, несмотря на существенное содержание свободного глинозема, их считают не типичными латеритами, а озерно-болотными отложениями с привносом вещества за счет гидротерм [5] или относят их к типично гидротермальным продуктам [16]. Следует также отметить попытки выделения "фумарольно-сульфатарной коры выветривания" [6,7], которая рассматривается или как фация коры химического выветривания, или как результат близповерхностного гидротермального изменения. Вероятнее всего, ее образование связано с одновременным действием обоих процессов, но с преобладанием последнего. По мнению И.В. Дербинова [4], интенсивное фумарольно-сульфатарное сернокислотное выветривание на Урале и Салаире привело к образованию геосинклинальных бокситов.

Представления о гидротермальных системах как образованиях обяза-

тельно ювенильных, магматогенных претерпели значительную эволюцию. Доказывается существование метаморфогенных гидротерм. Приводятся обоснования участия в образовании телетермальных месторождений вадозных вод. Вероятно, не лишено смысла сравнение грунтовых вод субтропиков и тропических областей, т.е. районов активного развития латеритизации, с низкотемпературными гидротермами.

Действительно, по основным параметрам они вполне сопоставимы. Температура гидротерм нередко ниже 100°C , а источники, расположенные на периферии геотермальных районов, например Узон-Семячинский на Камчатке, имеют температуру ниже 50°C . Граница минимальных температур гидротермальных растворов довольно условна. Температура в современных корях выветривания, как указывает Б.М. Михайлов [11], колеблется от -5 до $+30^{\circ}\text{C}$, а возможно, и выше (до $+70^{\circ}\text{C}$). Поэтому для грунтовых вод областей латеритизации мы вправе допустить существование температур до верхнего из указанных пределов, что определено вытекает из установленного положения о том, что температуры твердого скелета пористого пласта и нагнетаемой в пласт жидкости выравниваются практически мгновенно [15]. Вероятно, существует еще более высокая температура грунтовых вод, отвечающая температуре верхних слоев почв. Сведения об этом параметре получены Ж. Педро [14] экспериментальным путем. Высокоглиноземные минералы при 20°C не образовывались, однако были получены при тех же прочих условиях, но при температуре $60-70^{\circ}\text{C}$.

Для низкотемпературных аргиллизующих гидротермальных растворов и грунтовых вод латеритных областей сопоставимы условия щелочности-кислотности. По С.И. Набоко [12], аргиллизация протекает не под воздействием кислых растворов с преобладанием галоидных кислот, как предполагал Т.С. Лаверинг, а под влиянием слабокислых и близких к нейтральным гидротерм. Наличие в растворах галоидных кислот, наоборот, способствует переходу и долгому сохранению в растворе алюминия, что приводит к его миграции из поля сольфатарного процесса. Образование ведущего минерала зон аргиллизации — каолинита, как показывают также термодинамические расчеты Н.Т. Соколовой и И.Л. Ходаковского [17], в гидротермальных растворах с незначительной активностью K^+ происходит преимущественно в кислых и слабокислых растворах с величинами рН не выше: при 25°C — 8,0, при 150°C — 6,5, при 300°C — 5,4.

Образование высокоглиноземистых минералов глин при десицикации достигается при рН больше 4, но меньше 10 [18]. В частности, гиббсит в опытах Ж. Педро, воспроизводивших условия латеритизации, возникал при рН в интервале 4,5–8,0. Таким образом, при аргиллизации и латеритизации условия кислотности-щелочности достаточно близки, если не тождественны. Несомненно, имеется значительная общность в протекании этих процессов как по условиям давления, так и по восстановительному потенциалу, особенно в случае субповерхностного проявления аргиллизации.

Не следует предполагать полную аналогию между составом грунтовых вод и низкотемпературных гидротерм, но сходство их несомненно.

Для латеритизации, согласно экспериментальным данным Ж. Педро [14], важное значение имеет содержание CO_2 , ускоряющее этот процесс. В.Т. Аллен [1] при рассмотрении происхождения диаспоровых узелковых глин Миссури указывал, что первичные структуры некоторых глин достаточно проницаемы для грунтовых вод и что при наличии в последних угольной кислоты или щелочных карбонатов они будут выносить кремнезем из глинистых минералов. Более того, он пришел к весьма интересному заключению, что "... для изменения глин нет необходимости в их поверхностном залегании. Пока существует равновесие между привносом водами угольной кислоты и выносом растворенных и диспергированных веществ, приводящим к концентрации глинозема и росту пористости, будут образовываться бокситы или диаспоровые глины" [1, с. 110].

В этом отношении гидротермальные растворы также достаточно сходны с грунтовыми водами. Г.Т. Волостных [3], со ссылками на исследования С.И. Набоко, В.А. Соколова, И. Ивасаки и др., приводит данные о содержании в фумарольных газах SO_2 , HF, HCl, H_2 , CO_2 , H_2S . Так, при температуре выше 400°C газы (без учета паров воды, составляющих более 95% их массы) содержат в среднем около 50% CO_2 , при $100-400^\circ\text{C}$ — до 77%, а при температуре ниже 100°C — до 95% CO_2 . В последнем случае в газах в среднем присутствует также 0,1% H_2 , 0,5% HCl и 3% H_2S . Таким образом, наиболее низкотемпературные гидротермальные растворы также относительно насыщены углекислым газом.

Важен вопрос об объемах вод, участвующих в бокситообразовании. По мнению Г.И. Бушинского [2], лишь благодаря процессам промывного гидролиза в обстановке массового притока теплой дождевой воды с выносом ею растворенных продуктов реакций в условиях жаркого климата образуются латеритные бокситы и другие породы и руды коры выветривания. Естественно, что приток большого объема нагретых вод составляет и неперемное условие существования гидротерм, саму суть гидротермального процесса.

Полной аналогии между низкотемпературной гидротермальной аргиллизацией и латеритным выветриванием, безусловно, нет, но указанная общность этих процессов должна учитываться. С этих позиций можно рассматривать аргиллизацию как своеобразное экспрессное проявление химического выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллен В.Т. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях. — В кн.: Происхождение бокситов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
2. Бушинский Г.И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.
3. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972.
4. Дербиков И.В. Некоторые данные к проблеме геосинклинальных бокситов в вулканогенных толщах палеозоя Урало-Саянской области. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1.
5. Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ, М.: Наука, 1972.
6. Калугин А.С., Груздева-Пешкова А.В., Гузман А.Г. и др. Сингенетические желез-

- ные и марганцевые руды вулканогенных формаций среднего палеозоя Алтая. В кн.: Осадочные формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1964, т. 2.
7. *Калугин И.А.* Отложения соединений железа на вулканах Курильских островов. Геол. и геофиз., 1967, № 4.
 8. *Лузгин Б.Н.* Новый тип бокситопроявлений эвгеосинклинальных областей (на примере Алтае-Саянской области). — В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей: Рудные формации. (Тез. докл. VIII Всесоюз. металлоген. совещ.). Свердловск, 1976.
 9. *Лузгин Б.Н.* Околорудная аргиллизация известняковых толщ. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. (Тез. докл. на IV Всесоюз. конф.). Л., 1976.
 10. *Лузгин Б.Н., Шепеленко Л.И.* Аргиллизация рудовмещающих известняков в ртутных месторождениях Сарасинской зоны. — Сов. геология, 1976, № 3.
 11. *Михайлов Б.М.* Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
 12. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 13. *Наковник Н.И.* О новом типе околорудных изменений. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, вып. 6, ч. 86.
 14. *Педро Ж.* Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
 15. *Пилюн Г.О., Пэк А.А.* Оценка глубины источника гидротермальных растворов по тепловому балансу гидротермального потока. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
 16. *Разумова В.Н.* Гидротермально измененные вулканы среднего эоцена как материнские породы батумских красnozемов и глинистых пород молассовых отложений Гурийского прогиба. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
 17. *Соколова Н.Т., Ходаковский И.Л.* О подвижности алюминия в гидротермальных системах. — Геохимия, 1977, № 6.
 18. *Keller W.D.* The origin of high-alumina clay minerals. — Intern. Ser. Monogr. Earth Sci., 1964, 19, p. 129–151.

УДК 551.331.23:552.321.1

Г.П. ВАСЯНОВ, Б.Ф. ГОРБАЧЕВ, Н.Ф. ВДОВИЧЕНКО

ПНЕВМАТОЛИТОВОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ КАК ФАКТОР, КОНТРОЛИРУЮЩИЙ ФОРМИРОВАНИЕ ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННЫХ КАОЛИНОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Большинство крупных месторождений каолинов приурочено к мощным корам выветривания гранитоидов, содержащих по сравнению с другими изверженными породами минимальное количество красящих окислов и соответственно темноцветных минералов [2]. При этом каждой разновидности гранитоидов соответствует определенный профиль выветривания. Специфика эта может заключаться в закономерном изменении мощности и (или) в своеобразии проявления минералого-геохимической зональности, включая поведение красящих окислов (Fe_2O_3 , TiO_2).

Носителями железа и титана в исходных гранитоидах являются в основном железисто-магнезиальные силикаты, а также акцессорные

минералы [7]. В процессе выветривания железо удаляется лишь частично, титан еще менее подвижен. Степень удаления красящих окислов при выветривании гранитоидов, а следовательно, и белизна каолинов определяются первичным соотношением относительно устойчивых и мобильных форм железа и титана. С известной долей осторожности, сопоставляя лишь конечные продукты выветривания, близкие по возрасту и относящиеся к одной каолиноносной провинции, можно полагать, что чем меньше железа и титана содержится в исходных гранитоидах, тем более вероятно появление при их выветривании каолинов с минимальным содержанием красящих окислов и высокой белизной [1]. От этой общей зависимости возможны отклонения, обусловленные главным образом особенностями распределения красящих окислов в исходных породах. Необходимо отметить, что существенное искажение отмеченной выше зависимости может быть вызвано наложенным ожелезнением, которое нередко наблюдается в каолинах в непосредственной близости от кровли, а также прослеживается на глубину вдоль трещин и кварцевых жил.

В качестве исходных пород для формирования белочетных каолинов благоприятны лейкократовые гранитоиды гипабиссальной фации глубинности. Гипабиссальные тела гранитоидов лейкократового облика носят черты истинных тел внедрения, проходивших стадию расплава (наличие зоны закалки, минимальная дисперсия содержания порообразующих окислов). Максимальной степени осветления гранитоиды гипабиссальной зоны достигают под воздействием постмагматической пневматолито-метасоматической проработки. Как отмечает Д.С. Коржинский [3], в условиях глубинных гранито-гнейсовых комплексов постмагматические изменения охватывали мощные зоны гранитов и прилегающих гнейсов в сводовых частях гранитных массивов, превращая их в мусковитовые и двуслюдяные граниты и гнейсы. Собственно грейзены образуют отдельные зоны, штокверки и прожилки среди гораздо более распространенных грейзенизированных гранитов. Пневматолитовая проработка осуществляется или непосредственно вслед за первичной кристаллизацией расплава, или в более позднее время, в связи с этапами тектоно-магматической активизации.

Анализ приведенных в литературе химико-аналитических данных свидетельствует о том, что минимальное количество красящих окислов наблюдается в грейзенизированных гранитах, содержащих изолированные тела собственно грейзенов. Для гипабиссальных лейкократовых гранитов и в еще большей степени для грейзенизированных разностей характерны повышенное содержание кремнезема и окиси калия и низкое — Fe_2O_3 и TiO_2 . В собственно грейзенах присутствует большее количество окислов железа, и они, вероятно, в какой-то степени являются аккумуляторами железа, мобилизованного из окружающих грейзенизированных гранитов (табл. 1).

Можно привести целый ряд примеров известных месторождений элювиальных каолинов, материнские породы которых испытали грейзенизацию. Так, лейкократовые флюоритсодержащие и литионитовые граниты массива Сент-Остелл (Корнуэлл, Англия) [10] образовались в результате

Т а б л и ц а 1

Сравнительный химический состав грейзенов и вмещающих их грейзенизированных гранитов (в вес. %)

Компоненты	Грейзены* (11 ан.)	Грейзенизированные граниты (39 ан.)	Щелочноземельный гранит (по Дэли)
SiO ₂	76,95	75,18	69,21
TiO ₂	0,17	0,19	0,41
Fe ₂ O ₃	1,38	0,57	1,98
FeO	1,98	1,13	1,67
K ₂ O	3,08	3,93	4,23
Na ₂ O	0,16	3,09	3,48
H ₂ O	0,57	1,45	0,85

* Рассчитано нами из химико-аналитических данных, приведенных Н.И. Наковником [4].

широко проявленных процессов грейзенизации. Это послужило основанием для ошибочного отнесения залегающих в них залежей каолинов к пневматолитово-гидротермальному генетическому типу. Между тем присутствие турмалина, топаза, флюорита не может служить доказательством гидротермальной каолинизации, поскольку все эти минералы присутствуют как в каолинах, так и в неизмененных гранитах [6, 7, 11]. Вопрос о происхождении каолинов Корнуэлла был решен со всей определенностью благодаря изучению соотношения стабильных изотопов кислорода в конституционной воде каолинита, выделенного из корнуэлльского каолина. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ в каолините 17,9–20,4‰, что исключает гидротермальное происхождение каолинита и свидетельствует о его формировании в условиях выветривания при температуре 20°C или несколько ниже [15].

Месторождения высококачественных каолинов в Карловарском округе ЧССР возникли вследствие выветривания автотаморфизованных лейкократовых гранитов, в которых отмечаются такие минералы, как циннвальдит, турмалин, топаз [13]. Образованные по грейзенизированным гранитам каолины (месторождения Седлец, Подлесье, Богемия и др.) характеризуются высокой белизной. Слюдистые литийсодержащие минералы исходных пород являются для каолинов источником примеси лития, который улучшает их керамические свойства [14]. Среди отечественных месторождений каолинов, образованных при выветривании постмагматических измененных гранитоидов, можно назвать Алексееское в Северном Казахстане. Постмагматическое изменение исходных плагиогранитов этого месторождения выразилось в интенсивном проявлении серицитизации и альбитизации [5]. Каолины Алексееского месторождения характеризуются довольно низким содержанием Fe₂O₃ (в среднем 0,51%).

Для Беляевского месторождения на Украине (Запорожская обл.) материнскими породами служат грейзенизированные и неизмененные розо-

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) исходных гранитоидов на площади Беляевского месторождения каолинов

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
Гранит белый грейзенизи- рованный, круп- нозернистый (скв. 331, гл. 50,0 м)	78,55	0,01	13,24	0,12	0,05	1,54	3,48	3,16	0,09
Гранит белый грейзенизи- рованный, сред- незернистый (скв. 501, гл. 40,0 м)	76,26	0,03	14,42	0,52	0,07	1,08	3,29	4,48	0,20
Гранит розовый биотитовый (скв. 444, гл. 27,0 м)	72,50	0,17	15,89	0,80	0,22	1,79	5,27	3,65	0,15

вые биотитовые граниты Мокромосковского массива. Грейзенизация вызвана приконтактовым воздействием пневматолитовых дериватов Янцевского гранитного батолита, вскрывающегося несколько южнее, в центральной части Вольнянской антиклинали. В белых грейзенизированных гранитах прослежены процессы окварцевания, мусковитизации, альбитизации и выделения таких типичных грейзеновых минералов, как флюорит и топаз. О пневматолитовой природе белых гранитов свидетельствует свойственное им повышенное содержание и ряда других элементов. Типичные грейзены в керне буровых скважин пока не обнаружены. Химический состав грейзенизированных гранитов по сравнению с розовым гранитом (табл. 2) отличается повышенным содержанием кварца, концентрацией K₂O по отношению к Na₂O, существенным уменьшением Fe₂O₃, MgO и CaO при весьма малом количестве TiO₂. Такое же низкое содержание TiO₂ характерно для грейзенизированных гранитов, послуживших исходным субстратом для формирования карлововарских и корнуэльских каолинов (табл. 3).

В профиле коры выветривания в зависимости от степени каолинизации гранитоидов отчетливо выделяются три зоны (снизу вверх): 1) начальной каолинизации, 2) частичной каолинизации, 3) полной каолинизации.

Зона начальной каолинизации представлена слабо измененными продуктами выветривания. Породообразующие компоненты в основном — минералы материнских пород с небольшой примесью гипергенного каолинита за счет частичной каолинизации плагиоклаза и биотита. Мощность зоны 1,0—7,0 м.

Т а б л и ц а 3

Химический состав (в вес. %) обогащенных каолинов и исходных пород

Месторождение	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO
	Исходная порода				
Корнуэлл, Англия	72,5	15,2	0,09		0,65
Седлец, ЧССР	75,99	13,82	0,03	0,85	0,63
Беляевское, СССР	72,50–81,53	10,23–15,89	0,01–0,33	0,12	1,20
	Каолин обогащенный				
Корнуэлл, Англия	46,75	37,99	0,08	0,49	0,10
Седлец, ЧССР	46,32	37,53	0,25		0,60
Беляевское, СССР	48,17	37,06	0,18		0,58

Зона частичной каолинизации сложена продуктами избирательной каолинизации исходных минералов. Породообразующие компоненты: реликтовые минералы — кварц, калиевый полевой шпат, мусковит (серицит) и гипергенные минералы группы каолинита (каолинит, галлузит), образовавшиеся за счет полной каолинизации плагиоклаза, биотита и прочих малоустойчивых минералов. Мощность зоны 1,3–23,0, в среднем 6,31 м. По минеральному составу породы этой зоны при низком содержании красящих окислов относятся к щелочным каолинам и рассматриваются на месторождении как полезное ископаемое.

В зоне полной каолинизации породообразующие минералы материнских пород, за исключением кварца, превращены в каолинит (50–70%), и лишь в нижней части зоны в подчиненном количестве присутствуют реликтовые минералы — мусковит и калиевый полевой шпат. К этой зоне приурочены основные разведанные запасы нормальных каолинов месторождения. Мощность зоны полной каолинизации 0 — 54,3, в среднем 9,99 м. Верхняя часть зоны обогащена Fe₂O₃, TiO₂, CaCO₃, что в ряде случаев не позволяет относить каолины инфильтрационного горизонта к кондиционному сырью. Мощность этого горизонта 1,5–2,0, как правило, 0,1–1,0 м.

Следовательно, грейзенизированные разности гранитоидов, образованные в результате постмагматических пневматолитовых процессов, могут служить благоприятным субстратом для формирования белоцветных каолинов при выветривании.

Поскольку процессы пневматолитовой проработки гранитоидов

некоторых месторождений Европы и СССР

CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Характеристика пробы	
		Исходная порода				
0,30	1,3	3,38	4,16	—	Литионитовый гранит [9]	
0,28	0,62	2,17	4,88	0,70	Автометаморфический гранит [12]	
0,04—0,33	0,80—1,77	2,71—5,27	2,54—4,75	0,09—0,34	Грейзенизированный гранит	
		Каолин обогащенный				
0,13	0,14	0,08	1,28	12,77	Обогащенный каолин [9]	
0,55	1,40	0,03	0,30	13,47	Промышленный продукт [12]	
0,26	0,50	0,06	0,51	12,60	Среднее по 274 объединенным пробам (обогащенный каолин)	

контролируются тектоно-магматическими факторами (контактные зоны интрузии, апикальные части гранитных массивов и др.), последние должны приниматься во внимание при прогнозировании и поисках залежей высококачественных каолинов в корях выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Васянов Г.П., Горбачев Б.Ф.* Оценка качества элювиальных каолинов в связи с особенностями состава и строения исходных пород. Обзор. Серия: геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1973.
2. *Горбачев Б.Ф., Гузовский Л.А., Ферштатер Г.Б.* Некоторые общие закономерности формирования "гранитных" каолинов на Южном Урале. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13.
3. *Коржинский Д.С.* Очерки метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
4. *Наковник Н.И.* Грейзены. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
5. *Наумов А.И.* Особенности геологического строения Алексеевского месторождения каолинов. — В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
6. *Петров В.П.* Основы учения о древних корях выветривания. М.: Наука, 1967.
7. *Петров В.П.* Условия образования каолинов и их свойства. — В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
8. *Чухров Ф.В.* III международный симпозиум по генезису и возрасту месторождений каолинитовых глин (сентябрь 1974). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3.

9. *Bristow C.M.* Kaolin deposits of the United Kingdom of Great Britain and Northern Ireland. — In: Intern. Geol. Congr. Kaolin Deposits of the World. A. Europe. Prague, 1969.
10. *Exly C.S.* Observation on the formation of kaolinite in the St. Austell granite, Cornwall. — Clay Minerals, 1976, N 1.
11. *Konta J.* Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe. — In: Intern. Geol. Congr. Kaolin Deposits of the World. A. Europe. Prague, 1969.
12. *Kuzvart M.* Kaolin Deposits of Czechoslovakia. — In: Intern. Geol., Congr. Kaolin Deposits of the World. A. Europe. Prague, 1969.
13. *Neuzil J., Konta J.* Petrology and geochemistry of the Karlovy Vary granite, the parent of the Sedlec kaolin. — Acta Univ. carol., Geol., 1965, Suppl. 2.
14. *Roy S.B., Chokrevorty S.K.* Lithium in ceramics: a review. — Indian Ceram. Soc., 1970, 29, N 5.
15. *Sheppard S.M.* The Cornubian batholith, SW England: D/H and $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals. — J. Geol. Soc., 1977, 133, N 6.

УДК 553.22:553.068.3

Р.А. ЦЫКИН

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И РУДЫ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

При характеристике метасоматоза неоднократно указывалось, что он имеет место как в эндогенных, так и в гипергенных условиях. Кора выветривания еще в 40-х годах рассматривалась как метасоматическое образование вследствие наличия в ней псевдоморфной структуры [8]. В последующем эта трактовка развития не получила, и к ней вернулись лишь спустя более четверти века. В настоящее время представление о метасоматической природе коры выветривания получило в СССР почти всеобщее признание. Так, Е.В. Шанцер [35] рассматривал кору выветривания как своеобразный автометасоматит, В.А. Теняков [32] — как продукт протонного метасоматоза, Г.И. Бушинский [3] — как гидрометасоматит. В.А. Бронева [1] охарактеризовал метасоматизм в зоне гипергенеза и латеритные коры выветривания отнес к типу автокомпенсированных метасоматитов.

Теоретическое обоснование механизмов метасоматоза дано Г.Л. Поспеловым [24], который в общих чертах раскрыл причины элювиального оглинения. Парадоксальность метасоматоза в отношении коры выветривания, по его мнению, выражается в наблюдаемых для разных участков одной площади явлениях избирательности замещения или всезамещаемости минералов субстрата, вещественно-структурной унаследованности или независимости, в наличии то резких, то расплывчатых границ, зонального или азонального строения, возможностей сохранения и изменения объема, плотности, пористости продукта по сравнению с эдуктом.

Экспериментальные исследования химического выветривания подтвердили инконгруэнтное растворение алюмосиликатного субстрата [7, 11, 13]. В то же время при повышении температуры до 70°C, подкислении растворов минеральными и органическими кислотами наблюдалось также конгруэнтное растворение. Эти данные позволяют по-разному оценивать

значение синтеза в минералообразовании коры выветривания. Одни исследователи [13] рассматривают образование глинистых минералов как синтез новой фазы из растворов, другие же (в том числе и автор) — как результат реакции твердой фазы с раствором [7].

В последние годы сделаны попытки рассчитать эффекты химического выветривания методами термодинамики для стандартных условий [1, 7, 27]. В известной степени совпадают результаты, полученные В.А. Броневым и С.А. Кашиком с соавторами. Термодинамически выгодным оказывается непосредственное образование гиббсита по эдукту, а за счет гиббсита и частично минералов эдукта возникает каолинит, по которому развивается монтмориллонит. Действительно, образование небольших количеств гиббсита за счет плагиоклазов, хлоритов и амфиболов наблюдалось многими исследователями не только в условиях тропиков и субтропиков, но и в умеренной климатической зоне (например, в сиенитах Карелии, в агломератах Абаканского железорудного месторождения Западного Саяна). Однако зона бокситового латерита развивается по эдукту лишь в определенных фациальных условиях и при существенном привносе алюминия [1, 16, 17]. Чаще всего зональность латеритной коры выветривания имеет обратный порядок, что, вероятно, связано с отношением Al/Si в инфильтрующих растворах [2] и с более низкими значениями pH по сравнению с расчетными за счет поступающей из почв углекислоты [36].

В результате экспериментальных работ обнаружено образование на поверхности зерен минералов аморфного остаточного слоя [14], который сильно тормозит дальнейшее разрушение зерен. В природных условиях это явление, видимо, не играет ограничивающей роли в связи с циклическим изменением режима влажности, температуры, наличием поверхностно-активных веществ, механической очисткой зерен за счет кристаллизационного давления. Многократно повторяющиеся изменения параметров среды выветривания дают такой же эффект, что и ультразвуковая обработка минералов в электродиализаторе [11].

Зональность коры выветривания иногда рассматривается как следствие наличия равновесной системы, в которой новообразованные фазы приспособляются к закономерно изменяющемуся составу фильтрующегося раствора [1]. Правомерно также трактовать зональность как результат неравновесности условий гипергенного метасоматоза [7]. Продукты выветривания, по данным Б.М. Михайлова [17], С.Л. Шварцева [36] и других исследователей, чутко реагируют на изменение средней температуры, режима фильтрации и состава растворов, вследствие чего неизбежным является преобразование верхних частей коры выветривания. Следовательно, зональность коры выветривания связана с наложением процессов гипергенеза разной геохимической направленности [4, 25].

Относительно генезиса кор выветривания существуют различные точки зрения. Так, В.П. Петров [21] считает эти образования геологическим аналогом почв, а В.Н. Разумова [26] относит большинство их типов к гидротермальным и лишь отчасти к вадозным глинистым метасоматитам. Условия залегания, по крайней мере позднемезозойских и кайнозойских кор выветривания древних платформ и областей завершенной складчатости,

однозначно свидетельствуют о гипергенном их просхождении. В то же время признание метасоматического характера элювиальных профилей позволяет шире подходить к объяснению обстановок их формирования. Поэтому критику В.П. Петрова [21] в адрес тех исследователей, которые допускали возможность формирования закрытых кор выветривания иначе, чем почвенный профиль, следует считать односторонней.

Большая часть глинистых метасоматитов зоны гипергенеза развивалась в зоне аэрации и верхней части зоны насыщения горизонта грунтовых вод, где относительно большие скорости потока. В то же время существуют коры выветривания, формировавшиеся не только ниже уровня грунтовых вод, но в ряде случаев и ниже местного или регионального базисов эрозии, например, низменные коры выветривания Либерийского щита [16], линейные и контактовые коры выветривания складчатых областей, прослеживающиеся на глубину более 200 м от поверхности, и некоторые коры выветривания складчатого фундамента, развитые под чехлом рыхлых отложений дочетвертичного возраста. Последний случай, очевидно, наиболее спорный. Предполагать наложенный характер коры выветривания можно при отсутствии продуктов ее перетолжения в основании указанного чехла или при наличии признаков преобразования обломочного материала *in situ*. Так, на южной периферии Западно-Сибирской плиты, где фундамент погружен на глубину не более 300 м и, следовательно, не выведен за пределы зоны гипергенеза, выделяются много генераций кор выветривания, перекрытых осадками разного возраста [23]. Часть из них, видимо, представляют собой наложенные образования. Аналогичная картина наблюдается в Якутии на Яно-Омолойском междуречье [30].

Форма тел коры выветривания в известной мере отражает условия их формирования. При плоскостном замещении коренных пород, идущем от дневной поверхности книзу, возникают покровные (плащеобразные) тела. Верхней их границей служит земная поверхность, а нижняя имеет, как правило, сложную пилообразную форму. Такие коры выветривания иногда называют нестратифицированными [23]. Эти тела правомерно рассматривать как стратиграфические горизонты, так как они моложе пород субстрата и древнее кроющихся отложений, образование которых связано с оптимальными условиями гипергенеза в обстановке выравнивания рельефа, которое совершается при их участии.

Стратиформные образования представляют собой пласто- или линзо-подобные тела с четкими или расплывчатыми границами, связанные с зонами проницаемости вдоль поверхности структурного несогласия. По возрасту они не древнее кроющихся отложений и моложе погребенного рельефа, на который они наложены.

Линейные тела зон разломов имеют клинообразную, сужающуюся книзу форму, залегают среди почти неизменных коренных пород и отчетливо срезаются земной поверхностью или поверхностью структурного несогласия. Формирование таких тел связано с инфильтрацией растворов по зонам разломов. Метасоматиты клинообразных тел нередко имеют зональность, ориентированную параллельно контактам.

Тела глинистых метасоматитов, расположенные на наклонных дизъюнктивных и пликтивных контактах алюмосиликатных и карбо-

натных толщ, несут определенные признаки биметасоматоза. Автором [34] было отмечено, что они преимущественно развиваются при определенной контрастности составов контактирующих толщ, например на контактах ультраосновных и основных изверженных пород с известняками либо глинистых сланцев, филлитов — с доломитами и магнезитами. Реже наблюдается образование подобных тел на контактах известняков с алевролитами, глинистыми сланцами и филлитами. При нисходящей инфильтрации или субгоризонтальной циркуляции растворов (для которых зона контакта может быть как проводником, так и экраном) происходит обмен подвижными компонентами — катионами щелочных и щелочно-земельных элементов, кислотными радикалами, вследствие чего усиливается неравновесность раствора с породами. Со стороны силикатных пород происходит инконгруэнтное растворение и формирование гипергенных минералов, а со стороны карбонатных — конгруэнтное растворение с образованием полостей. В ряде случаев наряду с растворением наблюдается замещение карбонатных пород кремнистыми, глинистыми, фосфатными минералами, компоненты которых заимствуются из соседней толщи. При образовании свободного пространства со стороны карбонатных пород происходит разрыхление метасоматитов и их переотложение в образующиеся полости. Так как новообразований обычно оказывается недостаточно для заполнения полостей, то могут возникнуть просадочные явления и возможно накопление надконтактной толщи осадочных пород. Соответственно контактовые тела часто оказываются погребенными, причем надконтактная толща синхронна с ними.

По форме контактовые тела имеют черты сходства с линейными, но отличаются большей шириной, извилистостью контуров в плане и разрезе. По простирацию контакта они прослеживаются чаще всего прерывистой цепью, протягивающейся иногда на 100–250 км в соответствии с тектонической структурой региона.

Покровные, стратиформные, линейные и контактовые образования коры выветривания развиваются взаимосвязанно на протяжении единых эпох континентального выветривания, так как основные условия для их образования сходны. Это прежде всего среднегодовые температуры, количество атмосферных осадков и равномерность их поступления, интенсивность тектонических движений, определяющих соотношение скорости денудации и накопления глинистого элювия. Последний фактор, по-видимому, определяет известную самостоятельность стратиформных, линейных и контактовых тел глинистых метасоматитов, лучше защищенных от денудации.

Кремниевый метасоматоз в зоне гипергенеза проявлен достаточно широко, что определяется относительно высокой растворимостью кремния в природных водах. В среднем составе речной воды содержится 13 мг/л SiO_2 , в грунтовых водах глинистых сланцев — около 25 мг/л, а в гранитоидах — около 50 мг/л [12]. В отдельных ландшафтных зонах (тундры, степи и пустыни) содержание SiO_2 в грунтовых водах возрастает до 60–120 мг/л. Формы нахождения кремния в воде — истинно растворимая и ион монокремниевой кислоты $[\text{H}_3\text{SiO}_4^-]$. В большинстве типов природных вод зоны гипергенеза содержание кремнезема далеко от со-

стояния насыщения, тем не менее образование минералов его возможно в результате концентрации при испарении воды, при ионном обмене и кристаллизации на затравках, идущей в некоторых случаях из разбавленных растворов.

В зоне гипергенеза встречены опаловые, халцедоновые, кварцевые и смешанные по минеральному составу метасоматиты, в которых в той или иной мере сохраняются первичные минералы либо присутствуют соосаждающиеся силикатные, карбонатные и окисные минералы. По агрегатному состоянию выделяются рыхлые (сыпучки, маршалит), кусковатые (хрящ, желваки), плотные — реликтоносные (сетчатые, каркасные), брекчиевые и массивные разновидности. По форме тела плаще-, линзо-, гнездо- и жилообразные.

Многие кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-серпентинитовые метасоматиты достаточно полно описаны в литературе. Это пеликаныты Украинского щита [15], окремненные змеевиксы (бирбириты) Южного Урала и Мугоджар [9], кварциты и маршалиты на карбонатных породах Урала, которые без достаточного обоснования считаются корами выветривания [20]. Массивные, реже полосчатые реликтоносные и кварц-халцедоновые метасоматиты гнездо- и линзообразной формы сравнительно широко распространены в карбонатных толщах низкогорных и предгорных районов Алтае-Саянской складчатой области. Для них характерна пространственная связь с мел-палеогеновыми корами выветривания или с продуктами их переотложения в карсте. Глубина распространения тел достигает 150 м, причем книзу увеличивается количество карбонатного материала. Маршалиты часто отсутствуют, в связи с чем гипергенные образования могут быть приняты за седиментационные или гидротермальные. Отличить их можно по геохимическим данным, характеру декрепитации и составу газовой-жидких включений.

В пустынях в результате испарения кремния из грунтовых вод возникают малоомощные кремнистые породы, рассматриваемые как кремнистые коры выветривания, что представляется спорным [17].

Магниево-кальциевый метасоматоз обусловлен повсеместным распространением в поверхностных и грунтовых водах катионов щелочных земель. Чаще всего преобладает Са, активно участвующий в биологическом круговороте. Содержание Mg резко возрастает в водах зоны выветривания ультраосновных и основных изверженных пород, доломитов и магнезитов.

Растворимость сульфатов и особенно карбонатов кальция значительно более низкая, чем у Mg, особое положение занимает только двойная углекислая соль [31]. Поэтому сравнительно часто достигается состояние насыщения подземных вод бикарбонатом кальция и происходит садка кальцита или менее устойчивого арагонита. В результате нарушения карбонатного равновесия эти минералы откладываются в пещерах и местах выхода карстовых вод на поверхность даже из весьма слабо минерализованных вод (менее 0,4–0,5 г/л). Значительно реже встречаются доломитовые натечные формы, что связано с необходимостью конгруэнтного растворения доломита карстующейся толщи и нарушения карбонатного равновесия в растворе, поступившем в карстовую полость.

При отложении минералов Са и Mg происходит цементация пор и замещение минералов почв и подпочвенных рыхлых отложений, а в некоторых случаях и коренных пород. Минеральные формы, в которых щелочные земли связываются в породе, определяются анионным составом грунтовых вод. В гумидных зонах распространены гидрокарбонатные воды. Здесь наблюдаются скопления магнезитов в коре выветривания ультраосновных пород, в ряде случаев — раздоломичивание за счет инконгруэнтного растворения доломита с преимущественным выносом Mg [30].

В аридных зонах широко развиты известняковые коры (каliche, калькрет), которые первоначально формируются как иллювиальные горизонты черноземов и пустынных сероземов, но вследствие дефляции часто оказываются на дневной поверхности [4, 12]. Благодаря осолонению вод в их составе возрастает роль сульфат-иона, и при достижении предела растворимости кальцевой соли образуется гипс, рассеянный в почвенном горизонте или слагающий концентрированные рыхлые (гажа) или плотные плащеподобные залежи на поверхности или на небольшой глубине. Подобные образования иногда рассматриваются в качестве гипсовых кор выветривания пустынь [17]. В ряде случаев гипс замещает карбонатные породы, образуя сравнительно крупные месторождения [22]. Вследствие снижения растворимости двойной углекислой соли при повышении содержания в грунтовых водах сульфат-иона происходит доломитизация известняков [31].

Фосфорный метасоматоз наблюдается в месторождениях формации коры выветривания карстового типа и в небольших масштабах — в остаточных залежах [6].

Соединения фосфора отличаются низкой растворимостью, поэтому содержание его в поверхностных и грунтовых водах не превышает долей миллиграмма на литр. Образование минералов фосфора в зоне гипергенеза возможно только при существовании первоисточника в выветривающихся породах с кларком концентрации более 5.

При формировании месторождений карстового типа происходили сложные физико-химические и физические процессы, в ходе которых перераспределялись соединения фосфора и, как следствие этого, интенсивно развивались процессы замещения.

Карстовые коллекторы, вмещающие залежи фосфоритов, формировались под воздействием подземного конгруэнтного растворения известняков и доломитов. При этом возникали просадки или обрушения крошащих фосфоритоносных отложений и создавались предпосылки для дальнейшего их накопления [33]. Для воздействия на карбонатные породы, покрытые рыхлыми осадками, просачивающиеся воды должны были обладать агрессивными свойствами. Это обеспечивалось за счет углекислоты, поступавшей из почвенного слоя, и ионов водорода диссоциированной ортофосфорной кислоты. При высоком ее содержании карстующиеся породы нередко псевдоморфно замещались кальциевыми фосфатами. Кроме того, фосфор обладал тенденцией нисходящей миграции, пропитывая и замещая алеврито-глинистые отложения. При этом возникали рыхлые и каменные фосфориты, которым свойственны главным образом обломочные структуры. Их развитие связано с течением фосфорного мета-

соматоза на фоне более быстрых механических перемещений замещаемых масс, обусловленных развитием покрытого карста.

Вся толща покрытого карста, за исключением четвертичных отложений, сильно заражена фосфором, вследствие чего морфология рудных залежей определяется значением его бортового содержания. Тем не менее нельзя оставить без внимания сложные формы залежей кондиционного фосфорита, среди которых выделяются гнезда, короткие линзы, покровы с извилистыми верхней и нижней границами, клиновидные и др. Они в известной мере отражают условия образования рассматриваемых месторождений, определяемые развитием покрытого карста, поступлением в осадки минералов фосфора и последующим его перераспределением. В ряде случаев на отложениях фосфоритоносного карста образовалась кора выветривания, что вызвало возникновение алюмофосфатов, цементирующих или замещающих кальциевые фосфаты [6].

Железо-марганцевый метасоматоз. В корах выветривания тропиков инфильтрационно-метасоматическое накопление железа происходит в верхней зоне и приводит к образованию кирасы [4, 16]. В ряде случаев кирасирование не связано непосредственно с корой выветривания и наблюдается вокруг источников с железистыми водами в основании склонов. Окислы железа здесь цементируют и замещают галечники или пески. Гематит-гетитовые железные руды кирасы обычно обогащены элементами-гидролизатами — Al, Cr, Mn и др.

В ряде стран Западной Европы и в СССР разрабатываются карстовые месторождения бурых железняков, легированных V, Mn, Cr, Ni, Co [19, 28]. Как и на месторождениях фосфоритов, в их образовании сложно сочетались физико-химические и физические (гравитационные) процессы, происходило поступление в карстовые коллекторы (как правило, из кор выветривания ультраосновных и основных пород) соединений железа с последующим их переотложением в нижние части покровной толщи. Рудные тела имеют изогнутую плащеобразную форму, повторяющую рельеф карбонатного основания.

В ряде случаев инфильтрационно-метасоматические руды коры выветривания и карстовых коллекторов сильно обогащены марганцем. Наблюдаются взаимопереходы от марганцовистых бурых железняков к железо-марганцевым и марганцевым фосфористым рудам. Две последние разновидности руд встречаются в линейных и контактовых корах выветривания и карстовых образованиях [5, 34]. Они выполняют трещины и замещают кварцево-глинистый материал на их стенках, образуя в отдельных случаях гнезда. На поверхности карбонатных пород под отложениями карстовых депрессий руды часто образуют "рубашку" из рыхлой и кусковой черной массы, сложенной псиломелан-вадом с примесью пиролюзита, мanganита, гидрогетита и нерудных минералов.

В низкогорных и предгорных частях Алтае-Саянской складчатой области нами изучены 10 рудопоявлений окисных марганцевых руд на выходах микрокварцитов, образующих пласты или линзы в карбонатных породах. Сверху, как правило, расположена зона сплошной рыхлой кусковой руды мощностью от 0,5 до 5—8 м в отдельных гнездах. Ниже прослеживаются брекчиевидные руды, представляющие собой обломки макро-

кварцитов в пирролизит-псиломелановой массе, причем хорошо заметно замещение обломков рудным веществом. Мощность зоны 1—3 м. Книзу количество рудного материала уменьшается, и далее в трещиноватых микрокварцитах наблюдается лишь сеть тонких прожилков гидроокислов марганца.

Коренные источники марганца обнаружены повсеместно в виде пластов и линз марганцовистых известняков, роговиков или родонит-манганокальцитовых пород. Таким образом, при выветривании на большой площади происходила миграция марганца с инфильтрационно-метасоматическим минералообразованием на головах тел микрокварцитов.

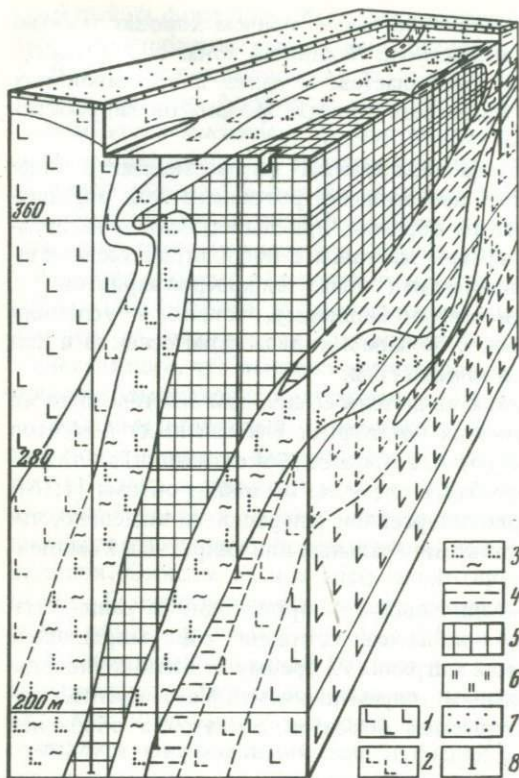
Алюмометасоматоз проявляется, по-видимому, только в условиях тропиков и отчасти субтропиков с большим количеством осадков и при неравномерном распределении в течение года.

Низкая подвижность алюминия является бесспорным фактом. В то же время разносторонние исследования остаточных (латеритных) бокситов показывают существенный привнос Al в процессе бокситизации, достигающий 110% исходного количества этого элемента в единице объема [1,16]. При изучении возможных форм гипергенной миграции Al выяснено, что она может осуществляться в органоминеральных или гидратных комплексах [14,32].

В латеритной коре выветривания вынос Al происходит на ранних стадиях выветривания и привнос — на конечных стадиях с формированием бокситового горизонта. При этом миграция Al преимущественно нисходящая, с некоторым латеральным перемещением. Метасоматический характер псевдоморфных латеритных бокситов достаточно обоснован данными В.А. Броневского [1].

В редких случаях нисходящая миграция значительных масс Al с метасоматическим бокситообразованием происходила в корах выветривания закрытого типа. В качестве наиболее показательного примера приведем данные по Татарскому месторождению бокситов. Это месторождение разведано более четверти века назад, но парадоксальность рудного тела 9 в литературе не отмечена прежде всего потому, что оно сложено обычными для месторождения глиноподобными и рыхлыми бобовыми бокситами, которые на месторождении в целом отнесены к кластогенным карстовым образованиям [20].

Рудное тело 9 представляет столбообразную залежь размерами на выходах около 70 x 120 м, которая, постепенно сужаясь, прослеживается на глубину более 240 м с углом падения около 75° (фиг. 1). Бокситы залегают в амфиболитах и связаны с ними постепенными переходами. Наблюдается определенная концентрическая зональность, выдержанная на всех горизонтах (фиг. 2). В центре залегают красно-бурые бокситы — глиноподобные и рыхлые, в сложном чередовании, по периферии которых изредка наблюдаются кирпично-красные бокситовые глины, а чаще — бурые и пестроцветные железисто-каолиновые глины с реликтовой структурой амфиболитов, реже бесструктурные. Далее от центра залежи расположены зеленовато-бурые гидрохлорит-монтмориллонитовые породы средней и нижней зон коры выветривания, которые постепенно переходят в темные серо-зеленые амфиболиты.



Фиг. 1. Перспективная блок-диаграмма рудного тела 9 Татарского месторождения (по данным М.А. Амосова)

1 — амфиболиты свежие; 2 — гидрохлорит-монтмориллонитовый элювий амфиболитов; 3 — каолинитовый элювий; 4 — бесструктурные пестрые глины; 5 — бокситы; 6 — аллювий; 7 — покровные суглинки; 8 — скважины

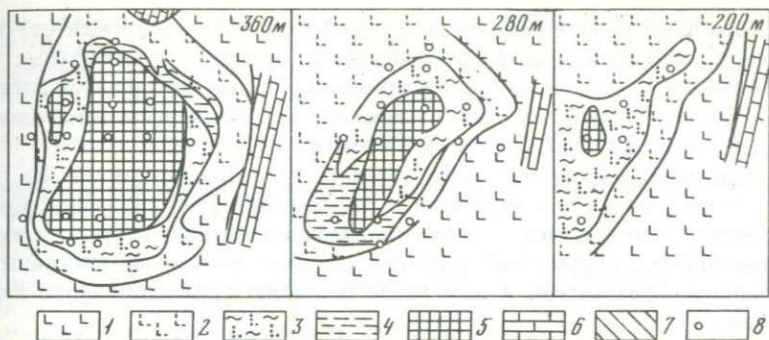
Представляется, что рудная столбообразная залежь формировалась в области влияния глубокого эрозионного вреза на пересечении разрывных нарушений или зон трещиноватости в амфиболитах. Здесь происходила интенсивная инфильтрация вод, чему способствовало наличие поблизости сильно закарстованных известняков. В водах в эпоху бокситообразования вы-

держивалось благоприятное отношение Al/Si [2], что вызывало формирование закрытой бокситоносной коры выветривания с концентрической метасоматической зональностью. При этом в центре залежи абсолютное количество Al_2O_3 постепенно возрастало в среднем до $0,76 \text{ г/см}^3$, что почти в 2 раза больше, чем в среднем составе амфиболита ($0,40 \text{ г/см}^3$).

Отсутствие псевдоморфных структур в бокситах можно объяснить формированием наложенной бобовой структуры и смещением рудного вещества при его дегидратации в диагенетическую стадию. Известно, что бобово-обломочные структуры характерны для значительной части бокситов латеритных кор выветривания, в связи с чем признается вероятность гравитационного переоформления этих разновидностей руд [29].

Алюмо-кремниевый метасоматоз (гипергенное оглинение) происходит на карбонатных породах, на которые воздействуют воды, дренирующие кору выветривания.

Каолинитовые или железисто-каолинитовые, бурые, красноцветные или пестроцветные глины, залегающие на известняках или доломитах, многие исследователи считают проявлениями коры выветривания этих пород [10]. Однако гипергенез карбонатных пород сводится к конгруэнтному растворению, и кора выветривания, представляющая трансформационный метасоматит, на них образоваться не может. Если нет явных



Фиг. 2. Погоризонтные планы рудного тела 9 (по данным М.А. Амосова)

1 — амфиболиты свежие; 2 — гидрохлорит-монтмориллонитовый эплювий амфиболитов; 3 — каолининовый эплювий; 4 — бесструктурные пестрые глины; 5 — бокситы; 6 — известняки; 7 — бокситовые глины; 8 — скважины

признаков осадочного происхождения глин, вполне допустима возможность метасоматического оглинения карбонатных пород. Наиболее показательным признаком этого являются псевдоморфные структуры. Однако в карбонатных породах структуры часто мелкозернистые или пелитоморфные, причем может отсутствовать хорошо заметная слоистость, поэтому явления псевдоморфизма встречаются редко. Они наблюдаются при замещении тонкослоистных пород, особенно залегающих моноклиinally или складчато, а также при наличии фауны, псевдоморфозы глин по которой распознаются довольно отчетливо. Такие случаи описаны американскими исследователями [37], на основании чего можно заключить, что метасоматическое оглинение известняков и доломитов можно рассматривать как их гипергенное изменение. Глинистые образования, по-видимому, не следует отождествлять ни с корой выветривания, ни с продуктами отложения в покрытом карсте.

ВЫВОДЫ

1. В зоне гипергенеза метасоматические процессы распространены широко и проявлены как в почвенных горизонтах и нижележащих рыхлых отложениях или корах выветривания, так и в коренных породах.

2. На основе классификации Г.Л. Пospelова [24] можно выделить две группы метасоматитов — трансформационные, образованные при ведущей роли инертных компонентов, и наложенные, связанные с привнесением нового вещества. К первой группе относятся коры выветривания, ко второй — рудные, кремнистые и другие метасоматиты. Резкие различия между группами отсутствуют, что видно на примере латеритных бокситов, в которых количества привнесенного и остаточного глинозема примерно равны.

3. Вследствие наличия метасоматической зональности, отсутствующей лишь в сравнительно редких случаях, фронтальные зоны метасоматических колонок представлены обычно миксометасоматитами, в составе которых есть минералы замещаемой породы.

4. Кора выветривания является источником различных элементов, связанных с обменной фазой функциональной системы метасоматоза, по Г.Л. Поспелову. Так, на месторождениях карстовых фосфоритов наблюдаются также кремнистые, железо-марганцевые, известняковые аподолитовые, возможно глинистые метасоматиты.

5. Недоучет роли метасоматоза вследствие противоречивости его тенденций может привести к ошибкам в определении природы гипергенных образований. Для рыхлых континентальных отложений, в той или иной мере связанных с корами выветривания, следует учесть возможность дальнейшего преобразования, в том числе и стадию гравитационного перемещения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Броневой В.А. Метасоматизм в зоне гипергенеза. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975.
2. Броневой В.А., Теняков В.А. Основные физико-химические параметры латеритного процесса (применительно к гибситовым бокситам). — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 1.
3. Бушинский Г.И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.
4. Добровольский В.В. Гипергенные образования Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 2.
5. Домбровская Ж.В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973.
6. Занин Ю.А. Вещественный состав фосфатонесных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1975.
7. Кашик С.А., Карпов И.К. Основные проблемы физико-химической теории необратимых процессов минералообразования в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
8. Келлер В.Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
9. Корин И.З. Окременные змеевика в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1942, вып. 1.
10. Кривоцов А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Л.: Недра, 1969, ч. 2.
11. Кукковский Е.Г. Превращение слоистых силикатов. Киев: Наукова думка, 1973.
12. Левинсон А.А. Введение в поисковую геохимию. М.: Мир, 1976.
13. Матвеева Л.А. Экспериментальное и теоретическое обоснование механизма взаимодействия воды с породой при выветривании. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
14. Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С. Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1975.
15. Мельничук Э.В., Кондрачук В.Ю. О пеликанитах в коре выветривания кристаллических пород докембрия центральной части Украинского щита. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13.
16. Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. М.: Недра, 1969.
17. Михайлов Б.М. Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
18. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.
19. Обручев В.А. Рудные месторождения. М; Л.: Горгоннефтеиздат, 1934.
20. Пельтек Е.И. Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платфор-

- мы (Ангаро-Енисейская провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
21. *Петров В.П.* Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967.
 22. *Писарчик Я.К.* Гипсы и ангидриты. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958, т. 2.
 23. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974.
 24. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.
 25. *Разумова В.Н.* Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М.: Наука, 1967.
 26. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и их генетические типы. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 1.
 27. *Ремизов В.И.* Термодинамическая характеристика геохимической эволюции глинистых минералов в корях выветривания. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады. М.: Наука, 1973, т. 4, кн. 1.
 28. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 1.
 29. *Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А.* Типы бокситовых месторождений Гвинейского щита. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
 30. *Сергеенко А.И.* Минералого-геохимическая характеристика кайнозойских кор выветривания Яно-Омолыйского междуречья и их золотоносность. — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: Ин-т геол. СО АН СССР, 1975.
 31. *Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Гостеолтехиздат, 1962.
 32. *Теняков В.А.* Геохимия бокситообразовательного процесса. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады. М.: Наука, 1973, т. 4, кн. 1.
 33. *Цыкин Р.А.* Особенности марганцевого оруденения в корях выветривания. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967.
 34. *Цыкин Р.А.* Кора выветривания и карст. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
 35. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966.
 36. *Шварцев С.Л.* Факторы, контролирующие геохимическую направленность выветривания горных пород. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
 37. *Monroe Watson H.* Replace ment limestone by clay. — Mem. et doc. — Serv. doc. et cartogr. geogr., 1974, 15, p. 39–47.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

УДК 551.311.231:556.314

Ю.Ю. БУГЕЛЬСКИЙ

ГИДРОГЕОХИМИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Зарождение гидрогеохимии, или, как ее часто называют, геохимии подземных вод, можно датировать 1929 г., когда В.И. Вернадский в докладе на заседании Российского минералогического общества впервые сформулировал содержание этой отрасли. Гидрогеохимия как самостоятельная отрасль науки выделилась в середине 50-х годов под влиянием идей академика В.И. Вернадского. Обычно считают, что эта дисциплина изучает химический состав подземных вод и его изменение в пространстве и времени. Однако состав вод во многом зависит от состава и структуры водовмещающих пород и характера взаимодействия их с водами. Еще в 1929 г. В.И. Вернадский [5] указывал, что среди химических соединений Земли вода занимает особое, исключительное положение и что природные воды, рассматриваемые как минералы, являются сложными динамическими системами равновесия, находящимися в теснейшей связи с окружающей их средой.

Эти представления получили дальнейшее развитие в работах А.М. Овчинникова [16], где неоднократно подчеркивается, что в гидрогеохимии большое внимание должно уделяться динамическим взаимосвязям, существующим между горными породами и водой.

Тесная геохимическая связь природных вод с водовмещающими горными породами объясняет наблюдающуюся в последнее время тенденцию к использованию гидрогеохимии для решения ряда геологических вопросов, таких как поиски и разведка полезных ископаемых, оценка величин подземного стока и химической денудации, определения возраста вод и их динамических запасов. Опыт применения методов гидрогеохимии при геологических исследованиях рассматривается А.И. Коротковым и А.Н. Павловым [10].

Особо важное значение имеет изучение взаимосвязей в системе вода — порода для кор выветривания, где миграция компонентов в природных водах приводит к разрушению водовмещающих пород, дифференциации и перераспределению химических элементов в процессе корообразования. Важность проблемы и широта аспектов ее приложения позволяют выделить новое самостоятельное научное направление — гидрогеохимию кор выветривания. Актуальность и необходимость развития этого направления отмечались в решениях почти всех совещаний по корам выветривания за последние 20 лет.

Несмотря на то, что практическое применение гидрогеохимического метода для изучения формации коры выветривания до сих пор проводилось в ограниченных масштабах, в настоящее время роль подземных вод как ведущего фактора в процессах корообразования общепризнана. Имеющиеся материалы, накопленные в ИГЕМ АН СССР, Томском политехническом институте, ВСЕГИНГЕО, подтверждают необходимость тесного сочетания минералого-геохимических и гидрогеохимических исследований для комплексного решения проблемы генезиса кор.

Поскольку гидрогеохимия кор выветривания является новым направлением, контуры его применения пока еще недостаточно четко очерчены. В то же время уже сейчас можно определить круг вопросов, где использование законов гидрогеохимии коры выветривания раскрывает перед исследователями большие перспективы. Среди них наиболее существенны следующие: 1) механизм взаимодействия воды и водовмещающей породы; 2) механизм массопереноса перешедшего в раствор вещества; 3) факторы формирования химического состава вод коры выветривания; 4) гидрогеохимические закономерности формирования и размещения продуктивных кор выветривания; 5) возможность использования гидрогеохимических поисковых критериев для прогноза экзогенных рудных месторождений.

Как известно, взаимодействие воды с минералами горных пород начинается на самых начальных стадиях выветривания в тонких пленках на границе раздела твердой и жидкой фаз. В изучении процессов этого взаимодействия огромное значение имеет эксперимент. Проведены многочисленные экспериментальные исследования по разложению пород и минералов водными растворами, содержащими различные агрессивные компоненты, при различных временных, температурных и гидродинамических условиях. Среди этих работ следует упомянуть работы И.Н. Антипова-Каратаева с соавторами [1], И.И. Гинзбурга с соавторами [6], Л.А. Матвеевой с соавторами [14], Ж. Педро [17] и др.

Результаты этих исследований показывают, что основная масса силикатных и алюмосиликатных минералов при взаимодействии с водой разрушается по законам инконгруэнтного растворения с преимущественным переходом в раствор элементов I и II групп. Природа этого явления определяется положением элемента в структуре минералов и характером его связей. В минералах наиболее прочны кремнекислородные и силоксановые Si—O—Si связи, имеющие ковалентный характер и максимальную энергию [9]. Элементы I и II групп связаны в структуре минералов посредством ионных и сильнополярных типов связей, имеющих меньшую энергию, благодаря чему при взаимодействии с водой они разрушаются в первую очередь, и элементы переходят в раствор.

Для понимания механизма разрушения ковалентных связей необходимо привлекать современные квантово-химические представления о характере основных ковалентных связей в силикатах и алюмосиликатах. Эти представления с большим успехом использованы в работах Л.А. Матвеевой [12, 13]. Рассматривая механизм водного разрушения силикатных и алюмосиликатных минералов, Л.А. Матвеева раскрывает роль воды не только как полярного растворителя, но и как донора ионов водорода

и OH^- (ионов), принимающих активное участие в реакциях гидролиза. При этом если роль водорода неоднократно освещалась в геологической литературе, то значение иона OH^- рассмотрено этим автором впервые. Л.А. Матвеевой показано, что разрушение алюмо-кислородно-кремниевых связей происходит за счет нуклеофильной атаки атома алюминия или кремния со стороны OH^- ионов, при этом предпочтительнее атакуется атом алюминия вследствие меньшей энергии связи $\text{Al}-\text{O}$. В свете этого понятны ускорение процессов разрушения минералов при pH 9,5, так как повышение концентрации OH^- ионов в растворе увеличивает число столкновений ионов OH^- с атомами Si и Al.

Данные экспериментов и правильность их интерпретации подтверждаются результатами исследования поровых растворов, которые позволяют проследить миграцию элементов в начальные стадии развития системы вода — порода. Так, в составе поровых растворов, отжатых из пород зоны дезинтегрированных серпентинитов Урала, достаточно часто наблюдается превышение суммы миллиграмм-эквивалентов катионов над суммой миллиграмм-эквивалентов анионов, что свидетельствует о инконгруэнтном растворении ультраосновных пород. Последовательное отжатие поровых растворов при все возрастающем давлении показывает, что по мере увеличения нагрузки количество элементов с ионным характером связей (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и др.) в поровых растворах уменьшается [3], а содержание микроэлементов, проявляющих ковалентный тип связи, возрастает (I, Br, F).

Исследования поровых растворов позволяют проследить взаимодействие воды с выветривающейся водовмещающей породой. При этом, так же как и в экспериментальных работах, не имеет никакого значения, что поровые растворы являются современными, а вмещающие их продукты коры выветривания — древними, так как принципиальное направление реакций в системе вода — порода не менялось со времени корообразования. Следует оговориться, что это положение справедливо для кор выветривания, не подвергавшихся вторичным изменениям.

Анализ поровых растворов, отжатых из выветрелых продуктов по профилю коры выветривания, показывает, что каждая зона древней коры выветривания характеризуется специфическим составом заключенных в них поровых растворов. Изучение изменений качественного и количественного состава компонентов минерализации поровых растворов позволяет выявить определенную гидрогеохимическую зональность, тесно связанную с зональностью коры выветривания, и проследить начальную стадию миграции химических элементов на участке перехода их из твердого состояния в растворенное.

Поскольку вода в коре выветривания, с одной стороны, служит активным химическим реагентом, а с другой — средой, в которой осуществляется миграция химических элементов, большой интерес представляет изучение формы массопереноса растворенных природных соединений, скорости его и количественной характеристики. Как известно, в подземных водах существуют два одновременно действующих механизма перераспределения вещества: конвекция и молекулярная диффузия. В первом случае движущей силой является гидравлический градиент, обуславливающий

движение подземных вод, во втором случае — градиент концентрации вещества и градиент температуры. В природных условиях диффузионный массоперенос растворяющихся соединений происходит одновременно с постоянным движением жидкой фазы, и поэтому перераспределение вещества должно описываться уравнением диффузионно-конвективного массопереноса, имеющего в векторной форме вид:

$$\frac{\partial C}{\partial \tau} = D \Delta C - \bar{V} (\text{grad } C),$$

а в дифференциальной:

$$\frac{\partial C}{\partial \tau} = D \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right) = V_x \frac{\partial C}{\partial x} + V_y \frac{\partial C}{\partial y} + V_z \frac{\partial C}{\partial z},$$

где C — концентрация вещества; τ — время; D — коэффициент диффузии; Δ — среднее смещение диффундирующих частиц; \bar{V} — действительная скорость движения жидкости.

Соотношение между конвективным и диффузионными потоками определяется уравнением, предложенным В.Г. Левичем [11]:

$$\frac{i_{\text{конф}}}{i_{\text{диф}}} = \frac{\bar{V}L}{Dc},$$

где L — характерный линейный размер, на котором происходит изменение концентрации рассматриваемого соединения. Безразмерная величина $\bar{V}L/Dc$ носит название критерия Пекле (Pe) и может быть получена как произведение критериев Рейнольдса и Прандтля.

Т. Перкинс и О. Джонстон [см. 15] показали, что при значениях $Pe > 10$ перемещение растворенных веществ осуществляется конвекцией; при $Pe < n \cdot 10^{-2}$ — молекулярной диффузией и при $n \cdot 10^{-2} < Pe < 10$ массоперенос имеет смешанный конвективно-диффузионный характер.

Уравнения конвективно-диффузионного массопереноса решались рядом исследователей [2, 7, 18, 19] для различных целей. Однако применительно к изучению массопереноса в процессах формирования кор выветривания такие работы не проводились. Исключение составляют исследования В.В. Жукова [8], который привлек данные гидродинамики для объяснения вторичных процессов каолинизации гиббситовых бокситов.

Трудность решения уравнений конвективной фильтрационной диффузии объясняется тем, что в них входят величины, которые необходимо определять экспериментально, например коэффициент фильтрационной диффузии, константы скорости растворения, сорбции и др. В то же время изучение характера массопереноса вещества и получение его количественных параметров оказало бы существенную помощь в познании механизма формирования коры выветривания.

Отсутствие специальных исследований заставляет привлекать данные общей гидродинамики. Накопленный опыт показывает, что в зоне активного водообмена, наиболее благоприятной для формирования кор выветривания, скорость фильтрации воды $10^{-3} - 10^{-5}$ см/сек, а величина критерия Пекле $10^3 - 10^5$. Согласно этим данным, миграция и перераспределение вещества в коре выветривания должны происходить в результате

конвективного массопереноса. Экспериментальные данные, полученные И.А. Брилинг [2], подтверждают, что даже в глинистых породах при скорости фильтрации больше 10^{-6} см/сек конвективный массоперенос полностью подавляет диффузию. Эти данные подтверждают, что вынос компонентов из зоны глинистых минералов коры выветривания происходит не диффузионным путем, как считалось ранее, а в результате воздействия конвективных и диффузионно-конвективных потоков. Лишь в зоне крайне замедленного водообмена при скорости движения подземных вод $< 10^{-7}$ см/сек конвекция и диффузия становятся соизмеримыми. В целом же подземный химический сток определяется конвективным массопереносом.

Преобладание конвективного массопереноса в корях выветривания аргументирует представления об общей взаимосвязи подземных вод, формирующих различные зоны профиля коры выветривания. Поэтому необходимо изучение факторов, влияющих на формирование химического состава коры выветривания: состава водовмещающих пород, гидродинамических условий, кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий, газового состава, биогеохимического фактора и ряда других. Остановимся кратко на окислительно-восстановительных условиях кор выветривания, поскольку этот вопрос в литературе практически не рассмотрен.

В районах никелевых месторождений Южного и Среднего Урала изучались окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные условия никеленосных кор выветривания. Установлено, что значения Eh и pH в поровых водах продуктов выветривания колеблются в широких пределах (от -157 до $+693$ мВ) и их различия зависят от типа и состава кор, а также от ландшафтно-геохимических особенностей районов, в которых они расположены.

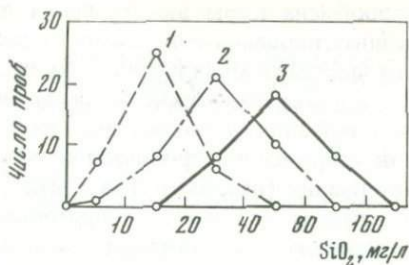
Изучение окислительно-восстановительных условий по профилю в площадных корях выветривания показало закономерное увеличение значений Eh от $+335$ мВ в зоне выщелоченных ультрабазитов до $+520$ мВ в зоне охр. В перекрывающих древние коры четвертичных элювиально-почвенных образованиях величины Eh понижаются до $-(110-157)$ мВ. В этих условиях появляется возможность для миграции и перераспределения железа, а вслед за ним и никеля.

В контактово-карстовых корях выветривания Среднего Урала железо и никель имеют максимальную подвижность в разложенных углистых кварц-серицитовых, пиритизированных сланцах и лигнитовых глинах, обогащенных пиритом, где Eh увеличивается до $+693$ мВ, а pH понижается до 2,4. Приобретая подвижность, никель и железо перераспределяются внутри карстовых полостей, накапливаясь в охристо-глинистых продуктах, являющихся геохимическим барьером на пути миграции железа.

Изучение окислительно-восстановительного состояния в корях выветривания позволяет на основе количественных физико-химических характеристик выделить зоны, в которых железо и никель должны быть неподвижны и накапливаться, и зоны, в которых они приобретают подвижность и возможность перераспределения. Таким образом, детальные

График вариационных кривых содержаний SiO_2 в водах различных зон коры выветривания

Зоны: 1 — охр, 2 — выщелоченные ультрабазиты, 3 — дезинтегрированные ультрабазиты



замеры Eh и pH природных сред дают возможность количественно охарактеризовать термодинамические параметры геохимических барьеров.

Окислительно-восстановительные условия наряду с другими факторами активно влияют на формирование солевого и микрокомпонентного состава подземных вод. Одновременно с формированием химического состава подземных вод, как следствие взаимодействия в системе вода — порода, происходит образование коры выветривания. Поэтому не случайно, что в процессе инфильтрации в подземных водах возникает определенная гидрогеохимическая зональность, соответствующая зональности профиля коры выветривания. Эта зональность отмечается при изучении как поровых растворов, так и природных вод, отобранных из различных зон коры выветривания. Работы, проведенные в районах распространения древних кор выветривания Урала и молодых кор выветривания Кубы, показали, что по мере перехода от начальных к более проработанным зонам коры выветривания содержание кремнезема и магния в водах уменьшается соответственно от 160 до 10 и от 139 до 6–8 мг/л.

На графике (см. фигуру) мода кривой содержания кремнезема в водах из дезинтегрированных серпентинитов находится в интервале 40–80 мг/л, кривая для вод выщелоченных серпентинитов имеет максимум в интервале 20–40 мг/л, а максимум кривой для вод зоны охр приходится на интервал 10–20 мг/л.

Интенсивность выноса вещества в коре выветривания конвективными потоками находится в тесной зависимости от степени интенсивности водообмена. Детальные гидрогеохимические исследования в пределах молодых кор выветривания Кубы показали, что наиболее активная миграция элементов происходит в гидродинамических условиях зон интенсивного и среднеинтенсивного водообмена, развитых в пределах платообразных гор и их холмистых предгорий. В этих же зонах развиваются наиболее мощные коры выветривания и связанные с ними крупнейшие железо-кобальт-никелевые месторождения. Характер интенсивности водообмена определяет тип профиля коры выветривания. В зоне интенсивного водообмена с модулем подземного стока 15–20 л/сек/км² обычно формируются коры с сокращенным охристым профилем и соответственно месторождения с преобладанием окисного типа латеритных никелевых руд. В зоне со средней интенсивностью водообмена, где модуль подземного стока 10–15 л/сек/км², формируются коры с полным керолит-нонtronит-охристым профилем и проуроченными к ним месторождениями силикатно-никелевых и окисных руд. В зонах весьма интенсивного и замедленного

водообмена коры выветривания либо отсутствуют, либо представлены дезинтегрированными, слабо выщелоченными породами. Железо-никелевые месторождения в этих зонах отсутствуют.

Гидрогеохимические закономерности формирования рудоносных кор выветривания, установленные на Кубе, справедливы и для других регионов современной тропической зоны. Районы развития мощных кор выветривания (например, Гавайские острова, Новая Каледония, Филиппины, Вьетнам и др.) всегда территориально сопряжены с зонами активного водообмена, где подземные воды осуществляют интенсивный конвективный массоперенос вещества.

Изучение гидрогеохимических особенностей формирования кор выветривания имеет большое практическое значение, так как дает возможность прогнозировать размещение рудоносных кор выветривания, тип их профиля и связанные с ним месторождения полезных ископаемых. Так, на основании комплекса критериев, включающих гидрогеохимические, кубинский геолог Ф. Формель-Кортиня дал прогноз новых площадей развития никеленосных кор выветривания с указанием ожидаемого типа профиля. При последующей геологической съемке, проведенной им же, прогноз подтвердился, и выявлены новые перспективные участки никелевой минерализации Купейаль-дель-Норте, Иберия и Буэна-Виста. Другим примером использования гидрогеохимических критериев прогноза могут служить латеритные бокситовые рудопроявления на Кубе, обнаруженные автором на основании представлений о том, что в условиях средней интенсивности водообмена на породах основного состава должен образоваться полный каолинит-гиббситовый профиль. Прогноз поисков латеритных бокситоносных кор выветривания в районах развития зоны интенсивного водообмена на породах основного состава также подтвердился в последние годы данными буровых работ геологов-производственников.

Затронутый круг вопросов не претендует на исчерпывающую полноту, а лишь показывает широту аспектов гидрогеохимии коры выветривания. Этот круг может быть значительно расширен, если в число объектов гидрогеохимического изучения включить субмаринные коры выветривания. Гидрогеохимический метод может оказать существенную помощь при выяснении генезиса этих кор: являются ли они реликтами древних кор, сформированных в прошлые геологические эпохи в условиях элювиальных и супераквальных палеоландшафтов, или сформированы в результате процессов гальмиролиза. Гидрогеохимические исследования могут установить, идут ли в настоящее время процессы гальмиролиза, какова их интенсивность и скорость протекания, приводят ли они к формированию субмаринных кор выветривания, к рассеянию или концентрации рудного вещества. Особенно важны гидрогеохимические исследования в прибрежной и шельфовой зонах, где погребенные под уровень океана коры выветривания претерпевают вторичные изменения.

Приведенные примеры показывают, что привлечение гидрогеохимических данных в комплексе минералого-геохимических исследований позволяет с большей достоверностью реконструировать процессы образования коры выветривания и устанавливать закономерности ее формирования и размещения, используя их в практических целях.

1. Антипов-Каратаев И.Н., Кадер Г.М. Опыт экспериментального изучения процессов гидролиза первичных минералов и образование вторичных минералов. — В кн.: Труды Пятого совещания по экспериментальной технической минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
2. Брилинг И.А. Исследование переноса водных солевых растворов в порах глинистых грунтов. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 2.
3. Бунеев А.Н., Крюков П.А., Ренгартен Б.В. Опыт отжимания растворов из осадочных горных пород. — Докл. АН СССР, 1974, 57, № 7.
4. Вершин Н.Н., Орадовская А.Е. Методические указания по оценке растворения засоленных грунтов в основании гидротехнических сооружений. М.: Изд-во ВодГЕО, 1964.
5. Вернадский В.И. История природных вод. М.: ОНТИ, 1933—1936.
6. 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.
7. Голубев В.С., Гарибянц А.А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968.
8. Жуков В.В. Физико-химический анализ процесса каолинизации гиббситовых бокситов. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
9. Келлер У.Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
10. Коротков А.И., Павлов Н.Н. Гидрогеохимический метод в геологии и гидрогеологии. Л.: Недра, 1972.
11. Левич В.Г. Физико-химическая гидродинамика. М.: Физматгиз, 1952.
12. Матвеева Л.А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
13. Матвеева Л.А. Экспериментальное и теоретическое обоснование механизма взаимодействия воды с породой при выветривании. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
14. Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С. Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1974.
15. Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М.: Наука, 1974.
16. Овчинников А.М. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970.
17. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
18. Смирнов С.И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1971.
19. Шестаков В.М. К теории фильтрации растворов в грунтах. — В кн.: Вопросы формирования химического состава подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1963.

УДК 551.311.231:556.314

С.Л. ШВАРЦЕВ

СТАДИЙНОСТЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК СЛЕДСТВИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СРЕДЫ

Проблема стадийности выветривания горных пород — одна из важнейших в теории гипергенных процессов, и ее решение представляет не только большой научный, но и практический интерес.

В процессе выветривания алюмосиликатов происходит не простое выщелачивание подвижных катионов, а полное разрушение исходного и формирующего новых минералов. В процессе выветривания алюмосиликатов происходит не простое выщелачивание подвижных катионов, а полное разрушение исходного и формирующего новых минералов.

Равновесные активности ионов, контролирующие образование вторичных минералов

Минерал	Логарифм активности ионов					
	H ⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	H ₄ SiO ₄	Mg ²⁺	K ⁺
Гетит	-7,0	-16,2	-	-	-	-
Гибсит	-7,0	-	-15,2	< -4,0	-	-
Каолинит	-7,0	-	-16,0	-4,0	-	-
Mg-монтмориллонит	-7,5	-	-9,7	-3,0	-3,0	< -4,0
Иллит	-7,5	-	-14,2	-4,0	-	-3,0

мирование нового соединения, что было убедительно подчеркнуто Г.И. Бушинским [1]. Формирование новой фазы независимо от того, каким путем она образуется (трансформационным или путем синтеза), как известно, контролируется параметрами среды, или, применительно к условиям зоны гипергенеза, химическим потенциалом системы. Последний определяется количеством и составом химических соединений в растворе.

Итак, чтобы установить, какой вторичный минерал образуется первым, а какой вторым, третьим и т.д., необходимо изучить эволюцию состава просачивающихся в коре выветривания растворов и определить соотношение между составом последних и характером вторичных минералов. Такое исследование было проведено нами в последнее время на базе обобщения огромного материала по геохимии подземных вод основных ландшафтных зон земного шара [15, 17]. Здесь мы остановимся только на отдельных результатах, имеющих непосредственное отношение к теме данной работы.

Во-первых, подземные воды всех без исключения ландшафтных зон независимо от их кислотности и солености являются неравновесными с первичными алюмосиликатами, и последние повсеместно подвергаются разрушению с образованием вторичных минералов, равновесных с конкретными параметрами среды. Во-вторых, каждый вторичный минерал возникает на определенной стадии эволюции системы вода — порода в строгом соответствии с изменением химического потенциала системы. В-третьих, начальный этап разрушения горных пород контролируется исходным составом водного раствора, который поступает к контакту выветривающейся породы. По мере того, как в процессе разрушения алюмосиликатов изменяется состав раствора, или, в более общем виде, химический потенциал системы, меняется и характер взаимодействия воды с горными породами, что немедленно сказывается на составе вторичных продуктов [15, 18, 23].

Первоначально в коре выветривания образуются окислы и гидроокислы алюминия, а в окислительной обстановке — также окислы железа. Это происходит на самых ранних этапах взаимодействия воды с горными породами, когда раствор содержит крайне малые концентрации всех без исключения химических элементов, включая алюминий и железо (см. таблицу). Образование гидроокисных соединений алюминия возможно

только при крайне низкой концентрации кремнезема в растворе [1], что реализуется только на первых стадиях эволюции системы вода — порода.

Разрушение алюмосиликатов и вынос алюминия и железа из них не прекращаются после достижения раствором равновесия с гидроокислами этих элементов, как иногда считают. Растворение исходного минерала и осаждение образующегося при этом соединения контролируются разными факторами и процессами, и растворимость этих образований, как правило, резко различна. Поэтому равновесие воды с гидроокисью алюминия не свидетельствует о равновесии воды с алюминием в исходном минерале, который там находится в совершенно иной кристаллохимической связи с другими элементами.

Таким образом, с одной стороны, неравновесность воды с первичными алюмосиликатами приводит к непрерывному разрушению последних, с другой стороны, равновесие воды с гидроокисью алюминия и железа вынуждает каждый переходящий в раствор новый атом связываться в форме этих вторичных образований. Так формируется обменная система, включающая воду, исходную породу и продукты выветривания. Эта обменная система будет действовать до тех пор, пока принципиально не изменится состав раствора. После этого характер обмена между водой и породой должен измениться.

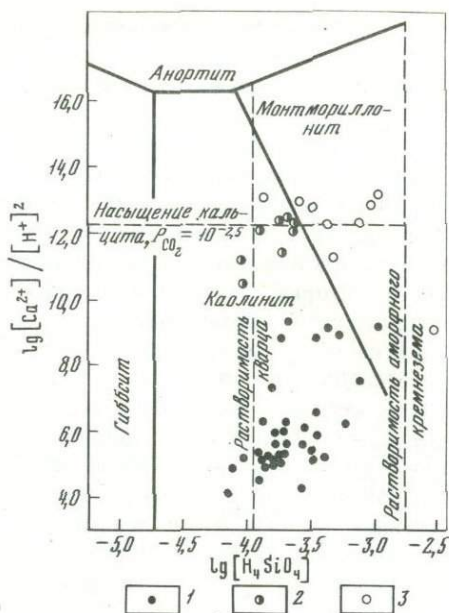
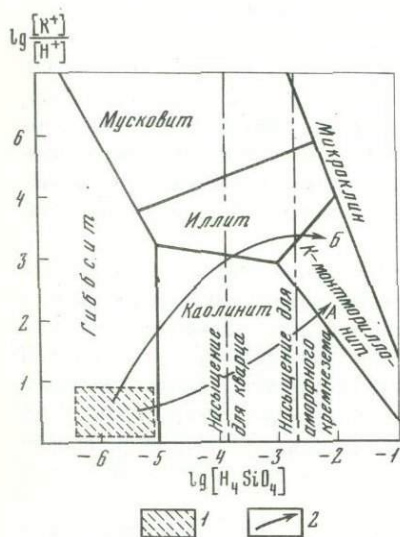
Изменение раствора обусловлено тем, что он получает при разрушении алюмосиликатов не только алюминий и железо, но также подвижные катионы и кремнезем, которые в отличие от элементов-гидролизатов на первых стадиях эволюции рассматриваемой системы концентрируются в растворе и тем самым изменяют ее химический потенциал. Так, после того, как концентрация SiO_2 в растворе превысит 6 мг/л, вместо гиббсита при прочих равных условиях образуется каолинит.

Формирование каолинита хотя и замедляет, но не исключает дальнейшую концентрацию кремнезема в растворе, так как отношение последнего к глинозему в выветривающихся алюмосиликатах в подавляющем большинстве случаев выше, чем в каолините. Поэтому если позволяет гидродинамическая обстановка, т.е. обеспечивается взаимодействие воды с горными породами, в растворе продолжают концентрироваться подвижные катионы и кремнезем; одновременно возрастают значения pH. Все это приводит к насыщению раствора относительно монтмориллонита и образованию последнего.

Следовательно, монтмориллонит возникает в более минерализованных и щелочных водах с относительно высокой концентрацией кремнезема и подвижных катионов. Такие условия характерны для районов или участков с замедленным водообменом. Поэтому монтмориллонит обычно встречается либо в районах с недостаточным количеством осадков, либо в низах разреза коры выветривания [8].

Иллит образуется при относительно малом содержании кремнезема в растворе, но при более высоких значениях pH и, главное, более высокой концентрации калия (см. таблицу; фиг. 1). Более подробно этот вопрос рассмотрен нами ранее [19].

Таким образом, формирование каждого вторичного минерала строго контролируется параметрами среды и связано с определенным этапом



Фиг. 1. Соотношение полей устойчивости некоторых калиевых минералов с каолинитом и гиббситом при температуре 25°C и давлении 1 атм

1 — поле состава атмосферных осадков; 2 — направление изменения состава подземных вод в коре выветривания: А — в условиях тропического климата, Б — в условиях умеренного климата

Фиг. 2. Система $\text{HCl} - \text{H}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CO}_2 - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ при температуре 25°C с данными по составу почвенных вод умеренной зоны

1 — воды подзолистых почв; 2 — воды серых лесных почв; 3 — воды почв с признаками содового засоления

эволюции состава подземных вод. Следовательно, образование вторичного минерала возможно только после накопления в растворе определенного количества соответствующих химических элементов. По мере того, как раствор обогащается все большим количеством растворенных продуктов, один вторичный минерал сменяется другим, и эта смена имеет строгую последовательность. Так, на первых этапах эволюции системы вода — порода образуются гидроокислы алюминия, а в окислительной обстановке — и железа, затем каолинит или реже галлуазит и, наконец, монтмориллонит или иллит (см. фиг. 1). В таком случае латеритизация горных пород оказывается не конечной стадией выветривания, как считают многие исследователи, а, наоборот, — первой.

Возможность образования гиббсита и каолинита на первых стадиях выветривания, минуя стадию гидрослюдизации и монтмориллонитизации, доказана непосредственными геологическими наблюдениями [7, 9, 13, 16, 22 и др.], экспериментальными работами [10], исследованиями с помощью методов термодинамического моделирования [5, 20, 21] и гидрогеохимическими данными, подтвердившими тесную взаимосвязь

характера продуктов выветривания с составом подземных вод [14, 17, 24]. Наиболее полное обоснование такая стадийность выветривания получила в результате разработки положения о зависимости начального этапа выветривания от состава исходного раствора, выявления основных факторов формирования геохимической среды, состава вод и направленности процессов выветривания [15–18].

Для доказательства истинности предлагаемой новой схемы мало установить стадийность выветривания, необходимо еще показать, почему в разных климатических зонах наблюдается разный профиль выветривания, в частности, почему латериты господствуют во влажных тропических районах и практически не образуются в условиях умеренного климата.

В наиболее общем виде ответ на поставленный вопрос заключается в том, что в разных климатических зонах к контакту алюмосиликатных пород поступают воды разного состава. Прежде чем попасть в горные породы, природные воды проходят атмосферный, биогенный и нередко испарительный этапы метаморфизации, которые различны в разных климатических зонах [17]. В частности, исключительное влияние на состав вод оказывает органическое вещество почвенного горизонта, проходя через который вода получает то или иное (часто весьма значительное) количество биогенных элементов, на что обращал внимание Б.Б. Польшин [12].

Обобщение гидрогеохимических данных показало, что атмосферные осадки средних широт, проходя почвенный горизонт, обогащаются таким количеством химических элементов, в частности алюминия и кремния, которое делает воды равновесными с каолинитом и даже монтмориллонитом (фиг. 2). Это не происходит в условиях влажных тропиков, где развиты латеритные почвы, бедные кремнеземом. Поэтому атмосферные осадки, просачиваясь здесь через почвенный горизонт, практически не обогащаются кремнеземом и остаются (особенно на хорошо промываемых участках) недонасыщенными к каолиниту, но насыщенными к гиббситу, который вследствие этого и образуется. Аналогичные условия могут иметь место и в северной гумидной зоне, особенно когда атмосферные осадки, бедные кремнеземом, на участках, где почвы эродированы, попадают непосредственно в алюмосиликатные горные породы. В этом случае вместо каолинита образуется гиббсит.

В лесостепной, степной, полупустынной и пустынной зонах умеренного и тропического климата подземные воды формируются уже на ранних стадиях под влиянием процессов континентального засоления. Поэтому в этих условиях они практически всегда содержат такое количество элементов, которое делает их равновесными с монтмориллонитом и кальцитом; последние в подавляющем большинстве здесь и формируются. Образование иллита возможно при относительно малой концентрации кремнезема, но при повышенных значениях рН и содержаниях калия и магния. Такие условия чаще всего реализуются в северной гумидной зоне [19].

Таким образом, направленность процессов выветривания в гумидной и тропической влажных зонах определяется характером почв в этих зонах и соответственно их влиянием на состав подземных вод.

Не вдаваясь в детали сложной и во многом спорной проблемы генезиса каждого из этих типов почв, мы акцентируем внимание только на различном содержании в них кремнезема как важнейшего показателя, контролирующего состав вторичных продуктов. Это различие объясняется тем, что в условиях тропического влажного климата крайне интенсивный водообмен приводит к непродолжительному времени нахождения воды в горных породах и соответственно настолько низкому содержанию в ней химических элементов, что в результате образуются только гидроокислы алюминия и железа, а не глинистые минералы [14]. В зоне умеренного климата интенсивность водообмена меньше в 10 и более раз, и концентрация элементов в водах достигает тех пределов, при которых кристаллизуются глинистые минералы, что исключает латеритизацию [17].

Почва, как и кора выветривания, наследует в своем составе особенности гидродинамической обстановки, в которой она сформирована. Почвы и коры выветривания влажных тропических районов бедны кремнеземом, когда водообмен достигает такой величины, при которой концентрации элементов в водах находятся ниже предела, допускающего образование глинистых алюмосиликатов. Такие условия обеспечивают формирование латеритов. Во всех других случаях образуются каолиновые, монтмориллонитовые или гидрослюдистые продукты выветривания в зависимости от конкретного характера геохимической среды или этапа формирования состава подземных вод.

Рассматривая далее зональность продуктов выветривания по вертикали, также можно заключить, что когда к контакту горных пород поступают водные растворы с низким (менее 10^{-4} моль/л) содержанием SiO_2 , вторичные минералы представлены гидроокислами железа и алюминия (латериты), которые с глубиной по мере увеличения в растворе pH, количества кремнезема и других элементов сменяются каолинитом, монтмориллонитом и (или) иллитом. Если к контакту алюмосиликатов поступает раствор, обогащенный значительным количеством кремнезема и других элементов за счет выщелачивания растительного слоя, почвенного горизонта, испарительного концентрирования или других процессов, то в зависимости от активности ионов в растворе образуется не латеритный, а каолиновый, монтмориллонитовый или другой профиль выветривания. Все это хорошо согласуется с геологическими наблюдениями.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в зависимости от геохимической обстановки, определяемой рядом ландшафтно-геологических факторов, непосредственно по коренным породам могут развиваться такие вторичные минералы, как гетит, гибсит, каолинит, монтмориллонит и др. При этом, вопреки широко распространенному мнению, первыми стадиями могут быть не только гидрослюдистый и монтмориллонитовый, но и латеритный типы выветривания. Это зависит от характера геохимической обстановки.

Важно отметить также, что если подходить к явлениям выветривания с позиций времени образования вторичных продуктов, то возможны две противоположные последовательности их формирования: гибсит + гетит раньше каолинита, каолинит раньше иллита или монтмориллонита и, наоборот, монтмориллонит раньше каолинита, каолинит раньше гибсита

с гетитом и т.д. Это зависит от характера первой стадии выветривания коренных пород: если на первой стадии образуется латеритный профиль выветривания, то в более глубоких горизонтах в зависимости от конкретной обстановки возможно возникновение каолинита, иллита или монтмориллонита. Наоборот, если коренные породы выветриваются с образованием монтмориллонита и (или) иллита, то в последующем при изменении геохимических условий эти минералы могут быть постепенно трансформированы в каолинит и (или) гиббсит с гетитом или лимонитом.

Представления о стадийности выветривания как следствии изменения гидрогеохимической среды, по нашему мнению, позволяют с новых позиций рассматривать проблему эволюции конкретного профиля выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.
2. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
3. Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.
4. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
5. Карпов И.К., Казьмин Л.А., Кашик С.А. Расчет на ЭВМ необратимой эволюции геохимических систем методами оптимального программирования. — Геохимия, 1973, № 4.
6. Келлер У.Д. Основы геохимического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
7. Лисицына Н.А. К вопросу о генезисе гиббсита в слабоизмененных породах. — Докл. АН СССР, 1966, 168, № 6.
8. Лукашев К.И. Зональные геохимические типы коры выветривания на территории СССР. Минск: Изд-во Белорус. ун-та, 1956.
9. Михайлов Б.М. Кора выветривания Либерийского щита. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
10. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
11. Полюнов Б.Б. Кора выветривания. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
12. Полюнов Б.Б. О геологической роли организмов. — Вопр. географии, 1953, сб. 33.
13. Черняховский А.Г. Гиббсит в коре выветривания Приморской Аджарии. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
14. Шварцев С.Л. Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гвинеи). — Геохимия, 1972, № 1.
15. Шварцев С.Л. О некоторых вопросах эволюции объема и состава инфильтрационных подземных вод в алюмосиликатных породах. — Геохимия, 1975, № 6.
16. Шварцев С.Л. Латериты Гвинеи и геохимические условия их образования. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
17. Шварцев С.Л. Формирование химического состава подземных вод зоны гипергенеза. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сибири. Тюмень, 1976.
18. Шварцев С.Л. Факторы, контролируемые геохимическую направленность выветривания горных пород. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
19. Шварцев С.Л., Баженов В.А. Геохимические условия образования иллита в продуктах коры выветривания. — Геохимия, 1978, № 3.
20. Fritz V. Etude thermodynamique et simulation des reactions entre mineraux et solutions. Application à la géochimie des altération et des eaux continentales. Strasbourg, 1975.

21. *Fritz B., Tardy Y.* Sequences des minéraux secondaires dans l'alteration des granites et roches basiques; modeles thermodynamiques. — Bull. Soc. geol. France, 1976, 18, N 1.
22. *Paquet H.* Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux a saison contrastées. Strasbourg, 1970.
23. *Schvartev S.L.* The nature of equilibrium and evolution of the water — CO₂ — aluminosilicate system in the lithosphere. — In: Proc. The Second Intern. Symp. on Water — Rock Interact. Sect. 1. Strasbourg, 1977.
24. *Tardy Y.* Géochimie des alterations. — In: Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Strasbourg, 1969.

УДК 551.311.23:549

Б.Ф. ГОРБАЧЕВ

СУПЕРГЕННЫЕ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ СЛЮДЫ И ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Изучению процессов преобразования полевых шпатов в корях выветривания посвящено довольно много минералогических наблюдений и экспериментальных исследований. Сложившиеся к настоящему времени представления о последовательности минеральных превращений при каолинизации полевых шпатов могут быть сформулированы следующим образом: 1) каолинизация полевых шпатов проходит через стадию образования слюдистых минералов мусковитового типа; 2) каолинизация развивается без заметного участия промежуточных фаз; 3) каолинит в зависимости от конкретных условий выветривания замещает полевые шпаты непосредственно или через промежуточные минеральные фазы.

Особый интерес представляют тонкодисперсные диоктаэдрические гидрослюда мусковитового типа, формирующиеся при выветривании полевых шпатов.

Термодинамические данные и результаты синтеза. Если исходить из представления о выветривании как об инфильтрационно-метасоматическом процессе, то минеральную зональность, присущую корам выветривания, надо рассматривать как следствие необратимых процессов инконгруэнтного растворения исходных минералов в природной системе, стремящейся к полному равновесию и проходящей при этом через состояния частичного равновесия.

Профиль выветривания, сформированный при сравнительно постоянных ландшафтно-климатических условиях, можно рассматривать как зональную метасоматическую колонку, в которой минеральный состав от самой верхней зоны до неизменных материнских пород стремится к равновесию с поступающими извне атмосферными водами. Развитие каждой зоны протекает неравномерно, мозаично, с образованием в миниатюре зональности, свойственной профилю в целом, и подчиняется при этом особенностям сложения исходных пород, ярким примером чего являются "сфероидальные" формы выветривания.

Термодинамический анализ минеральных равновесий в системе K₂O —

$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ при $t = 25^\circ\text{C}$ и $P_{\text{общ}} = 1$ атм позволил ряду исследователей составить диаграммы, отражающие положение полей стабильного существования калиевого полевого шпата, мусковита и каолинита в зависимости от pH растворов и концентрации в них кремнекислоты, ионов калия и алюминия.

Исследуя на диаграмме, построенной в координатах $p\Sigma\text{Al} - \text{pH}$ [5], границу полей стабильности каолинита и мусковита, можно убедиться, что повышение концентрации ионов калия в системе (от 10^{-3} до 10^{-1} моль/кг H_2O) вызывает расширение поля устойчивости мусковита в сторону кислых значений pH (активность кремнезема соответствует стабильности кварца в чистой воде при 25°C).

В атмосферных водах, циркулирующих непродолжительное время среди слабо измененных гранитов, концентрация H_2SiO_4 не превышает 10^{-3} моль/кг H_2O , концентрация K^+ находится в интервале $(1-3) \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O при pH 7. Очевидно, что изменения полевых шпатов, омываемых водными растворами такого состава, должны соответствовать процессу каолинизации. В условиях замедленного водообмена при увеличении времени соприкосновения раствора с гранитами должна увеличиваться концентрация ионов K^+ и Al^{3+} при некотором повышении pH грунтовых вод.

Как считают С.Л. Шварцев и В.А. Баженов [8], условия, благоприятные для образования иллита, характеризуются величинами pH 6–8 при активностях $\text{Al}^{3+} < 10^{-3}$ моль/кг H_2O и не ниже 10^{-5} моль/кг H_2O кремнекислоты.

Следует учитывать, что при выветривании полевых шпатов реально возникают диоктаэдрические слюдяные минералы, отличающиеся от мусковита пониженным содержанием калия и более высокой концентрацией кремнезема. На диаграмме, составленной А.Б. Карпентером [см. 11], показаны взаимоотношения полей устойчивости гидрослюды с другими минералами, образующимися при выветривании калиевого полевого шпата. Как следует из диаграммы, поле стабильного существования гидрослюды более обширно по сравнению с отвечающим мусковиту, что согласуется с ранее высказанным мнением о большей стабильности диоктаэдрических гидрослюд в низкотемпературных условиях. Аналогичная диаграмма демонстрирует положение поля стабильности гидрослюды (иллита) в присутствии ионов магния [19]. Из диаграммы следует, что гидрослюда стабильнее, чем мусковит, в менее кислых средах и при более высокой концентрации кремнекислоты. Поля стабильности каолинита и микроклина не имеют на диаграмме общей границы, поскольку разделены полями мусковита, иллита и Mg-байделлита.

Из расчетных данных, приведенных С.А. Кашиком [2], следует, что равновесие калиевый полевой шпат – гидрослюда соответствует несколько более щелочным условиям по сравнению с равновесием калиевый полевой шпат – каолинит. Для перехода гидрослюды в каолинит требуются при такой же концентрации кремнезема более кислые условия среды и меньшая концентрация калия в растворах. Этим можно объяснить сохранение в ряде случаев гидрослюды среди каолинита, непосредственно заместившего полевой шпат.

Косвенным свидетельством формирования супергенных минералов, фиксирующих калий, высвобождающийся при гидролизе полевых шпатов, может служить состав грунтовых вод в регионах, сложенных гранитами или другими полевошпатовыми породами (аркозы, гранулиты и пр.): концентрация калия наиболее низкая по сравнению с прочими обычными катионами и анионами [20].

Эксперименты по гидролизу калиевых полевых шпатов в водных средах, содержащих растворенные формы кремния и алюминия, сопровождаются кристаллизацией из раствора каолинита и слюды мусковитового типа в соотношениях от 1:1 до 0:1 в присутствии незначительного количества смектита [14]. Ранее при изучении каолинизации микроклина в условиях, имитирующих природное выветривание [17], было установлено, что наиболее благоприятны для кристаллизации каолинита значения рН 4,5–5,0. Если при этом калий не выводится из экспериментальной системы, то при таких же значениях рН формируется слюдястая фаза. Выведенные из термодинамического анализа системы $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ условия низкотемпературной стабильности диоктаэдрических гидрослюдов в целом согласуются с экспериментальными параметрами их синтеза.

Минералогические исследования. Современное состояние знаний о природе тонкочешуйчатых диоктаэдрических слюдястых минералов, присутствующих в выветрелых гранитоидах, не позволяет все случаи их появления объяснить с помощью какой-либо одной генетической гипотезы. На основании анализа литературных данных И. Тарди [23] счел необходимым сгруппировать различные точки зрения на происхождение таких слюд, называя их серицитами: 1) серициты – продукты изменения плагиоклаза в начальные этапы выветривания; 2) серициты – продукты регрессивного диагенеза изверженных пород (автометаморфизм в понимании Т. Барта); 3) серициты – результат воздействия обоих указанных выше процессов. Наиболее широко распространены, как считает И. Тарди, серициты автотематоморфического происхождения, в результате чего в нижних зонах профиля коры выветривания они присутствуют в качестве унаследованных компонентов. Некоторые исследователи также полагают, что супергенные слюдястые минералы формируются при выветривании полевых шпатов в подчиненных количествах. Изучение на микрогеохимическом уровне [22] показало, что в зоне дезинтеграции коры выветривания гранитов в плагиоклазах присутствуют два вида замещающих его слюдястых частиц: большие бесцветные слюдястые чешуйки – первичные; более тонкие, зеленоватого или коричневатого цвета чешуйки – продукты выветривания. Серицит первого вида обладает при исследовании в поляризованном свете повышенным двупреломлением (цвета второго порядка), второго вида – пониженным двупреломлением (цвета не выше середины первого порядка). В химическом составе обоих видов тонкочешуйчатой слюды, согласно данным микрозондирования, имеются существенные различия (см. таблицу).

Как видно из аналитических данных, в крупных чешуйках много калия, и с учетом кристаллооптических свойств они могут быть диагностированы как мусковит. Для мелких чешуек характерна низкая концентра-

Состав (в %) различных видов слюдистых чешуек в плагиоклазе [22]

Образец	Si	Al	Fe	Mg	Ca	K	Na
Крупный серицит							
Невыветренный плагиоклаз, Исси л'Эвок	22,6	20,5	—	—	0,6	6,1	2
Плагиоклаз из гранитной дресвы, Мон-Пале	19,4	14	0,3	0,1	0,3	5,4	—
Тонкий серицит	16,5	12,5	2,4	0,4	0,2	Сл.	—
Плагиоклаз из гранитной дресвы, Мон-Пале	16,2	12,5	2,2	0,3	0,2	2,4	1,5

ция калия при повышенном содержании железа и магния. В связи с этим Ф.К. Седон и Ж. Педро [22] допускают, что это трудно отличимые от деградированной слюды смешанно-слойные образования, возникающие при выветривании плагиоклаза. Указанные авторы подчеркивают связь развивающегося при выветривании каолинита с мелкочешуйчатой супергенной слюдой.

Следует отметить, что при изучении коры выветривания коростеньских гранитов, распространенных в северной части Житомирской обл., в зоне дезинтеграции также зафиксировано появление мелкочешуйчатого желтовато-зеленого слюдистого минерала, интенсивно замещающего зерна плагиоклаза [1].

Опτικο-петрографические исследования показали, что на ранних этапах выветривания гранитов массива Партена (департамент Де Севр, Франция) вдоль контактов зерен плагиоклаза, ортоклаза и мусковита развиваются оторочки, состоящие из тонкочешуйчатого мусковитоподобного минерала [18]. С помощью электронного микроанализатора установлено, что тонкочешуйчатый слюдистый минерал отличается от мусковита пониженным содержанием калия и повышенным — кремния, магния и железа, в значительной степени приближаясь по химическому составу к типичным низкотемпературным иллитам.

Не менее показательно, что в Чехословакии в коре выветривания карловарских гранитов (месторождения Седлец, Отовице и др.) широко распространен тонкочешуйчатый слюдистый минерал, образующий вместе с каолинитом псевдоморфозы по ортоклазу [13]. Содержание слюдистого минерала, названного Дж. Конта и Ц. Бобувек [13] 10 Å иллитом, возрастает с глубиной в профиле каолинового выветривания. Кроме того, можно сослаться на работы почвоведов [9 и др.], в которых указывается, что в почвах умеренной климатической зоны довольно часто наблюдается замещение полевых шпатов, в том числе и калиевых, слюдоподобными новообразованиями.

Некоторые авторы рассматривают присутствие супергенной слюды как структурно-позиционный фактор, контролирующий формирование мелких (20–40 мкм) сростков каолинита [21], другие исследователи считают, однако, что подобные каолинитовые сростки формируются пу-

тем кристаллизации из раствора или же перекристаллизации тонкодисперсного каолинового материала [4]. Отмечено, что сростки каолинита, образующиеся путем замещения слюды, имеют в поперечном сечении неровные, видимо, унаследованные контуры, в то время как сростки, кристаллизующиеся из раствора, имеют достаточно четко выраженные сечения и столбчатую, нередко изогнутую форму. На снимках, полученных при изучении большой коллекции элювиальных каолинов с помощью сканирующего электронного микроскопа, отчетливо прослеживается присутствие обеих морфогенетических разновидностей каолиновых сростков.

Развитие аналитической техники позволяет ныне детально изучать даже отдельные каолиновые сростки. Примером могут служить результаты изучения сростков каолиновых кристаллитов, присутствующих во фракции 0,2–2 мкм каолинита из штата Джорджия, США. При изучении поперечных срезов таких сростков с применением высоко разрешающего электронного микроскопа отчетливо наблюдаются элементарные каолиновые слои (7,15 Å), среди которых расположены элементарные слои слюды (10 Å), образующие "острова" длиной 300–500 Å и шириной 80–130 Å. Исследователи, проводившие этот эксперимент [16], считают наиболее вероятным, что "острова" – это реликты слюдистого минерала, почти целиком замещенного каолинитом. При микронзондировании каолиновых частичек фракции 0,2–2 мкм английских (Корнуэлл) и американских (Джорджия) каолинов установленные атомные отношения K/Si составили около 0,002, что эквивалентно в среднем присутствию одного элементарного слоя мусковита на 250 элементарных слоев каолинита [10].

Приведенный далеко не полный перечень минералогических наблюдений позволяет сделать вывод, что супергенные диоктаэдрические гидрослюды, близкие по составу и структуре к мусковиту, формируются при определенных параметрах среды, в которой протекает выветривание полевых шпатов.

Пеликаниты как природный фактор промежуточных стадий выветривания. В древних корах каолинового выветривания наиболее стабильным минералом является каолинит с упорядоченной кристаллической структурой. Как полагают А.Г. Черняховский и Б.П. Градусов [7], он образуется в ходе эволюции элювиального профиля вследствие процесса "рафинирования", т.е. удаления из данной природной системы аморфных и прочих плохо окристаллизованных компонентов. Видимо, при этом разрушаются и супергенные диоктаэдрические гидрослюды, поскольку они явно метастабильны в физико-химических условиях, определяющих кристаллизацию каолинита. Поэтому в собственно каолиновых зонах профиля выветривания такие слюды не наблюдаются. По-видимому, супергенные апополевошпатовые гидрослюды сохранились преимущественно среди слабо измененных пород, залегающих в основании профиля выветривания. Приведенные выше примеры подтверждают такое заключение.

Супергенные гидрослюды образуются также в связи с развитием пеликанитизации, т.е. опализации отдельных участков каолинового про-

филя выветривания. Опал цементирует высокопористые элювиальные образования на том или ином уровне в профиле каолинового выветривания, преимущественно вблизи границы зон полной и частичной каолинизации. Последняя отличается тем, что слагающая ее кварц-каолининовая масса содержит остаточный микроклин. Опализация приводит к существенному сокращению пористости и практически исключает возможность циркуляции в пеликанитах водных растворов. Благодаря этому в ряде случаев метастабильные супергенные гидрослюды могут сохраняться в пеликанитах как бы в "законсервированном" виде, в то время как в соседних участках профиля, не подвергавшихся пеликанизации, гидрослюды почти полностью замещены каолинитом. Это свойство процесса пеликанизации фиксировать ранние этапы минеральных превращений в каолиновых корах выветривания отмечалось ранее [3].

Оптико-петрографическое изучение прозрачных шлифов, изготовленных из образцов пеликанитов, отобранных на Просяновском, Турбовском, Велико-Гадоминецком (Украина), Алексеевском и Кара-Джигит (Казахстан) каолиновых месторождениях, позволило выделить те из них, в которых присутствует реликтовый калиевый полевой шпат. Наиболее показательны результаты изучения пеликанитов месторождений Велико-Гадоминецкое и Кара-Джигит. В них отчетливо наблюдаются извилистые границы растворения зерен микроклина с появлением бухтообразных углублений, острых выступов и "островных" участков. Характер поверхности микроклина в зоне контакта с замещающей его глинистой массой — микрокавернозный, изъеденный, свидетельствующий о процессах растворения.

Глинистая масса, заменяющая микроклин, состоит из каолинита и супергенной гидрослюды, последняя также в заметной степени каолинизирована. Гидрослюды наименее подвержены каолинизации вблизи границ зерен реликтового микроклина. В отличие от автометаморфического серицита супергенная гидрослюда формируется лишь на периферии зерен микроклина, не проникая в их внутреннюю часть. Рентгеноструктурный анализ глинистого минерала, замещающего зерна микроклина, подтверждает присутствие каолинита и деградированной 10 Å слюдистой фазы. Показатель преломления слюдистых частиц $N_m = 1,600$, двупреломление сравнительно низкое (не выше белого, первого порядка). С помощью электронной микроскопии установлено, что гидрослюда в начальной степени замещения каолинитом представлена микрочешуйчатым агрегатом с неровными контурами в сечениях по 001. Даже без применения техники вакуумного декорирования можно наблюдать нарастание характерных по морфологии зародышей каолинита на плоскостях 001 слюды (м-е Кара-Джигит, см. фиг., а, вкл.). Следует отметить, что каолинит, возникающий при замещении микроклина, образует гипидиоморфнозернистые агрегаты, причем поверхность микроклина носит явные следы растворения (м-е Велико-Гадоминецкое, см. фиг., б). Одновременно здесь же присутствуют крупные поликристаллические сростки каолинита, имеющие веерообразный, аккордеоноподобный, книжовидный облик (м-е Велико-Гадоминецкое, см. фиг., в, з). Сопоставление наблюдений в поляризованном свете с электронно-микроскопическими снимками

тех же участков пеликанита позволяет заключить, что выделения каолинита, отличающиеся своеобразной морфологией, формируются при замещении выделений тонкочешуйчатой супергенной гидрослюда.

Рост каолининовых сростков происходит при этом путем растворения поверхностей 001 слюдяного минерала и эпитаксического осаждения каолиновых кристаллов из раствора, имеющего низкую степень пересыщения [6]. Формирование псевдоморфоз каолинита по гидрослюде сопровождается увеличением объема, главным образом за счет удлинения каолининового поликристалла по оси *C* в результате осаждения все новых слоев эпитаксически ориентированных каолининовых кристаллитов. Подобный механизм формирования каолинит-гидрослюдистых сростков предложен для условий раннедиагенетической стадии преобразования осадков [15]. Явление разбухания, наблюдающееся при замещении диоктаэдрических слюд каолинитом, свидетельствует о присутствии в окружающей среде подвижных ионов *Al* и *Si*. Неравномерность этого процесса, а также помехи роста поликристаллов со стороны ближайшего окружения являются причиной их часто наблюдающейся деформированности. Энергетический барьер для эпитаксического нарастания каолинита на подложке из декатионированной слюды должен быть, исходя из термодинамических соображений, ниже, чем требуется для появления свободного каолининового зародыша в слабо пересыщенном растворе. Дальнейшее изучение сростков каолина, возникших путем замещения супергенной гидрослюда, должно быть проведено с применением микроанализатора и микродифракции электронов. При этом пеликаниты, как следует из изложенного, могут явиться весьма перспективным объектом для изучения каолинизации исходных пород, поскольку в них могут быть зафиксированы разные стадии такого процесса.

ВЫВОДЫ

1. Полевые шпаты в зависимости от условий выветривания могут замещаться каолинитом как непосредственно, так и через стадию формирования супергенных диоктаэдрических гидрослюдов.

2. Кинетика реакций осаждения (кристаллизации) каолинита или гидрослюдов при гидролизе полевых шпатов определяется скоростью поступления или удаления калия, что регулируется в природе количеством выпавших атмосферных осадков, с одной стороны, и степенью дренирования — с другой.

3. В каолинах, наряду с каолинитом, непосредственно замещающим полевой шпат и первичную слюду, могут присутствовать тонкочешуйчатая гидрослюда как промежуточный продукт выветривания полевых шпатов, а также каолинит, возникший путем замещения супергенной гидрослюда.

4. Каолининовые поликристаллы образуются, видимо, в результате каолинизации выделений супергенных диоктаэдрических гидрослюдов.

5. Пеликаниты могут служить объектом изучения метастабильных промежуточных продуктов выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бучинская Н.И. К минералогической характеристике коры выветривания коростеньских гранитов. — В кн.: Кора выветривания на территории УССР. Киев: Наукова думка, 1971, т. 1.
2. Кашик С.А. Некоторые вопросы геохимии процесса выветривания гранитов. — В кн.: Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск: Наука, 1975.
3. Мельник Э.В., Кондрачук В.Ю. О пеликанитах в коре выветривания кристаллических пород докембрия центральной части Украинского щита. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13.
4. Русько Ю.А. Каолинизация и каолины Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1976.
5. Соколова Н.Т., Ходаковский И.Л. О подвижности алюминия в гидротермальных системах. — Геохимия, 1977, № 6.
6. Чекин С.С., Самотин Н.Д., Финько В.И. Рост кристаллов каолинита при выветривании мусковита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
7. Черняховский А.Г., Градусов Б.П. Генезис и природа каолинового продукта выветривания. — Докл. АН СССР, 1976, 277, № 4.
8. Шварцев С.Л., Баженов В.А. Геохимические условия образования иллита в продуктах коры выветривания. — Геохимия, 1978, № 3.
9. Bronger A., Kalk E. Zur Feldspatverwitterung und ihrer Bedeutung für die Tonmineralbildung. — Z. Pflanzenernähr. und Bodenkn., 1976, H. 1.
10. Jepson W.B., Rowse J.B. The composition of kaolinite — an electron microscope microprobe study. — Clays and Clay Minerals, 1975, 23, N 4.
11. Keller W.D. Environment aspects of clay minerals. — J. Sediment. Petrol., 1970, 40, N 3.
12. Keller W.D. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse origins. Part I, II. — Clays and Clay Minerals, 1976, 24, N 3. Part IV. Clays and Clay Minerals, 1977, 25, N 5.
13. Konta J., Bobuvec Z. Illite separated from the natural kaolin of Sedlec. — In: Third Conf. of Clay Miner. and Petrol., Praha, Univ. Carl., 1965.
14. La Iglesia A., Martín Vivaldi J.L., Lopez Aguayo F. Kaolinite crystallization at room temperature by homogeneous precipitation III: Hydrolysis of feldspars. — Clays and Clay Minerals, 1976, 24, N 1.
15. Langbein R. Über mikroskopische Kaolinit-Glimmer-Verwachsungen. — Z. angew. Geol., 1977, 23, N 5.
16. Lee S.Y., Jackson M.L., Brown J.L. Micaceous occlusions in kaolinite observed by ultramicrotomy and high resolution electron microscopy. — Clays and Clay Minerals, 1975, 23, N 2.
17. Lerz H., Borchart W. Verwitterung von Mikroklin unter atmosphärischen Temperatur-Druck-Bedingungen. Ein experimenteller Beitrag zum Problem der Kaolinesierung. — Chem. Erde, 1962, 22.
18. Meunier A., Velde B. Mineral reactions of grain contacts in early stages of granite weathering. — Clay Minerals, 1976, 11, N 3.
19. Misra U.K., Upchurch W.J., Marchall C.E. Lysimetric and chemical investigations of pedological changes. Part 4. Mineral equilibria in relation to potassium and magnesium — enriched environment in the profile. — Soil Sci., 1976, 122, N 1.
20. Pačes T. Chemical characteristics and equilibrium in natural water — felsic rocks — CO₂ system. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, 36, N 2.
21. Sand L.B. On the genesis of residual kaolins. — Amer. Miner., 1956, 41, N 1/2.
22. Seddoh F.K., Pedro G. Aspects microgéochimiques de l'altération superficielle. Application à l'étude de l'évolution des minéraux dans les arènes granitiques. — Cah. ORSTOM, ser. Pédol., 1975, 13, N 1.
23. Tardy Y. Géochimie des altérations etude des arènes et des eaux de Quelques massives cristallins k'Europe et l'Afrique. — Mém. Serv. Carte geol. Als. Lorr., 1967, N 31.
24. White D.E., Hem J.D., Waring G.A. Chemical composition of subsurface waters. Washington: U.S. Gov. Print. Off., 1963.

• ОБ ЭТАПНОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ В ПОРОДАХ ЭФФУЗИВНОЙ ФОРМАЦИИ

В последние годы появляется все больше данных о значительной роли гидротермального процесса в формировании крупных скоплений глинистых продуктов, развитых по породам разнообразного генезиса и состава. Трудность расшифровки особенностей их происхождения заключается в том, что воздействие на породу как гидротермальных растворов, так и элювиальных и эпигенетических процессов часто имеет минералогически один и тот же или весьма близкий результат.

Авторами предпринята попытка на основе детального общегеологического, петрографического, минералогического и геохимического изучения глинистых продуктов, развитых в пределах Убаганской структурно-фациальной зоны (Тургайский прогиб), установить некоторые характерные особенности эндогенного и экзогенного глинообразования.

Район исследования находится в средней части Убаганской структурно-фациальной зоны Тургайского прогиба, в пределах Семиозерного грабен-синклинория. Он представляет собой сложную блоково-складчатую структуру, расположенную в шовной части между разновозрастными складчатыми системами Центрального Казахстана и Южного Урала. Продукты кислого вулканизма (туфы, туфобрекчии, перлиты, вулканические брекчии и др.), слагающие экструзивные купола или некки, тяготеют к зонам преимущественного развития позднегерцинской и раннекиммерийской складчатости, характеризующейся интенсивным проявлением разрывных дислокаций и наземного вулканизма. Сложное блоковое строение территории в совокупности с многочисленными нарушениями, оперяющимися разломы, обусловило повышенную проницаемость данного участка земной коры. Это способствовало тому, что после завершения цикла эффузивного вулканизма и превращения области в арену деятельности термальных вод последние сильно изменили породы района.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

Распределение глинистых минералов, развитых по вулканитам кислого состава, подчиненно метасоматической зональности, которая контролируется зонами разломов, служивших путями поступления гидротермальных растворов [7, 8].

Начальная стадия изменений фиксируется зоной кремниво-щелочного метасоматоза. Породы, слагающие эту зону, практически не сохраняют структурные и текстурные особенности эдукта. Оплавленные фенокристаллы первичных (дозруптивных) минералов — кварца, полевого шпата, биотита — диагностируются в большинстве случаев лишь по тeneвым структурам вследствие метасоматического замещения кварцем. Наблюдаются также новообразованные полосчатые текстуры, обусловленные

чередованием полос ксеноморфного кварца, тонких призматических агрегатов калиевого полевого шпата и гематита. В перекристаллизованных разностях часто появляются кварц-полевошпатовые агрегаты гранобластовой и аллотриоморфной структуры.

Химический состав пород приведен в таблице. Особый интерес вызывает поведение щелочей. Концентрация калия в измененных породах увеличивается до 8,9% при заметном сокращении количества натрия. Такое поведение щелочей при слабых вариациях их общего содержания в измененных и неизмененных породах свидетельствует о метасоматическом характере данных превращений [4, 6, 15, 17].

Сумма щелочей и калий-натриевые отношения достигают максимума в приразломных частях. Именно здесь, в ассоциации с вторичным кварцем, сосредоточено наибольшее количество вторичного калиевого полевого шпата и мелких призматических пластинчатых (гейландит) и сферондальных выделений цеолитов (фиг. 1, а, см. вклейку).

В приразломной части помимо кварцевых и кварц-калишпатовых прожилков и оторочек встречаются зерна первичного полевого шпата и биотита, частично или полностью замещенные мозаичным кварцем. Вторичный кварц начинает развиваться преимущественно во внутренних зонах фенокристов, постепенно разрастаясь к периферии (см. фиг. 1, б).

Биотит также замещается мозаичным кварцем (см. фиг. 1, в), который, как и в первом случае, начинает развиваться во внутренних зонах минерала. Процесс сопровождается концентрацией железа в виде тонких агрегатов магнетита и реже гематита по периферии кристалла. Зерна первичного кварца и даже более поздние его выделения испытывают полную или частичную грануляцию, причем процесс может протекать в несколько стадий. Если наиболее слабые изменения сопряжены с возникновением каймы обрастания, то максимально измененные разности полностью утрачивают начальную форму. Фронт замещения (перекристаллизации) в этом случае часто маркируется недиагностируемым бурым пылеватым веществом, зерна новообразованного кварца имеют лапчатую форму.

Наряду с рассмотренными примерами окремнения широко развиты сферолиты халцедона и выделения тонкораскристаллизованного ксеноморфного кварца, которые тяготеют к периферии зоны. С рассматриваемыми выделениями не ассоциирует вторичный калиевый полевой шпат, роль которого как порообразующего минерала при удалении от разлома уменьшается.

Коэффициенты подвижности химических элементов показывают, что при стабильном положении Al, Fe^{3+}, Si наблюдается вынос всех других компонентов: $Mn > Na > Ca > Fe^{2+} > Mg > Ti$. Исключение составляет калий, концентрация которого возрастает в среднем на 237%. Интенсивный привнос калия в породу является наиболее характерной чертой рассматриваемого процесса.

Наблюдаемый в породах эпимагматический комплекс минералов (цеолит-гематит-калишпат-кварцевый) почти полностью присутствует в девонских "бордовых кислых эффузивах" Центрального Казахстана [16], сформировавшихся в результате щелочного существенно калие-

№ пп	№ обр.	Глубина, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO
1	52-Б	295,0	30,12	22,34	1,08	4,89	17,4
2	52-А	279,0	32,84	27,75	2,46	2,01	13,96
3	382-24	133,0-134,0	70,66	18,78	0,19	-	1,48
4	18-1	145,0-146,0	52,40	33,84	0,05	0,18	0,56
5	21-1	117,0-118,0	75,98	15,92	0,12	0,47	0,14
6	684-3	139,0	74,54	12,62	0,11	-	0,42
7	684-1	117,0-118,0	75,04	13,19	0,11	-	0,42
8	242-7	99,7	65,34	21,27	0,62	2,18	0,28
9	382-33	173,5	73,20	12,91	0,08	1,13	0,28
10	377-8	127,20	71,18	14,49	0,33	3,53	0,21
11	18-17	225,8	72,82	12,91	Сл.	0,60	0,42
12	22-5	276,0-279,0	71,92	13,48	0,11	1,25	0,14
13	377-9	128,4	70,80	14,63	0,34	1,36	0,28
14	684-5	159,0	74,46	13,19	0,14	-	0,52
15	415-8	113,0	72,98	11,91	0,27	1,05	0,71
16	575-1	100,0	72,64	14,29	0,10	0,69	1,12

1-2 - оглеенные монтмориллонитизированные базальтовые порфириты; 3-7 - элювиальные образования: 3-5 - зона конечного разложения, 6-7 - зона начального разложения; 8-12 - гидротермально-измененные породы, зоны аргиллизации:

вого метасоматоза [12]. Вместе с тем эти вулканиты очень напоминают кварц-адуляровые породы, возникающие в зонах разломов и максимального парообразования гидротермальных систем областей активного вулканизма [11]. По-видимому, рассматриваемые породы, пространственно и генетически связанные с вышележащими глинами, образовались при подземном вскипании достаточно нагретых гидротермальных растворов в тектонически ослабленных зонах на пути их движения к поверхности.

Выше по разрезу в метасоматитах наблюдается монтмориллонит, свидетельствующий о переходе к зоне аргиллизации, достигающей мощности 80 м. Появление глинистых минералов сопровождается осветлением и потерей механической прочности пород. Монтмориллонитовые глины, слагающие нижнюю часть зоны аргиллизации мощностью до 46 м, представляют собой белые, светло-серые, зеленовато-серые, реже темно-зеленые, светло-розовые, вишнево-красные и пятнисто-окрашенные, плотные, часто восковидные; на ощупь жирные породы. Во влажном состоянии они пластичные и очень вязкие, при высыхании легко рассыпаются на мелкие обломки, которые имеют раковистый, полураковистый, угловатый и землистый изломы. В большинстве случаев глины сохраняют структуру и текстуру исходных пород.

Ведущий глинистый минерал этой зоны - монтмориллонит, устанавливаемый по наличию на дифрактометрических кривых естественных и обработанных 10%-ной HCl образцов серии рефлексов с $d(001) \approx 12-13,5 \text{ \AA}$ и $d(33; 060) \approx 1,49 \text{ \AA}$. На дифрактограммах обработанных глицерином

MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма
0,40	1,96	1,61	0,67	0,17	He опр.	19,66	100,30
0,21	0,42	0,30	0,31	0,12	"	19,09	99,47
0,08	—	0,21	0,26	0,24	6,96	1,23	100,09
0,03	0,29	0,10	0,22	Сл.	11,62	0,94	100,23
0,01	0,43	—	0,34	0,46	5,32	0,76	99,95
0,03	0,58	0,83	2,51	6,03	0,50	1,06	99,23
Сл.	0,58	0,62	2,21	6,89	1,38	0,22	100,66
0,04	0,82	1,09	0,88	0,34	He опр.	7,63	100,49
0,07	1,31	3,04	0,84	0,48	5,90	0,64	99,48
0,10	0,65	1,38	1,13	2,27	He опр.	4,13	99,44
0,13	1,17	1,26	2,83	2,41	4,42	1,05	99,72
0,18	1,16	2,29	2,59	1,22	6,20	—	100,52
0,04	0,27	0,20	1,32	8,90	He опр.	1,63	99,77
—	0,72	0,52	2,29	5,86	1,24	0,36	99,34
0,09	0,82	0,39	3,24	3,06	He опр.	4,82	99,34
0,03	0,58	0,21	3,64	5,78	"	0,34	99,46

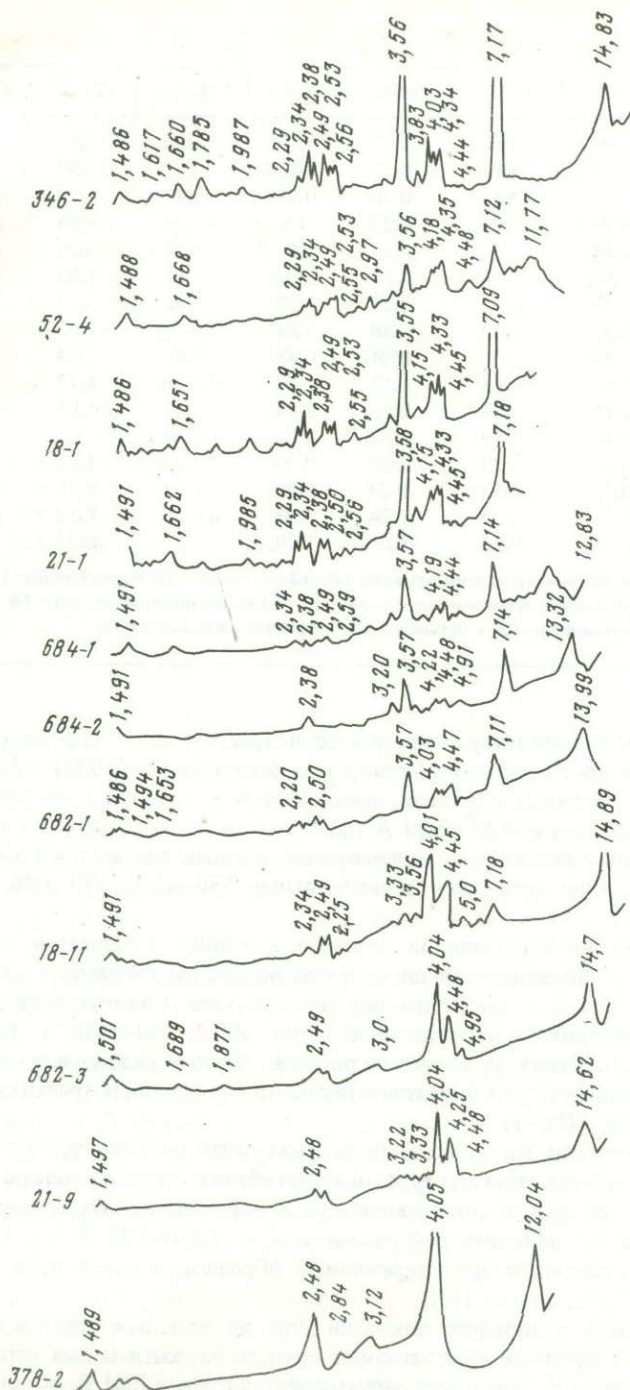
8–9 – монтмориллонит-каолининовая, 10–12 – монтмориллонитовая; 13 – зона кремниевое-щелочного метасоматоза; 14–16 – неизменные породы: 14 – кварцевые порфиры, риолиты, 15 – перлиты, 16 – фельзитовые порфиры.

образцов межплоскостное расстояние возрастает до 17,12–18,18 Å. На этих же кривых отчетливо фиксируются отражения с $d(002) = 8,6–9,7$ Å. На дифрактограммах образцов, прокаленных в течение 1 час при 600°C, $d(001)$ смещается к 9,47–9,89 Å (фиг. 2, обр. 21–9). Термический анализ подтверждает существенно монтмориллонитовый состав этой зоны (три эндотермические остановки в интервалах 130–150, 670–690 и 900–940°C).

В качестве незначительной примеси в глинах отмечается каолинит. Последний устанавливается по наличию на дифрактограммах рефлексов с $d \approx 7,0–7,14$ Å, а также по эндотермическим и экзотермическим эффектам в интервалах соответственно 500–600 и 900–1000°C. Каолинит, как правило, структурно несовершенен, на что указывает отсутствие двух триплетных групп и соответствующих отражений в пределах (020) – (002) и (132) – (004).

Из неглинистых минералов, по данным рентгеноструктурного анализа, присутствуют низкотемпературный кристобалит, полевые шпаты и кварц. Принципиально важно содержание в этой зоне гейландита, который устанавливается по наличию рефлексов с $d \approx 8,84–8,97$ Å у естественно неориентированных и ориентированных образцов и с $d \approx 8,88–8,93$ Å у образцов, обработанных HCl.

Наблюдения в шлифах показали, что из полевых шпатов наиболее устойчивы в процессе аргиллизации ортоклазы, хотя и они испытывают метасоматическое замещение монтмориллонитом (фиг. 3, а, см. вклейку). Контур первичного минерала при этом маркируется тонкой



Фиг. 2. Рентгеновские дифрактограммы продуктов эпигенетического глинообразования (фракция < 0,001 мм)

рудной пылью. Наиболее сильно подвержены изменению плагиоклазы кислого и среднего рядов. При этом монтмориллонитизации предшествует покисление этих минералов, что связано с деанортитизацией в общем ходе гидротермального преобразования.

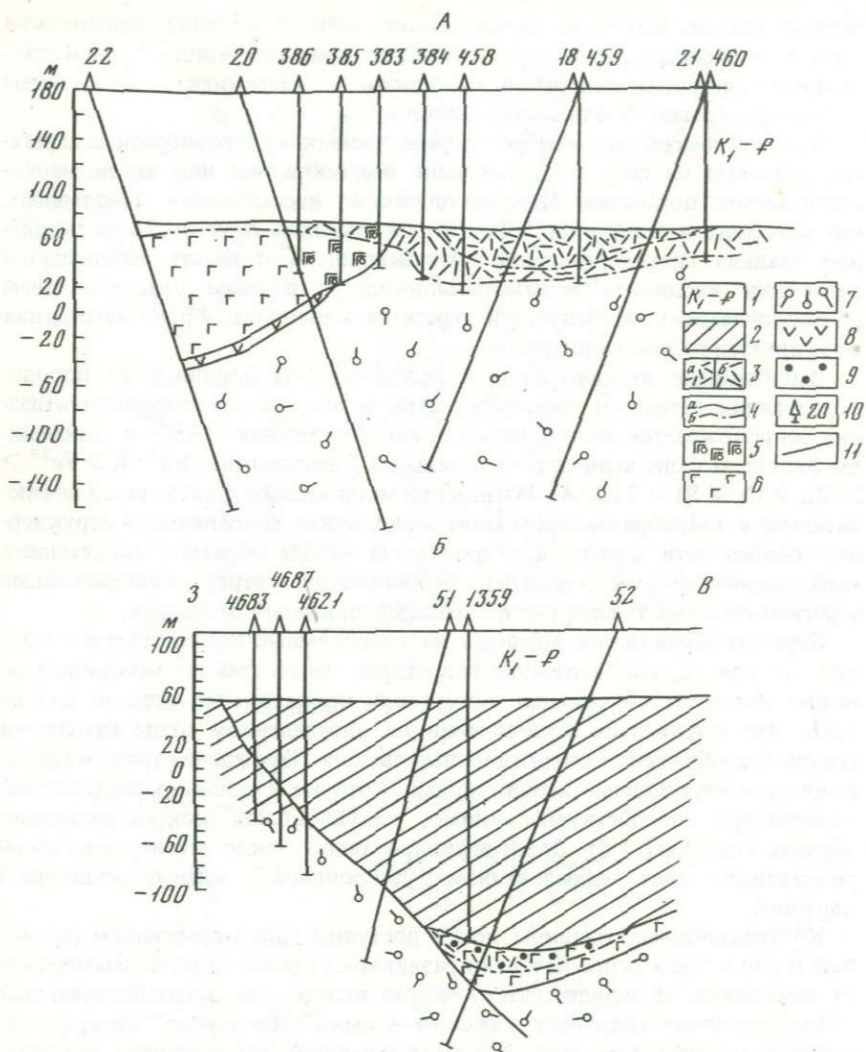
Под микроскопом в каолините обнаруживаются червеобразные агрегаты, разбитые на сегменты, имеющие веерообразное или закономерно-волоконистое погасание. Микроскопические исследования показывают, что каолинит и монтмориллонит могут замещать друг друга на различных стадиях гидротермальной аргиллизации. В частности, наблюдается резорбция каолинита монтмориллонитом с полным унаследованием морфологических особенностей агрегатов каолинита. Фронт замещения маркируется рудным минералом.

Изообъемные концентрации и коэффициенты подвижности породообразующих элементов свидетельствуют о том, что монтмориллонитизация сопровождается значительным привнесением магния (233%) и окислением железа на фоне выноса всех остальных компонентов: $Na > K > Fe^{2+} > Mn > Ca > Si > Ti > Al$. Магний при метасоматозе фиксируется исключительно в новообразованном монтмориллоните, сохраняющем структурные особенности эдукта, а гидроокислы железа образуют собственные минеральные формы (гематит, гидрогематит, гетит), колломорфные агрегаты которых трассируют направление движений растворов.

Пересчет химических анализов на изообъемные концентрации позволил установить, что замещение гидратированного стекла монтмориллонитом вызывает сокращение потерь при прокаливании больше чем на 1,5%. Это выражается в появлении на определенном этапе изменения стекла своеобразных контракционных трещин. Зарождение трещин сопровождается внутренними напряжениями, которые в условиях повышенной температуры способствуют, видимо, узлолокальной раскristаллизации перлита (см. фиг. 3,б). Девитрифицированное стекло реагирует на поляризованный свет образованием "зетроидной" интерференционной картины.

Контракционные трещины легко доступны гидротермальным растворам, и в них очень скоро начинают развиваться процессы метасоматического замещения. В шлифах часто можно видеть, как новообразованный монтмориллонит сохраняет какое-то время "зетроидную" интерференционную картину (см. фиг. 3,в). В дальнейшем она пропадает, и глинистый минерал приобретает обычные для него оптические свойства. Чаще всего рассматриваемые глинистые выполнения имеют форму веретена. Развиваясь, они затушевывают первичную перлитовую структуру эдукта.

Вулканыты, испытавшие сферолитовую раскristаллизацию, локализованы около разлома и слагают условно выделяемую жерловую фацию. Необходимо отметить существование различий в составе сферолитов и цементирующего стекла, доказанное многими исследователями. Установлено, что сферолиты всегда беднее водой, чем стекла, и эти различия наиболее ощутимы для кайнотипных образований [5], к числу которых относятся изучаемые вулканыты. Видимо, это определило в первую очередь избирательность метасоматического замещения пород. Микроскопические исследования показали, что сначала происходит монтмориллонити-



Фиг. 4. Геологические разрезы по линии скв. 22-460 (А) и 4683-52 (Б)

1 - мел-палеогеновые рыхлые аллохтонные отложения; 2 - юрские угленосные отложения; 3 - элювиальные образования; а - каолилитовая зона, б - зона начального разложения; 4 - границы зон коры выветривания: а - достоверная, б - предполагаемая; 5-8 - вулканогенные отложения туринской серии ($P_2 - T_3$): 5 - андезиты, андезито-базальты миндалекаменные, б - базальты миндалекаменные, 7 - кварцевые порфиры, риолиты, 8 - дайки диабазовых порфиров; 9 - зоны эпигенетического оглеения; 10 - скважины и их номера; 11 - зоны разломов

зация цементирующего сферолиты стекла, причем "шары" остаются практически свежими. Замещение "шаров" начинается, как правило, после полного перерождения цемента и развивается по трещинам или по основной массе, постепенно захватывая весь сферолит. В тех участках,

где отмечается наиболее интенсивный щелочной метасоматоз, минеральный состав аргиллитов меняется. Практически мономинеральная монтмориллонитовая порода по фронту движения растворов сменяется монтмориллонит-каолининовыми образованиями. Сложная картина расположения растворопроводящих каналов определяет крайнюю сложность комбинаций существенно монтмориллонитовых и монтмориллонит-каолининовых зон.

Наиболее мощные зоны монтмориллонитовых глин приурочены к участкам преимущественного развития пироклаستيку вследствие ее повышенной проницаемости для гидротермальных растворов. Под микроскопом иногда можно наблюдать неправильные по форме (чаще трех- и четырехугольные) выделения, выполненные монтмориллонитом, находящимся в обрамлении тонкораскристаллизованных цеолитов (гейландита). Эти выделения достигают размера от долей миллиметра до 4—5 мм в поперечнике.

Следовательно, формирование этой зоны, видимо, можно рассматривать как результат низкотемпературного субщелочного магниевого метасоматоза — производной более глубинного, но синхронного с ним калиевого щелочного метасоматоза. Как первый, так и второй являются результатом эволюции гидротермальных растворов в приповерхностных условиях.

Далее по фронту движения растворов монтмориллонитовая зона переходит в продукты кислотного выщелачивания (кварц-каолининовые породы) мощностью до 36 м, где преобладающим минералом становится глобулярный лапчатый и гребенчатый кварц в полном сростании со слабо двупреломляющим каолинитом несовершенной структуры. Породы окрашены в белый и светло-серый цвета и, как правило, обладают небольшой механической прочностью. Выделение этой зоны в известной степени условно, так как в подавляющем большинстве разрезов она глубоко переработана элювиальными и эпигенетическими глеевыми процессами (фиг. 4).

Каждая из рассмотренных зон характеризуется определенным содержанием микроэлементов, из которых наиболее информативны медь, цинк и свинец. Развитие гидротермального процесса приводит к перераспределению этих микроэлементов. В частности, кремниево-щелочной метасоматоз сопровождается обогащением пород медью и цинком (соответственно 0,2—0,5 и 0,1—1,0%), а гидротермальная аргиллизация (особенно формирование зоны кислотного выщелачивания) вызывает их активную миграцию (0,0001—0,0003% Pb; 0,0001—0,01% Cu; 0,001—0,01% Zn).

ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

Коры выветривания Тургайского прогиба исследовались многими авторами [1, 10, 13, 14], но тем не менее нижнемезозойские коры выветривания в целом изучены еще слабо. Сложность диагностики продуктов элювиального процесса заключается в том, что субстрат представлен в основном гидротермально-измененными глинизированными породами.

В районе исследования кора выветривания сформировалась в предме-

ловое время. В юре в локальных депрессиях происходило накопление угленосных толщ. Впоследствии континентальные условия сменились морскими, и в мел-палеогене сформировалась толща песчано-глинистых отложений мощностью 100–200 м.

Морская трансгрессия сопровождалась размывом коры выветривания, и в настоящее время сохранились лишь зоны начального разложения, часто содержащие реликтовые ассоциации глинистых минералов гидротермального генезиса. Специфические гидрогеологические условия, обусловленные наличием крупного артезианского бассейна в пределах современного Тургайского прогиба, содержащего многочисленные водонесные горизонты, привели к новой эпигенетической переработке субстрата, включая и гидротермально-переработанные, выветрелые и неизмененные зоны.

В тектонически ослабленных зонах по разломам или на литологических контактах от размыва сохранились реликты коры выветривания мощностью до 40–60 м. Кислые вулканиты, гипергенно не измененные, представлены лавами, лавобрекчиями, туфами кварцевых порфиритов, риолитов, реже фельзитовых порфиров липарит-дацитового состава.

Неоднородность пород субстрата, присутствие глинистых минералов, образовавшихся в результате гидротермальных процессов, эпигенетические изменения, обусловленные воздействием глеевых растворов, поступавших и поступающих из перекрывающих угленосных и сероцветных толщ, привели к тому, что зональность профиля выветривания кислых вулканитов несколько необычна. Выделяются следующие зоны (снизу вверх): начального разложения (выщелачивания) и конечного разложения (каолинитовая).

Зона начального разложения не имеет четко выраженных контактов и переходов как в породы, не измененные гипергенными процессами, так и в сильно выветрелые. Например, среди сильно выщелоченных кварцевых порфиров присутствуют слабо измененные участки. Цвет породы белый, светло-серый. Пористость изменяется от 11,5 до 27,3% (среднее 18,3%), объемный вес 2,2–1,84 г/см³ (в среднем 2,02 при $n = 8$). Очень редко наблюдается слабое гидрогетитовое ожелезнение (пятнистое распределение участков породы желто-бурого цвета и нитевидные прожилки различной ориентировки). Порфиробласты санидина практически не изменены. Его кристаллы с хорошо выраженной спайностью весьма совершенного вида, водяно-прозрачные и только в редких случаях слабо замутнены. Основная масса породы (кварц-полевошпатовая и вулканическое стекло) слабо глинизирована. Соотношение выхода легкой и тяжелой фракций 99,8:0,02. Качественный состав легкой фракции свидетельствует о невысокой степени гипергенного изменения пород субстрата; основное место принадлежит неустойчивым минералам: полевые шпаты или агрегаты кварц-полевошпатового состава (в сумме) – в среднем 84%, кварц – 16%. В составе минералов тяжелой фракции преобладают пирит, а также ильменит, магнетит, лейкоксен, циркон, эпидот. Очень редки рутил, сфен, турмалин, апатит, биотит, анатаз и сидерит.

Изучение с помощью рентгеноструктурного, термического и электронно-микроскопического методов фракций 0,01 и 0,001 мм позволило

установить, что они сложены в основном монтмориллонитом натриевого состава ($d_{\text{ест. неор.}} = 12,83 \text{ \AA}$; $d_{\text{ест. ор.}} = 12,0 \text{ \AA}$). Он фиксируется по характерным рефлексам на рентгенограммах ($d_{\text{глин}} = 17,74-17,52 \text{ \AA}$). При этом распределение его в изученных образцах неравномерное (от 50 до 83%); в некоторых образцах (21/4) из этой же зоны глинистая фракция нацело сложена каолинитом, как правило, структура его несовершенная и весьма несовершенная (две триплетные группы с $d_{\text{ест. неор.}} = 2,28-2,56 \text{ \AA}$ выражены очень слабо). В целом по зоне отмечается постепенное увеличение снизу вверх содержания каолинита и уменьшение — монтмориллонита, хотя он и преобладает (см. фиг. 2, обр. 684-1, 684-2).

Таким образом, в зоне начального разложения невозможно с уверенностью фиксировать новообразование глинистых минералов за счет гипергенных процессов.

Самым характерным изменением породы является увеличение ее пористости и соответствующее уменьшение объемного веса, поэтому для более объективной оценки роли гипергенных процессов нами в изобъемных концентрациях сравнивались составы пород коры выветривания и гидротермально-аргиллизированных вулканитов. О химических изменениях, обусловленных собственно элювиальным процессом, с определенной мерой условности можно судить по результатам, приведенным в таблице.

В зоне начального разложения резко сокращается количество кристаллизационной воды (H_2O^+), магния, кальция и марганца. Содержание калия увеличивается в 3 раза (по сравнению с неизменными породами оно уменьшается на 16%). Концентрации кремния, алюминия, титана практически однозначны. Соотношение двух- и трехвалентного железа отражает сложную динамику изменения его основных минеральных форм как в породах субстрата, так и в целом в коре выветривания в зависимости от гипогенных и гипергенных факторов.

Каолининовая зона представлена глинистой породой белого цвета, полностью сохраняющей структуру и текстурные признаки пород субстрата. Переход к нижней зоне постепенный. Породы коры выветривания из этой части профиля характеризуются высокой пористостью (32–50,3%, в среднем 43,3% при $n = 7$) и малой плотностью (1,3–1,67, в среднем 1,44 г/см³). Порфиробласты санидина замещены каолинитом, кварц дымчатый, полупрозрачный. Основная масса замещена каолинитом весьма совершенной и совершенной структуры (см. фиг. 2). Здесь обнаружен также галлуазит.

Для пород зоны характерно следующее соотношение устойчивых и неустойчивых минералов в легкой фракции: содержание кварца 100, редко до 83%, полевых шпатов — от 0 до 1%, почти отсутствуют агрегаты кварц-полевошпатового состава, что также подчеркивает высокую степень гипергенной переработки пород субстрата.

Тяжелая фракция практически нацело сложена сидеритом глобулярного строения, образование которого обусловлено воздействием глеевых вод, поступающих из перекрывающих осадочных пород. В целом преобладают устойчивые минералы: лейкоксен, ильменит, циркон и др. Следовательно, можно сделать вывод, что выветривание аргиллизированных

пород привело к дальнейшему изменению соотношений первичных минералов пород субстрата и их содержание в легкой фракции является информативным для определения интенсивности выветривания, а состав тяжелой фракции (наличие сидерита) — относительно имевшего место эпигенетического процесса.

В этой зоне по сравнению с гидротермально-измененными вулканитами резко возрастают масштабы выноса калия, магния, кальция, марганца, кремнезема при стабильности алюминия и титана. За счет глеевых вод образуется сидерит, вследствие чего увеличивается содержание FeO и сокращается Fe_2O_3 . Такое изменение в распределении основных породообразующих химических элементов обычно для элювиального процесса.

Изучение реакции среды поровых растворов из элювиальных и гидротермально-измененных пород, выполненное на универсальном рН-метре (тип ОР-204/1), позволило установить следующее.

1. В корах выветривания среда, как правило, кислая или нейтральная (рН 5,25–7,1).

2. Гидротермально-измененные (монтмориллонитизированные) кварцевые порфиры имеют рН 7,2–8,35, т.е. слабощелочные среды.

3. В зонах начального разложения, несмотря на то, что основным глинистым минералом является монтмориллонит (малоустойчивый в кислой среде), рН поровых растворов соответствует слабо кислой (6,2) или нейтральной (7,1) средам. Вероятно, такой характер рН среды обусловлен просачиванием глеевых вод из перекрывающих осадочных пород мел-палеогенового возраста. В случае перекрывания кварцевых порфиров базальтами поступление глеевых вод затруднено и среда остается слабощелочной (рН 7,55–8,5).

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Гидротермально-аргиллизированные породы, переработанные в различной степени выветриванием, в процессе геологического развития территории оказались в большинстве случаев погребенными под угленосными отложениями мезозойского возраста. Угленосные отложения являются продуцентами кислых глеевых вод, способствовавших дальнейшему изменению их химического и минерального состава.

Деятельность вод, поступавших из перекрывающих угленосных осадочных пород, привела к оглеению, выщелачиванию и образованию интенсивно сидеритизированных, пиритизированных, карбонатизированных вулканитов, причем интенсивность этих процессов затухает на глубине. Оглеение также сопровождается интенсивным обесцвечиванием пород за счет выноса трехвалентных форм железа (гематита, гетита).

На примере аргиллизированных миндалекаменных базальтовых порфиров (скв. 1218, 1219, 52) проявление глеевых процессов представляется в следующем виде. Основным благоприятным фактором, способствующим этому процессу, не считая перекрывающих угленосных толщ, следует считать интенсивную гидротермальную проработку базальтов, в результате которой их пористость увеличилась до 30% (1% — для неизмененных) и образовалась монтмориллонит-гидрофлюидная порода, сохранившая все

структурные и текстурные признаки базальтов. Высокой проницаемости базальтов и кварцевых порфиров для вод способствовали также многочисленные тектонически ослабленные зоны (зоны брекчирования).

Коры выветривания, которые формировались в окислительных аэраль-ных условиях, были полностью эродированы при погружении данной территории и перекрыты угленосными отложениями убаганской серии (см. фиг. 4). В базальном слое под этими отложениями часто фиксируются пиритизированные, с сидеритом, конгломератовидные породы, содержащие слабо измененные остроугольные или слабо окатанные обломки как базальтов, так и кварцевых порфиров. Глинистый цемент их часто нацело сложен каолинитом, который мог поступать при размыве верхних горизонтов первоначального профиля выветривания или образовываться за счет воздействия кислых глеевых вод на монтмориллонитизированные и частично выветрелые базальты.

В породах с максимально проявленным глеевым процессом в составе глинистых минералов в верхней части разреза базальтов преобладает каолинит. Он развит как по порфировым вкрапленным полевым шпатам, образуя псевдоморфозы, так и по основной девитрифицированной массе породы в виде сфероидальных, вермикулитоподобных, чешуйчатых, шнуровидных агрегатов. Хорошо раскристаллизованные агрегаты каолинита приурочены к трещинам в минералах (на периферии он почти изотропен). Это может служить основанием для вывода об его аутигенном образовании за счет глеевого процесса. Каолинит устанавливается также по результатам термического и рентгеноструктурного анализов (см. фиг. 2, обр. 52-4, 346-2). Структура его весьма совершенная.

Ниже по разрезу появляется натриевый монтмориллонит, который в форме спутанно-волоконистых, червовидных агрегатов чаще всего сохраняется лишь в центральных частях вкрапленников, в то время как по краям происходит замещение его каолинитом.

Сидерит в форме ромбоэдрических кристаллов в нижних частях разреза, а выше в виде землистой массы и прожилков заполняет до 20–25% объема породы.

Таким образом, характер распределения минералов снизу вверх по разрезу, их качественный состав, взаимоотношение при постоянных значениях пористости (30–33%) и вариации химического состава позволяют сделать вывод о глеевом типе эпигенеза.

При всей сложности определения природы каолинита в породах, подвергшихся гидротермальной аргиллизации, выветриванию и глеевому эпигенезу, фактический материал позволяет наметить следующие закономерности: 1) степень упорядоченности структуры каолинита возрастает снизу вверх по разрезу выветрелых зон, что не противоречит общим закономерностям трансформации глинистых минералов в коре выветривания [3,9]; 2) в зонах, где присутствует каолинит с наиболее упорядоченной структурой, четко наблюдается эффект глеевого эпигенеза, который выражается в полном обелении породы, наличии горизонта новообразований глобулярного сидерита и кислой реакции водной суспензии каолинита. Все это позволяет нам утверждать, что глеевый эпигенез приводит к

каолинизации монтмориллонита и упорядочению структуры каолинита в гидротермально-аргиллизированных породах.

На Южном Урале, в Мугоджарах и Тургае широко развиты проявления глеевого эпигенеза. "Дозревание" профиля выветривания под воздействием глеевых процессов наблюдается повсеместно и оказывает существенное влияние на минеральный состав кор выветривания. Глеевым эпигенезом захвачены практически все горные породы, погребенные под осадками, продуцирующими глеевые воды. Это находит отражение в интенсивном обелении, выносе и перераспределении железа в гранитах (Акбулакский массив Восточных Мугоджар), обелении, каолинизации и сидеритизации кор выветривания диоритов, базальтов и амфиболитов Восточных Мугоджар, обелении и сидеритизации коры выветривания песчано-глинистых толщ на южном продолжении Орской депрессии и др. [2]. Естественно, что этот процесс, характеризующийся преобладанием кислых восстановительных сред и наличием разнообразных геохимических барьеров, влияет на перераспределение многих химических элементов, некоторые из них при этом обогащают определенные зоны, вплоть до достижения промышленных концентраций.

ВЫВОДЫ

1. В Убаганской структурной зоне широко развиты процессы гидротермальной аргиллизации, выветривания и эпигенетического оглеения.

2. Общая зональность гидротермально-переработанных пород по фронту движения растворов представляется в следующем виде: а) зона кремниво-щелочного метасоматоза, состоящая из окварцованных, калишпатизированных, цеолитизированных пород; б) зона аргиллизации, сложенная в различной степени монтмориллонитизированными породами, кристобалитом и цеолитами; на удалении от растворопроводящих каналов наблюдается обогащение пород каолинитом с несовершенной и весьма несовершенной структурой; в) зона кислотного выщелачивания с кварц-каолинитовыми породами (каолинит имеет несовершенную структуру).

3. Процессы выветривания и глеевого эпигенеза проявились в значительной упорядоченности структуры каолинита гидротермальных аргиллитов, каолинизации монтмориллонита, образовании галлуазита, выносе и перераспределении железа, практически полным выносе всех подвижных химических элементов.

В заключение следует отметить, что в каждом конкретном случае выяснение генезиса глинизированных пород требует детального анализа палеогеографической обстановки континентального этапа развития территории и разностороннего изучения геологического строения субстрата, минерального и химического состава измененных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бер А.Г. О палеогеновой коре выветривания в Тургайской впадине. — Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4.
2. Гудошников В.В., Ваньшин Ю.В., Березницкая Р.Я. Вторичные изменения средне-триасовой латеритной коры выветривания Орского Урала. — Лигол. и полезн. ископ., 1973, № 5.

3. *Гуцаки В.А.* Кора выветривания Орского Зауралья. — Уч. зап. (Саратовск. ун-т), 1961, 67.
4. *Заварицкий А.Н.* Изверженные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
5. *Ковалев В.П.* Сферолиты Хайдымского хребта (Восточный Саян) и сферолитообразование в вулканогенных породах. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 255.
6. *Коржинский Д.С.* Проблемы спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.
7. *Коробов А.Д.* Bentonитовые глины месторождения "Южное" (происхождение и состав). Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1978.
8. *Коробов А.Д., Краснова В.Н.* Гидротермально-метасоматические бентониты Кустанайской области и цеолитообразование. — В кн.: Всесоюзный семинар "Геология, генезис и использование природных цеолитов". (Тез. докл.). Звенигород, 1978.
9. *Куковский Е.Г.* Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев: Наукова думка, 1966.
10. *Михайлов Б.М.* Древняя кора выветривания. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, 53.
11. *Набоко С.И.* Metасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. — В кн.: Metасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966.
12. *Плющев Е.В., Ушаков О.П.* Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских вулканогенных породах Центрального Казахстана. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 6.
13. *Савельев И.И.* Геолого-геохимические исследования по р. Аят в верховьях р. Тобол. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
14. *Сахаров В.А.* Кора выветривания Тургайского прогиба. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 34, кн. 1.
15. *Тихомирова Э.М.* К вопросу о систематике пород альбитофировой толщи в Центральном Казахстане (Сарысу-Тенизский водораздел). — Научные докл. высшей школы. Геол.-географ. науки, 1958, № 2.
16. *Ушаков О.П.* К вопросу о происхождении калиевых пород эффузивного облика (калишпатофиров) на примере Центрального Казахстана. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, № 1, вып. 101.
17. *Чернов В.И.* Классификационное значение альбита в магматических породах и номенклатура "альбитофировой фации". — Геол. и разведка, 1969, № 9.

УДК 551.311.23

Н.П. МОВЧАН, Б.П. ЗЛОБЕНКО,
Ю.Г. ФЕДОРЕНКО, М.А. ПЛАСТИНИНА

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Преобразование пород в зоне гипергенеза является результатом воздействия определенных факторов в течение продолжительного времени. Это связано с тем, что объектами преобразования в условиях дневной поверхности служат в основном относительно устойчивые минералы — силикаты. При этом особая роль принадлежит фактору времени взаимодействия минералов с агентами выветривания.

В лабораторных условиях можно относительно точно воспроизвести физико-химические условия выветривания пород, однако никакими экспериментальными методами не удалось устранить влияние фактора

времени. Попытки ускорить процесс с помощью различного вида механических обработок (в том числе ультразвуком) для постоянного обновления поверхности взаимодействующего минерала с растворами дают незначительный эффект. Применение более агрессивных агентов выветривания (значительное увеличение или уменьшение рН выщелачивающих растворов) отражается на поведении основных породообразующих элементов.

Однако известно, что повышение температуры приводит к значительному ускорению химических реакций. В некоторых случаях скорость химической реакции удваивается при увеличении температуры на каждые 10°C .

Действие температурного фактора можно оценить по данным, приведенным Э.Д. Лейси [2]. Если при избыточной энергии, равной 40 ккал/моль, и температуре 300°C скорость реакции принять за единицу, то при 600°C скорость реакции увеличивается в 8700 раз. Если представить, что для завершения реакции при $E = 200$ ккал/моль и $t = 300^{\circ}\text{C}$ необходимо время 1 сек, то при 200°C потребуется 500 млн. лет.

Как известно, температура оказывает существенное влияние и на характер протекающих реакций. При понижении температуры ниже критической точки и соответствующем давлении сохраняется вода в жидком виде; она может быть использована в качестве активного агента выветривания. В наших экспериментах мы выбрали температуру 200°C , так как направленность процесса выветривания при такой температуре соответствует процессу, происходящему в зоне гипергенеза.

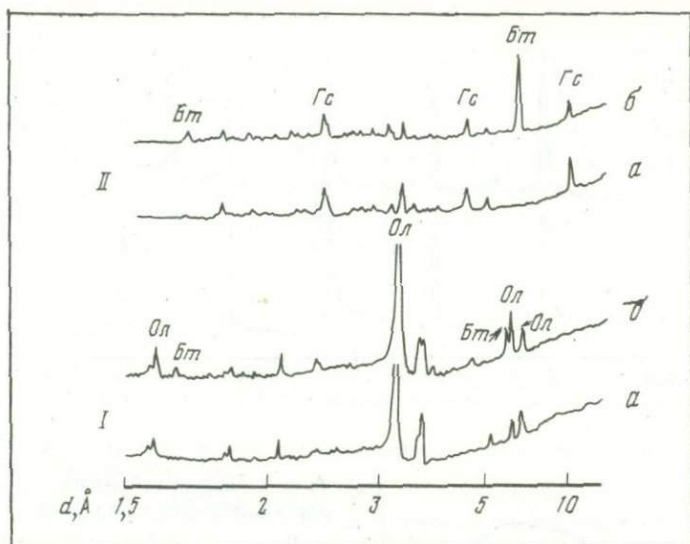
Для проведения экспериментов по выветриванию пород при повышенных температуре и давлении нами был разработан и изготовлен автоклав, внутри которого находится приспособление, позволяющее комбинировать условия закрытой и открытой систем. Избыточное давление в автоклаве создавалось за счет углекислого газа, нагнетаемого в систему при давлении 6 атм, и паров воды. Избыточное давление в системе при температуре 200°C и степени заполнения автоклава $0,55$ составляло $25-30$ атм.

Рассмотрим поведение основных породообразующих элементов в этих условиях.

1. Щелочные и щелочноземельные элементы. Как наиболее подвижные эти элементы удаляются в первую очередь из минералов в коре выветривания. В экспериментах по выщелачиванию полевых шпатов при $t = 200^{\circ}\text{C}$ и $P = 25$ атм вынос Na_2O колеблется от 30 до 240 мг/л, $\text{K}_2\text{O} - 15-130$ мг/л, $\text{CaO} - 20-30$ мг/л.

2. Кремнезем. Как известно, растворимость аморфного кремнезема при стандартных условиях (25°C и 1 атм) составляет $120-150$ мг/л в области рН $1-8$ и резко увеличивается при рН > 9 . На растворимость кремнезема значительное влияние оказывает температура. Так, по данным Г. Окамото с соавторами [4], растворимость аморфного кремнезема при повышении температуры до $75-100^{\circ}\text{C}$ увеличивается в 4 раза и составляет $400-450$ мг/л. Следует учесть, что структурные особенности минералов в значительной степени оказывают влияние на растворимость кремнезема, входящего в их состав.

По данным М. Лягаш [3], при температуре 200°C и давлении CO_2 6 атм величина растворимости кремнезема колебалась от 110 до 270 мг/л. В на-



Фиг. 1. Дифрактограммы поверхности скола олигоклаза (I) и гидрослюды (II) а — до обработки; б — после 10-суточной обработки в автоклаве

ших экспериментах по выветриванию олигоклаза при идентичных условиях растворимость кремнезема находилась в пределах 80–140 мг/л.

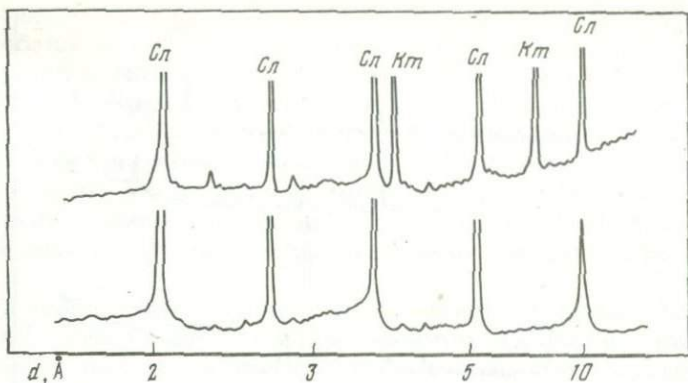
3. Глинозем. При стандартных условиях и в диапазоне pH 4,5–8,5 глинозем обладает ничтожной растворимостью. Такая закономерность сохраняется и при повышении температуры до 200°C. По М. Лягаш [3], величина растворимости глинозема колеблется от 0,7 до 4 мг/л. По данным наших экспериментов, в растворах алюминий не обнаружен.

Таким образом, при учете состава исходных минералов вынос основных породообразующих окислов происходит в такой последовательности: щелочные — щелочноземельные элементы — кремнезем — глинозем. Такой ряд полностью совпадает с рядом подвижности элементов в слабокислых и нейтральных условиях коры выветривания.

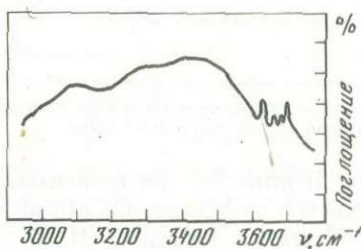
Кроме подвижности элементов, мы изучали вопрос о новообразовании фаз. Когда минералы контактируют с дистиллированной или слабо минерализованной водой, то на поверхности минералов отмечается образование кристаллов бемита. Это подтверждается данными рентгенографического изучения поверхности скола выветривающегося минерала и данными электронной микроскопии. На рентгенограмме олигоклаза и гидрослюды после автоклавирования видны отражения 6,14 и 1,83 Å, характерные для бемита (фиг. 1). Параметры ячейки бемита, определенные по данным рентгенографического исследования и микродифракционным картинам, следующие: $a = 3,70$, $b = 12,28$, $c = 2,87$ Å.

На снимке (фиг. 2, а, б, см. вклейку) видны чечевицеобразные кристаллы бемита, образующиеся в начале эксперимента и в дальнейшем разрывающиеся в ромбовидные кристаллы.

Наблюдаемая рекристаллизация свободного глинозема в форме бемита, вероятно, объясняется прежде всего тем, что эксперимент проводился



Фиг. 4. Дифрактограммы каолиноподобного минерала



Фиг. 5. ИК-спектр каолиноподобного минерала в области 3000–3700 см^{-1}

при температуре и давлении, при которых устойчивой фазой является бемит [1]. При понижении температуры ниже 140°C вероятно, что новообразование будет представлено гиббситом или другой формой тригидрата глинозема, однако такое снижение температуры, несомненно, скажется на скорости процесса.

Как показал К. Чубарь [5], образование бемита наблюдается лишь при слабой минерализации промывающих растворов. Особенно важно содержание кремнезема. При увеличении количества кремнезема выше определенной величины формируются кристаллы каолинита по бемиту, и в дальнейшем непосредственно по полевому шпату образуется каолинит.

В наших экспериментах в реакционном сосуде в течение всего опыта находилась дистиллированная вода и наблюдалось образование исключительно бемита. Если в раствор, который насыщался кремнеземом, помещали образец олигоклаза или слюды, то на их поверхности скола развивался слоистый силикат типа каолинита.

На электронограмме четко видно, что новообразование представлено слоистым силикатом (фиг. 3, см. вклейку). Наблюдается картина, характерная для монокристалла, так как при осаждении на пластинку слюды сказывается ориентирующее влияние подложки. Параметры ячейки, определенные по электронограммам: $a = 5,18$, $b = 8,90$ Å. На рентгенограмме видны только базальные отражения — $7,08$, $3,54$ Å (фиг. 4).

В ИК-спектрах в области $3600\text{--}3700$ см^{-1} регистрируются характер-

ные для каолинита четыре полосы поглощения валентных колебаний структурных гидроокислов — 3625, 3655, 3675, 3700 см^{-1} (фиг. 5).

Таким образом, проведенные исследования показали принципиальную возможность использования повышенных температур и соответственно давлений для ускоренного моделирования процесса выветривания минералов. Характер процесса определяется в нашем случае содержанием в растворе кремнезема. При малом его количестве кристаллизуется свободный глинозем в форме бемита. При повышении содержания SiO_2 образуется каолинитоподобный слоистый силикат.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кеннеди Д.К.* Фазовые отношения в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ при высоких температурах и давлениях. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
2. *Лейси Э.Д.* Изучение скорости метаморфических реакций. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.
3. *Lagache M.* Contribution a l'etude de l'alteration des felds paths, dans l'eau, entre 100 et 200°C, sous diverses pressions de CO_2 et application a la synthese des mineraux argileux. — Thèse Bull. Soc. franc. Minér. Crest., 1965, 88, p. 223–253.
4. *Okamoto G., Okura T., Goto K.* Properties of silica in water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 12, p. 123–132.
5. *Tchoubar C.* Formation de la kaolinite a partiz d'albite alteree par l'eau a 200°C Etude en microscopie et diffraction electroniques. — Thèse Bull. Soc. franc. Miner. Crist. 1965, 88, p. 483–518.

УДК 551.311.231

Д.С. ВАГШАЛЬ

РОЛЬ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАЗВИТИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Своеобразные гипергенные изменения целой группы горных пород обнаруживаются с помощью геофизических методов значительно ниже зоны дезинтеграции. В эту группу входят породы с высокой электропроводностью, обусловленной присутствием незначительного количества электропроводящих минералов, частью связанных в непрерывные объемные цепи. Это серпентиниты с магнетитом в качестве электропроводящей компоненты, породы с примесью минералов свободного углерода: графитовые гнейсы, черные сланцы, метаморфизованные битуминозные известняки и т.п.

В западной части Восточно-Уральского поднятия полевыми, скважинными и лабораторными геофизическими методами изучалась электропроводность, намагниченность и плотность указанных пород. Гипергенные изменения обнаруживаются прежде всего по резкому увеличению удельного электросопротивления в слое массивных первично электропроводных пород мощностью 30–150 м, расположенном ниже зоны дезинтеграции. С последней этот слой связан постепенными переходами, в то время как

Характеристика основания профиля выветривания электропроводных серпентинитов

Признак	Серпентиниты электропроводные (свежие)	Серпентиниты выскоомные (горизонт коррозии магнетитовой сетки)	Серпентиниты из зоны дезинтеграции
Удельное электрическое сопротивление, ом-м	20–200	400–20000	100–200
Магнитная восприимчивость, ед. 10^{-6} СГС	6000–10000	3000–6000	2000–4000
Плотность, г/см ³	2,65	2,59	2,36
Пористость, %	4	6–7	13,6
Физическое состояние	Массивные	Массивные	Щебнистые, кусковые, трещиноватые
Мощность, м	–	30–150	10–20
Текстурные особенности	Часть выделений магнетита образует непрерывную объемную сетку	Непрерывность магнетитовой сетки нарушена	
Характерный процесс	–	Коррозия магнетитовой сетки	Физическое выветривание

Примечание. Использованы данные, полученные нами на ряде массивов Среднего Урала и заимствованные из работы [3].

нижняя его граница весьма резкая: на протяжении 2–4 м удельное сопротивление меняется в 100–1000 раз [1]. В частности, в серпентинитах падение электропроводности сопровождается уменьшением магнитной восприимчивости примерно в 2 раза и плотности – на 0,06 г/см³, что отражает частичное разложение магнитного электронного проводника и увеличение пористости (см. таблицу). Другие изменения, указывающие на гипергенные процессы в слое высокого сопротивления, не обнаружены: породы сохраняют массивный облик, отсутствуют отклонения по химическому и петрографическому составу. Приуроченность слоя высокого сопротивления к основанию зоны дезинтеграции не оставляет сомнения относительно гипергенной природы отмеченных изменений.

Резкое падение электропроводности связано с утратой непрерывности электропроводящей сетки, хотя визуально и под микроскопом это наблюдать не удается из-за фрагментарности ее проявления в плоских препаратах. Вместе с тем известно, что слагающие ее минералы, особенно графит, сравнительно устойчивы к выветриванию. Поэтому острая избирательность гипергенеза относительно электропроводящих минералов не может быть удовлетворительно объяснена воздействием традиционных агентов выветривания.

Породы, обладающие электронной проводимостью, способны генерировать естественные электрические токи [5], что позволяет для объяс-

нения этого явления привлечь результаты анализа электрохимических процессов. При взаимодействии электронного проводника с грунтовыми водами, содержащими растворенный кислород, концентрация которого убывает с глубиной, возникает гальванический элемент на кислородных электродах. В таких электрохимических цепях развиваются процессы, имеющие тенденцию к устранению причин возникновения тока, в данном случае — к выравниванию концентрации кислорода по разрезу. Близ дневной поверхности, в узкой зоне положительного полюса и источника тока, кислород восстанавливается до гидроксильных ионов. Последние по внутренней цепи источника (грунтовые воды) устремляются на глубину, где в более обширной области отрицательного полюса разряжаются непосредственно на проводящей сетке с выделением кислорода. В первом приближении процесс описывается уравнением



Как показали экспериментальные исследования анодных процессов [6], графит здесь интенсивно разрушается, окисляясь вплоть до двуокиси углерода, а магнетит разлагается с образованием гидроокислов железа [4]. Графит разрушается и в приповерхностной зоне, при этом выделяется метан.

Очевидно, тонкая структура проводящей сетки не может неопределенно долго противостоять электрохимической коррозии. С утратой непрерывности сетки резко возрастает удельное электросопротивление, что приводит к угасанию природного гальванического элемента. Повторный запуск и дальнейшая эволюция его на той же площади, с вовлечением более глубоких слоев, будут зависеть от соотношения последующих процессов физико-химического выветривания и денудации, с одной стороны, и электрохимической коррозии — с другой.

Нетрудно видеть, что в рамках представлений о электрохимической природе разрушения электроннопроводящих минералов находят объяснение все особенности слоя высокого сопротивления в породах рассматриваемой группы. Нижняя его граница может быть условно принята за уровень распространения кислорода на глубину. Рассматриваемый слой, например в серпентинитах (см. таблицу), заметно отличается по многим признакам как от собственно свежих, электропроводных разностей, так и от образований зоны дезинтеграции. Поэтому для него трудно найти место в существующей системе терминов и понятий, относящихся к коре выветривания [2]. По многим признакам высокоомный горизонт отвечает определению самостоятельной зоны выветривания, разработанному И.И. Гинзбургом и К.К. Никитиным [2]. Действительно, он обладает весьма специфическими физическими свойствами, определенными структурно-текстурными особенностями; его развитие можно связать с особым геохимическим процессом. Выделению этого слоя в самостоятельную зону выветривания препятствуют отсутствие сколько-нибудь существенных изменений минерального состава и ограничение области его развития лишь одной, хотя и важной в практическом отношении группой горных пород.

По видимому, высокоомный слой следует рассматривать как особый

горизонт, появляющийся в основании коры выветривания пород с объемной электропроводящей сеткой. Наименование его должно отражать процесс, определивший его своеобразие, например "горизонт коррозии графита", "горизонт коррозии магнетита" и т.п.

Электрохимические процессы, предшествуя физико-химическому выветриванию, могут стимулировать его развитие в рассматриваемом горизонте. Действительно, кислород, высвобождающийся на электроннопроводящих минералах, частично остается в грунтовых водах, повышая их агрессивность, с чем и следует связывать ощутимый рост пористости в горизонте коррозии. Можно полагать в связи с этим, что породы рассматриваемой группы при прочих равных условиях подвергаются более глубокому выветриванию, чем другие породы. Это заключение находит подтверждение в определенной приуроченности участков интенсивного развития коры выветривания к породам с электроннопроводящей сеткой. Из трех выявленных на площади наших исследований объектов, где мощность зоны гидролиза достигает 100 м и более, два тяготеют к таким породам, а третий — к контакту с мраморами.

С выделением горизонта коррозии возникает возможность объективной оценки положения нижней границы гипергенеза в электроннопроводящих породах, за которую можно принять основание горизонта. Это может быть выполнено с помощью полевой или скважинной модификации электрометрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вагшаль Д.С. О возможных электрохимических процессах на серпентинитах. Геол. и геофиз., 1973, № 8.
2. Гинзбург И.И., Никитин К.К. Термины и понятия, относящиеся к коре выветривания. — В кн.: Обзор геологических понятий и терминов, относящихся к металлогении. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970.
4. Разина Н.Ф., Долина В.И., Кирьяков Д.З. Нерастворимые аноды из окислов железа. — Тр. Ин-та хим. наук АН КазССР, 1967, 15.
5. Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1974.
6. Юферева Л.П., Жаворонкова В.В. и др. Об электрохимических реакциях на графитовом электроде. — Горн. журн., 1975, № 12.

УДК 551.311.231:552.525

В.И. ФИНЬКО, С.С. ЧЕКИН, Н.Д. САМОТДИН

ОСОБЕННОСТИ КАОЛИНИЗАЦИИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ СИЛИКАТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Механизм образования глинистых минералов в корях выветривания до сих пор продолжает оставаться дискуссионным. Ряд авторов развивают представление о твердофазовом топотаксическом превращении полевых шпатов и слюд в процессе их выветривания в глинистые минералы [1–3 и

др.]. Для подтверждения этого представления обычно привлекаются кристаллохимические соображения о сходстве структурных мотивов каркасных и слоистых силикатов и глинистых минералов, а также результаты опытов по разложению полевых шпатов и слюд в водных растворах различных кислот, которые, как полагают, демонстрируют инконгруэнтный характер растворения этих минералов. Заключение об инконгруэнтности процесса разложения (растворения) минералов делается, как правило, на основании определения в растворе избытка щелочей по отношению к кремнезему и глинозему против стехиометрических соотношений, характерных для исходных минералов.

Инконгруэнтный характер растворения минералов является по существу единственной фактической основой представления о твердофазовых превращениях минералов. Однако в настоящее время инконгруэнтность процесса разложением подвергается сомнению. Если допустить, что параллельно с разложением исходных минералов происходит синтез глинистых минералов, в которых щелочи отсутствуют, а соотношения алюминия и глинозема очень близки к аналогичным соотношениям в исходных минералах, то нет необходимости привлекать механизм инконгруэнтного растворения для объяснения появления в растворе избытка щелочей при растворении минералов.

На основании данных по изучению глинистых минералов (каолинита, галлуазита, монтмориллонита) в каолиновых корах выветривания электронно-микроскопическим методом вакуумного декорирования авторы [4-6] пришли к выводу, что одновременно с растворением исходных минералов происходит синтез глинистых минералов. Глинистые минералы образуются на самых начальных стадиях выветривания без каких-либо промежуточных продуктов. Ростовые особенности новообразованных глинистых минералов и их взаимоотношения с исходными минералами позволяют однозначно считать, что глинистые минералы формировались из раствора в условиях свободной кристаллизации в полостях растворения исходных минералов.

На характер каолинизации породообразующих минералов основное влияние оказывают особенности состава (обуславливающие тип новообразованного минерала) и физических свойств исходных минералов, определяющие особенности кристаллизации новообразованных минералов, приводящие к возникновению морфологически различных разновидностей новообразованных минералов.

Авторами было установлено [4-6], что каолинит возникает исключительно при выветривании калиевых минералов (микроклина, мусковита, биотита), галлуазит — за счет кальциево-натриевых минералов, а монтмориллонит — преимущественно за счет кальциево-магневых минералов. На ранних стадиях выветривания кристаллизация каолинита происходит в микротрещинах и полостях растворения, возникающих в исходных минералах под влиянием просачивающихся с поверхности почвенных растворов. Характер этих полостей различен у каркасных и слоистых силикатов. У слюд это тончайшие трещинки и полости растворения, ориентированные преимущественно в одной плоскости совершенной спайности по (001), а у полевых шпатов — более крупные трещины и полости растворения.

ориентированные по нескольким направлениям спайности (001, 010, 110) и отдельности (100). Разные размеры, ориентировка и количество полосей растворения в теле выветривающегося минерала создают неодинаковые условия кристаллизации каолинита. Главная причина заключается в степени пересыщения раствора по отношению к каолиниту.

Неодинаковые условия кристаллизации ведут к появлению кристаллов каолинита с разными морфологическими и ростовыми особенностями. Наиболее четко это можно продемонстрировать на примере каолинита, образовавшегося в корах выветривания за счет мусковита и микроклина — минералов почти одинакового состава, но обладающих различными физическими свойствами, обуславливающими, особенно на ранних стадиях выветривания, неодинаковые условия кристаллизации для новообразованного каолинита. Для каолинита, кристаллизующегося в тончайших трещинках и полостях растворения, приуроченных к плоскостям спайности 001 мусковита, на самых ранних стадиях роста характерна дендритная форма двумерных зародышей с образованием огромных однослойных плоских дендритов размером до нескольких десятков микрометров (при толщине 7,14 Å), что, несомненно, вызвано условиями кристаллизации в ограниченном пространстве. У каолинита, развивающегося на ранних стадиях выветривания микроклина, дендритный рост зародышевых кристаллов отсутствует, для него характерны мелкие однослойные зародышевые кристаллы размером в первые сотые доли микрометра ромбической или псевдогексагональной формы. В дальнейшем из них формируются трехмерные кристаллы каолинита с помощью механизма слоисто-спирального роста.

По мере прогрессивного развития процесса выветривания условия кристаллизации каолинита меняются, что находит отражение и в характере (габитусе, внутреннем строении кристаллов, механизме их роста и взаимодействии с соседними кристаллами) кристаллов каолинита, возникающих на последующих, более поздних этапах выветривания даже в пределах одного кристалла исходного минерала.

Образующиеся на самых ранних стадиях выветривания кристаллические зародышевые двумерные кристаллы каолинита (фиг. 1, см. вклейку) часто имеют не псевдогексагональную, обычную для каолинита, а ромбовидную форму. Размеры их колеблются от сотых долей до нескольких десятков микрометров.

Как показали проведенные исследования, зародышевые кристаллы новообразованного каолинита нарастают на свежую поверхность исходного минерала, подвергающегося выветриванию, и находятся с ним в эпитаксических взаимоотношениях. Каолинит, нарастающий на поверхность 001 микроклина, может находиться в 12 различных ориентировках по отношению к этой поверхности [4]. Отчетливо прослеживаются эпитаксические взаимоотношения каолинита и с поверхностью 001 слюд. На фиг. 1 (см. вклейку) видны ромбовидные однослойные кристаллы каолинита, эпитаксически нарастающие на поверхность 001 мусковита.

Никакие промежуточные продукты при выветривании полевых шпатов и слюд не отмечаются. Всюду каолинит нарастает непосредственно на поверхность исходного минерала. Развитие процесса кристаллизации

каолинита приводит к образованию псевдоморфоз обрастания, сохраняющих многие особенности строения исходных минералов.

Как отмечалось выше, кристаллизация каолинита идет одновременно с растворением исходного минерала. В выветрелых участках мусковитовых кристаллов удается наблюдать нерастворившиеся "островки" мусковита. В этих случаях видно (фиг. 2, см. вклейку), что преимущественное растворение минерала происходило по трем направлениям призматической спайности, обычно плохо проявляющейся у свежего минерала. Поэтому все реликты мусковита ограничены по этим направлениям. При обрастании таких разъединенных выветриванием листов и пачек мусковита новообразованным каолинитом возникают каолинитовые псевдоморфозы обрастания, в которых четко видны три пересекающихся направления призматической спайности минерала.

В общем случае при росте каолинита по микроклину или слюдам могут быть выделены следующие стадии формирования кристаллов каолинита, закономерно сменяющие одна другую: а) возникновение однослойных зародышевых кристаллов каолинита ромбовидной или псевдогексагональной формы размером в первые сотые доли микрометра (см. фиг. 1); б) дендритный рост двумерных зародышей каолинита с образованием однослойных плоских и слоистых дендритов размером до нескольких десятков микрометров (фиг. 3, см. вкл.); в) образование трехмерных кристаллов каолинита по механизму слоисто-спирального роста; г) формирование псевдоморфоз обрастания в результате одновременного растворения материнского минерала и массовой кристаллизации каолинита.

При кристаллизации каолинита по микроклину отсутствуют стадии дендритного роста, и из двумерных зародышей сразу же растут каолинитовые кристаллы по механизму слоисто-спирального роста. Так как микроклин обладает несколькими системами спайности и отдельности, в псевдоморфозах каолинита по этому минералу степень ориентировки новообразованных кристаллов значительно ниже, чем в псевдоморфозах по слюдам.

Выветривание пертитовых вростков плагиоклаза в микроклине происходит раньше, чем начинается разложение самого микроклина. Как правило, по олигоклазу пертитовых вростков при выветривании развивается галлуазит. Этот минерал вначале образует плоские кристаллы, эпитаксически нарастающие на поверхность олигоклаза [5]. Разложение олигоклаза пертитовых вростков в микроклине происходит раньше начала растворения основной массы микроклина, вследствие чего раствор, из которого кристаллизовался галлуазит, был обогащен натрием и кальцием. Это могло быть основной причиной кристаллизации галлуазита, а не каолинита. Галлуазит является здесь более ранним минералом, чем каолинит. В дальнейшем, когда разложению подвергнулся микроклин, происходила кристаллизация каолинита. Это свидетельствует о том, что состав новообразованных минералов, возникающих при выветривании, определяется составом исходных минералов и растворов в момент кристаллизации новообразований.

Монтмориллонит по основным плагиоклазам не образует четко выраженных кристаллов с ориентированным налеганием слоев, а выделяется

в виде агрегатов беспорядочно ориентированных двумерных зародышевых кристаллов (фиг. 4, 5, см. вклейку).

Все новообразованные глинистые минералы, возникающие при выветривании, как можно судить по их ростовым особенностям и взаимоотношениям с поверхностью выветривающихся минералов, кристаллизовались из тех же водных растворов, которые вызвали разложение исходных минералов. Глинистые минералы эпитаксически нарастают на поверхность нерастворившихся участков исходных минералов и, кристаллизуясь одновременно с растворением исходных минералов, формируют псевдоморфозы обрастания, сохраняющие многие черты исходных минералов (спайность, отдельность, форму).

На основании экспериментальных работ по низкотемпературному разложению полевых шпатов одни авторы [8, 9, 10, 12] считают, что выветривание этих минералов контролируется диффузией ионов через остаточный слой новообразованных алюмосиликатных продуктов (глинистых минералов), другие [7, 11] — что выветривание контролируется реакцией раствора со свежей поверхностью полевого шпата. Методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии было показано [11], что частично растворенные зерна полевых шпатов в приповерхностной зоне глубиной около 20 Å имеют состав исходных минералов, это подтверждает конгруэнтный характер растворения полевых шпатов.

Если сопоставить результаты этих экспериментов с изученными нами природно каолинизированными полевыми шпатами, то выяснится, что остаточный слой как таковой не образуется, так как минерал выветривается не только с поверхности, а преимущественно по системам тонких трещин, пронизывающих природный кристалл. Далее, между новообразованными каолинитом или галлуазитом и поверхностью полевого шпата существуют достаточно прочные связи (о чем свидетельствуют эпитаксические взаимоотношения между этими минералами). Поэтому при выветривании внутренние поверхности полевого шпата все больше будут зарастать глинистыми минералами, и скорость растворения полевого шпата понизится. Уменьшение скорости растворения минералов со временем отмечается и в указанных экспериментах.

Принимая во внимание только кинетику растворения полевых шпатов, можно было бы предположить инконгруэнтный процесс. Однако в действительности растворение идет конгруэнтно, но одновременно из раствора синтезируются глинистые минералы, а скорость растворения первичного минерала со временем уменьшается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куковский Е. Г. Превращение слоистых силикатов. Киев: Наукова думка, 1973.
2. Русько Ю. А. Каолины Украины. Киев: Наукова думка, 1976.
3. Русько Ю. А., Иванов Ю. К. Электронно-микроскопическое исследование мусковита на ранней стадии выветривания. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9.
4. Финько В. И., Самогоин Н. Д., Чекин С. С. Преобразование микроклина в каолинит при выветривании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
5. Чекин С. С., Самогоин Н. Д., Финько В. И. Образование галлуазита при выветривании олигоклаза. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12.

6. Чекин С.С., Самотоин Н.Д., Финько В.И. Рост кристаллов каолинита при выветривании мусковита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
7. Berner R.A., Holdren Jr. G.R. Mechanism of feldspar weathering: some observational evidence. – *Geology*, 1977, 5, № 5.
8. Busenberg E. The products of the interaction of feldspars with aqueous solutions at 25°C. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, 42, N 11.
9. Busenberg E., Clemency C.V. The dissolution kinetics of feldspars at 25°C and 1 atm CO₂ partial pressure. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, 40, N 1.
10. Helgeson H.C. Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, 35, N 5.
11. Petrovic R., Berner R.A., Goldhaber M.B. Rate control in dissolution of alkali feldspars. I. Study of residual feldspar grains by X-ray Photoelectron spectroscopy. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, 40, N 5.
12. Wollast R. Kinetics of the alteration of K-feldspars in buffered solutions at low temperature. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31, N 4.

УДК 551.311.231:549

С.С. ЧЕКИН, Н.Д. САМОТОИН

О МЕХАНИЗМЕ РОСТА КРИСТАЛЛОВ КАОЛИНИТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Исследование механизма роста кристаллов каолинита имеет важное значение как для познания реального строения кристаллов этого минерала, так и для решения вопросов его генезиса. Так как каолинит — наиболее типичный и распространенный минерал, образующийся в корах выветривания, то на основе данных о механизме его роста можно более точно оценить физико-химические условия среды выветривания.

Одним из эффективных методов изучения механизма роста кристаллов является метод вакуумного декорирования [1]. С помощью этого метода на гранях пинакоида кристаллов каолинита, диоксидов [1, 2, 6, 15, 16] и оксидов [7] были выявлены пирамиды роста на уровне элементарных слоев структуры. В результате дальнейших исследований микрофотографии граней пинакоида кристаллов каолинита [8, 9, 12, 19] были обнаружены спирали роста, указывающие на рост по слоисто-спиральному механизму. Слоисто-спиральный рост наблюдался на кристаллах многих искусственных соединений и редко — на природных минералах.

В настоящей статье рассматриваются основные типы спиралей роста кристаллов каолинита, выявленные с помощью метода вакуумного декорирования, обсуждаются причины образования ростовых винтовых дислокаций и их роль в строении кристаллов этого минерала.

В качестве объектов исследования выбраны индивидуальные кристаллы и их сростки, образовавшиеся при выветривании мусковита, мусковита, биотита и хлорита. Образцы этих минералов, находящихся на разных стадиях замещения каолинитом, отобраны на каолиновых месторождениях и проявлениях, связанных с древними корах выветривания в Казахстане, на Урале и на Украине.

Макроскопически и под бинокулярной лупой можно видеть появление

на начальных стадиях выветривания минералов каолинита в виде тончайших кристаллических сростков, распределенных преимущественно по плоскостям спайности 001 материнских минералов. В световом микроскопе на поперечных сечениях выветрелых кристаллов слоистых силикатов отчетливо наблюдалось, что каолинитовые сростки сложены столбчатыми каолинитовыми кристалликами, плоскость 001 которых обычно параллельна плоскости 001 материнских минералов.

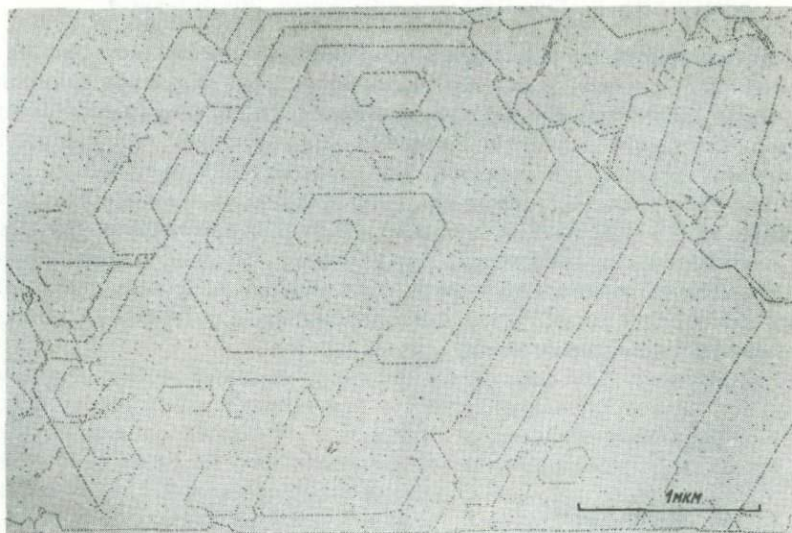
СПИРАЛИ РОСТА КРИСТАЛЛОВ КАОЛИНИТА

На кристаллах каолинита методом вакуумного декорирования выявлены картины слоисто-спирального механизма роста — спирали на винтовых дислокациях с вектором Бюргера, равным одному, двум и нескольким параметрам c_0 элементарной ячейки. Присутствуют как правые, так и левые спирали роста. Плотность дислокаций и соотношение между дислокациями разных знаков широко варьируют от одного кристалла к другому, и поэтому картины распределения ступеней роста отличаются большим разнообразием. В данной статье мы рассмотрим только наиболее простые спирали роста — спираль на винтовой дислокации с единичным вектором Бюргера c_0 и спираль на ростовом аналоге дислокации Франка — Рида. Более сложные картины роста возникают при взаимодействии этих спиралей и увеличении вектора Бюргера дислокаций.

На фиг. 1 (см. вклейку) приведена наиболее простая спираль роста псевдогексагональной формы. Такую псевдогексагональную форму имеет вообще любая спираль роста кристалла каолинита независимо от ее сложности. Ступени элементарного слоя роста ориентированы параллельно граням призмы. Расстояние между ступенями варьирует в зависимости от кристаллографического направления, что находится в соответствии с триклинной симметрией кристалла. Рассмотрим более подробно строение спирали на примере фиг. 1.

Ступени роста элементарных слоев (высотой около 7 \AA) образуют одну левую гексагональную спираль, начинающуюся в точке выхода винтовой дислокации (на фотографии — C). Ступени последовательных девяти витков спирали имеют строго прямолинейную форму за исключением отдельных участков, осложненных входящими зубцами (A), вероятно, из-за локальной адсорбции на ступенях каких-либо примесей. Ступени роста проходят параллельно граням призмы (два ребра, образуемых пересечением граней призмы и пинакоида, видны слева). В левой части кристалла видна пора, около которой ступени приобретают дополнительные изломы по главным кристаллографическим направлениям. Сформировавшиеся здесь зубцы соединяются линией декорирующих частиц, маркирующих участок поверхности дефектного строения (B).

Более сложные спирали роста дают ростовые аналоги дислокации Франка — Рида. Изучение многочисленных образцов каолинита показало, что этот тип источника роста наиболее характерен для кристаллов этого минерала. Ростовый аналог дислокации Франка — Рида представля-



Фиг. 2. Пирамида роста кристалла каолинита, образованная группой ростовых аналогов дислокации Франка – Рида

ет собой объединенные левую и правую спирали, выходящие соответственно из отрицательной и положительной винтовых дислокаций (фиг. 2). Такая объединенная спираль, как и простая спираль, теоретически обеспечивают неограниченный рост кристалла.

Как правило, на пирамидах роста кристаллов каолинита наблюдается несколько объединенных спиралей (см. фиг. 2). В этих случаях последовательное развитие спиралей первоначально приводит к многократному обмену между одноименными участками спиралей выходами винтовых дислокаций, прежде чем на периферии пирамиды сформируются прямолинейные ступени в виде псевдогексагональных петель.

В изученных образцах кристаллы каолинита с бездислокационным механизмом роста (рост двумерными зародышами) встречаются крайне редко и только на самых ранних стадиях каолинизации первичных минералов. В этих случаях обычно наблюдаются дендритные формы роста каолиновых слоев [12].

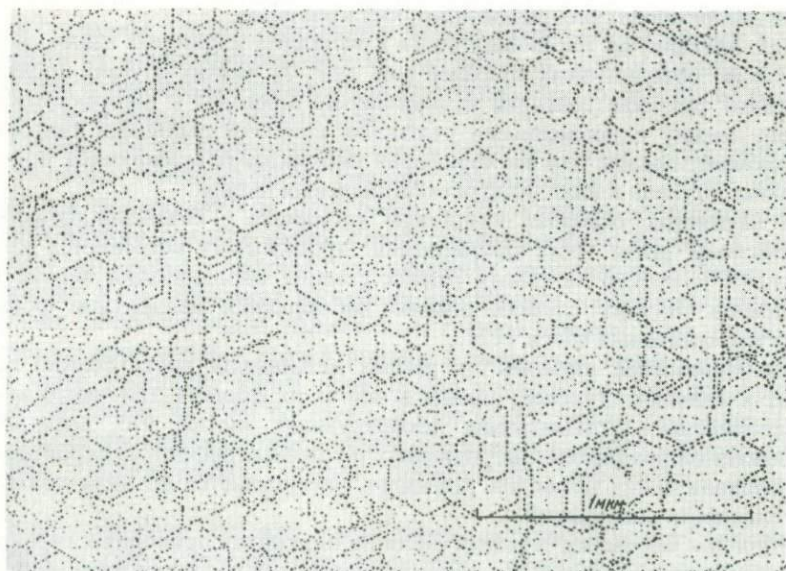
Взаимодействие ступеней от разных источников роста обычно приводит к слиянию ступеней, однако в местах их слияния отмечается иногда повышенная концентрация декорирующих частиц, что, возможно, указывает на возникновение линейных и точечных дефектов. Вероятность образования таких дефектов, очевидно, увеличивается по мере повышения плотности дислокаций.

Сгущение основных ступеней роста на пирамидах приводит к перекрытию ими дополнительных винтовых дислокаций и образованию краевых дислокаций, как это было показано на примере картин роста синтетического флогопита [13].

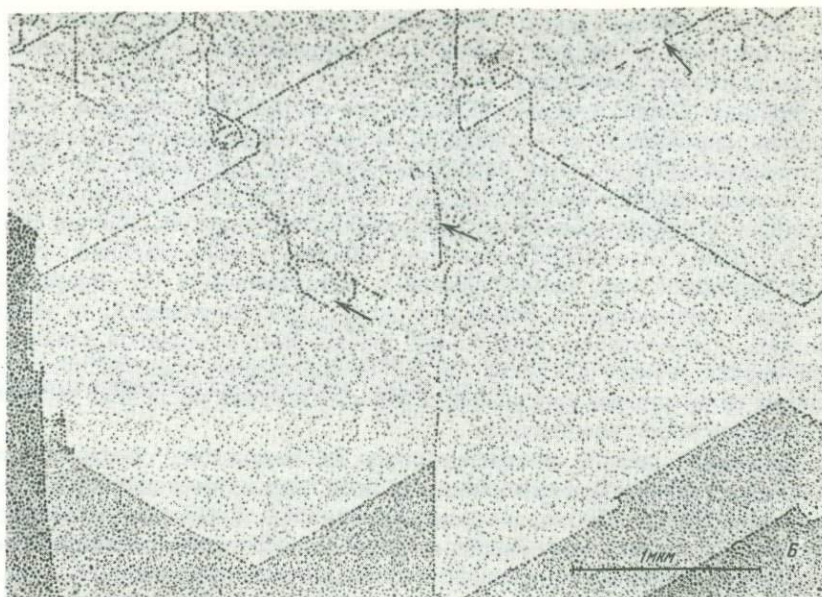
ПЛОТНОСТЬ И ОБРАЗОВАНИЕ ВИНТОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Размер пирамид роста кристаллов каолинита в поперечнике варьирует в пределах 0,5–5 мкм, хотя для псевдоморфоз по слоистым силикатам они могут достигать площади несколько десятков квадратных микрометров. Плотность дислокаций широко варьирует даже для кристаллов из одного образца. Как правило, она колеблется в пределах 1–10 на 1 мкм² для кристаллов размером в поперечнике 1–3 мкм и возрастает местами до 50–100 на 1 мкм² на кристаллах с пирамидами площадью несколько десятков квадратных микрометров. На фиг. 3 приведен снимок фрагмента вершины пирамиды с плотностью винтовых дислокаций около 40–50 на 1 мкм². Столь высокая плотность ростовых дислокаций не отмечалась для кристаллов других минералов.

В сравнении с большинством диоктаэдрических слоистых силикатов, имеющих двухслойную периодичность, при которой вакантные октаэдрические положения равномерно чередуются от одного слоя к другому, что приводит к уравновешенному распределению напряжений в разных слоях, в каолините в каждом последующем слое одинаковое положение вакантных октаэдров создает весьма асимметричную и напряженную структуру, и, как полагают Ч. Мэнсфилд и С. Бейли [17], малые размеры кристаллов каолинита объясняются трудностью образования протяженной когерентной решетки, подверженной таким напряжениям, и эти напряжения снимаются путем развития псевдодвойниковых сростков. Однако наблюдения над пирамидами роста свидетельствуют о том, что снятие напряжения, вероятно, осуществляется путем возникновения



Фиг. 3. Фрагмент пирамиды роста с высокой плотностью винтовых дислокаций разных знаков



Фиг. 4. Линии разрыва на каолининовых слоях, дающие спирали роста (отмечено стрелками); Б – поверхность 001 биотита

винтовых дислокаций. Образование же псевдодвойников обусловлено ориентированным ростом зародышевых кристаллов на подложке материнского минерала, как это было показано нами ранее на примере роста кристаллов каолинита по микроклину [10] и по слоистым силикатам [9].

Винтовые дислокации возникают в процессе роста кристалла в результате разрыва слоев. Разрыв, очевидно, наиболее легко будет проходить по трем главным кристаллографическим направлениям $[100]$, $[\bar{1}10]$ и $[1\bar{1}0]$, т.е. параллельно граням призмы или цепочкам наиболее прочно связанных алюмогидроксильных октаэдров. Действительно, в случае достаточно редко расположенных ростовых аналогов дислокации Франка – Рида точки выхода дислокаций лежат на линии, параллельной одному из указанных направлений (см. фиг. 2). При большой плотности дислокаций (см. фиг. 3) эта закономерность в процессе роста будет затухать вследствие многократного обмена между спиралями выходами винтовых дислокаций.

Винтовые дислокации появляются только на втором или третьем каолининовом слое (фиг. 4). Когда разрыв доходил до края слоев, возникала простая винтовая дислокация, а если разрыв не достигал края слоев, то формировался ростовой аналог дислокации Франка – Рида.

При широком развитии дендритных форм слоев на начальной стадии роста можно было бы ожидать частое возникновение винтовых дислокаций в результате перекрывания соседних ветвей дендрита. Однако наибо-

лее широко распространены пирамиды роста только с ростовыми аналогами дислокации Франка — Рида, что свидетельствует об их генезисе путем разрыва и смещения слоев.

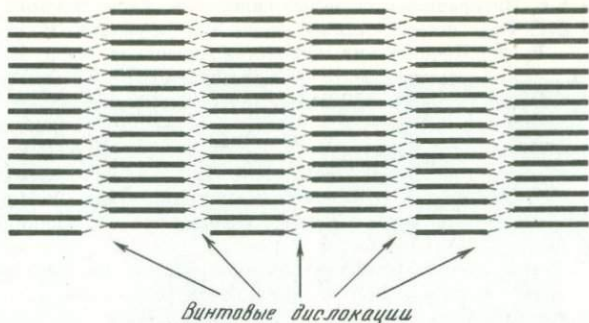
Причины широкой вариации плотности ростовых дислокаций на кристаллах каолинита пока не ясны, но можно констатировать, что их плотность повышается по мере увеличения размеров кристаллов. Это может быть обусловлено образованием все большего количества участков дефектного строения в более крупных кристаллах в местах слияния ступеней от разных источников роста. Если исходить из представлений о структуре каолинита как асимметричной и напряженной и об образовании ростовых дислокаций в результате снятия этих напряжений, то можно ожидать, что плотность дислокаций должна быть постоянной величиной при прочих равных условиях роста. Однако слишком многие факторы влияют на онтогению кристаллов, и поэтому история роста даже соседних кристаллов может различаться.

Расстояние между ступенями роста на пирамидах, образованными достаточно четко выраженными спиралями, варьирует в широких пределах — от 200 до 5000 Å, в среднем 2000—4000 Å. Параметры спиралей зависят от степени пересыщения (или концентрации) раствора [14], а размер критического зародыша определяется по формуле: $Y_0 = 4\pi\rho_c$, где Y_0 — среднее расстояние между ступенями последовательных витков спирали; ρ_c — радиус критического зародыша. Радиус критического двумерного зародыша каолинита, рассчитанный по этой формуле, равен 150—300 Å, диаметр 300—600 Å. Следовательно, при плотности винтовых дислокаций примерно более 10^2 — 10^3 на 1 мкм^2 рост кристалла прекращается.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ КАОЛИНИТА

Способы интерпретации особенностей дифракции рентгеновских и электронных лучей от каолининовых кристаллов обычно основываются на представлении о неупорядоченном или упорядоченном смещении слоев в плоскости ab или неупорядоченном смещении вакантных октаэдров в последовательных слоях кристалла или в доменах отдельного слоя [18]. Приведенные данные о картинах роста позволяют считать, что если те или иные смещения в пределах единого каолининового кристалла имеют место, то они занимают крайне ограниченные области (около осей винтовых и краевых дислокаций) и никогда не распространяются полностью на какие-либо соседние слои кристалла. Исходя из слоисто-спирального механизма роста, можно заключить, что каждый кристалл сложен единым слоем или несколькими слоями, геликоидально закрученными вокруг осей винтовых дислокаций. Наличие винтовых и, вероятно, краевых дислокаций может значительно сказываться на особенностях дифракционных картин, тем более, что плотность дислокаций варьирует в широких пределах и достигает необычно больших значений.

На основе изучения пирамид роста можно предложить следующую схему строения кристалла каолинита (фиг. 5). В отличие от традиционной схемы, изображающей кристалл состоящим из отдельных слоев,



Фиг. 5. Схема строения кристалла каолинита (сечение в плоскости bc), образованного многими винтовыми дислокациями разных знаков

в предлагаемой схеме кристалл каолинита сложен слоями, геликоидально закрученными вокруг осей винтовых дислокаций. Такая конструкция значительно увеличивает прочность кристалла, так как чтобы разделить кристалл по плоскости 001, необходимо разорвать не только относительно слабые силы связи между слоями, но и сами каолиновые слои. Очевидно, прочность кристалла будет тем больше, чем большим числом винтовых дислокаций образован кристалл и чем больший вектор Бюргера имеют эти дислокации.

Изучение пирамид роста кристаллов каолинита методом вакуумного декорирования показало, что слоисто-спиральный рост является основным механизмом роста кристаллов этого минерала в корах выветривания. Поскольку мы имеем дело со средой выветривания, то слоисто-спиральный механизм роста кристаллов однозначно свидетельствует о кристаллизации каолинита из раствора. Поэтому развиваемые некоторыми авторами [3–5] концепции о твердофазовом преобразовании первичных алюмосиликатных минералов в каолинит несостоятельны.

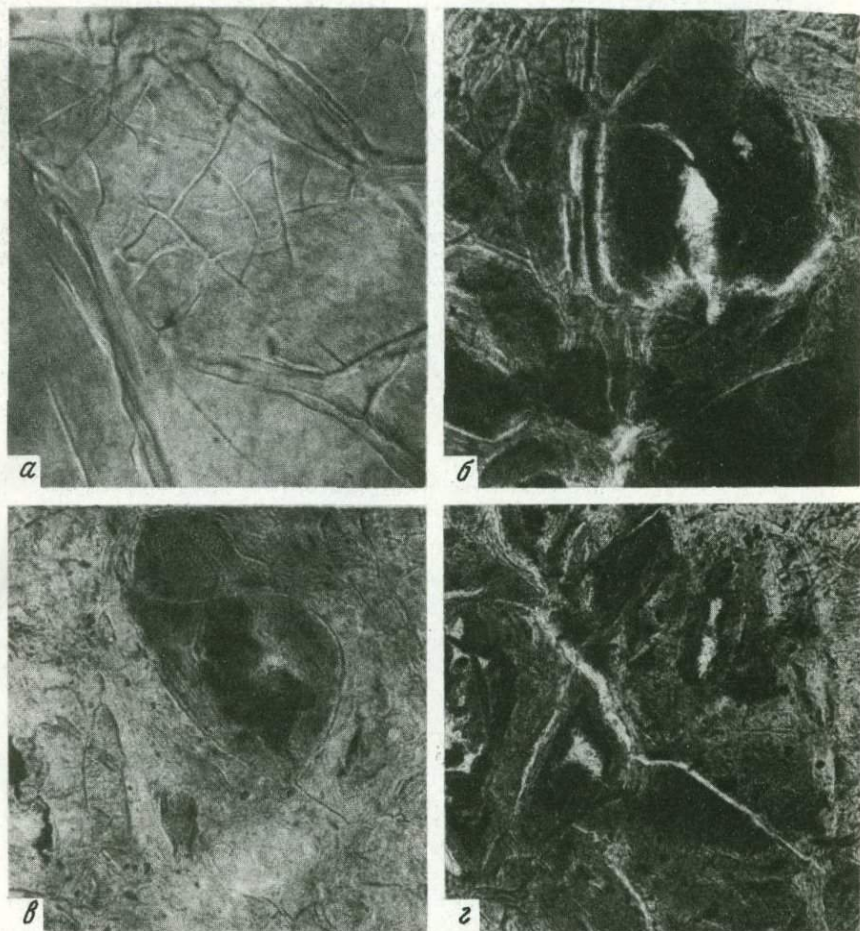
Выявлены два основных источника роста — ступени на единичных винтовых дислокациях и на их группировках в виде ростового аналога дислокации Франка — Рида. Плотность винтовых дислокаций колеблется от 1 до 100 на 1 мкм^2 .

Наличие в кристаллах каолинита винтовых дислокаций, оказывающих существенное влияние на внутреннее строение кристаллов, необходимо учитывать при интерпретации структурных особенностей различных каолинитов, выявляемых другими инструментальными методами.

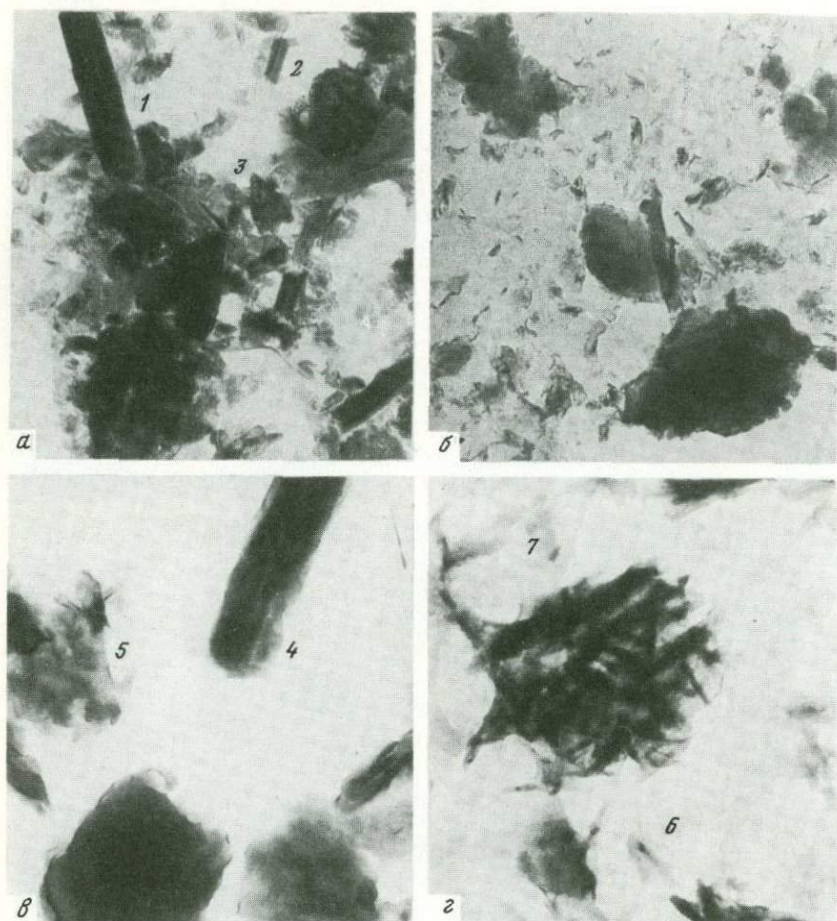
ЛИТЕРАТУРА

1. Грицаенко Г.С., Самотин Н.Д. Изучение микротопографии поверхностей сколов минералов методом декорирования. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966.
2. Грицаенко Г.С., Самотин Н.Д. Метод декорирования и его применение к изучению минералов. — В кн.: Методы электронной микроскопии минералов. М.: Наука, 1969.

3. Куковский Е.Г. Превращения слоистых силикатов. Киев: Наукова думка, 1973.
4. Куковский Е.Г. Роль поверхностных явлений в структурных преобразованиях минералов. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9.
5. Русько Ю.А., Иванов Ю.К. Электронно-микроскопическое исследование мусковита на ранней стадии выветривания. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1975, вып. 9.
6. Самотойн Н.Д. Изучение поверхности микрокристаллов каолинита и диккита методом декорирования. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 4.
7. Самотойн Н.Д. Изучение накрита методом вакуумного декорирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.
8. Самотойн Н.Д. Изучение особенностей дислокационного роста минералов группы каолинита. — В кн.: Материалы IX Всесоюзной конференции по электронной микроскопии (29 октября — 2 ноября 1973 г., Тбилиси). М.: Наука, 1973.
9. Самотойн Н.Д., Чекин С.С., Финько В.И. Эпитаксия каолинита на ди- и триоктаэдрических слоистых силикатах. — В кн.: Тезисы докладов на VI Всесоюзном совещании по электронной микроскопии (Ташкент, октябрь, 1976 г.). М.: Изд-во ВИНТИ, 1976.
10. Финько В.И., Самотойн Н.Д., Чекин С.С. Преобразование микроклина в каолинит при выветривании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
11. Чекин С.С., Финько В.И., Самотойн Н.Д. Некоторые особенности преобразования полевых шпатов и мусковита в каолиновых корах выветривания. — В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
12. Чекин С.С., Самотойн Н.Д., Финько В.И. Рост кристаллов каолинита при выветривании мусковита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
13. Baronnat A. Growth mechanisms and polytypism in synthetic hydroxylbearing phlogopite. — Amer. Miner., 1972, 57; N 7-8.
14. Burton W.K., Cabrera N., Frank F. The growth of crystals and the equilibrium structure of their surfaces. — Trans. Roy. Soc. London, 1951, A-243, p. 299-358. (есть русский перевод: Бартон В., Кабрера Н., Франк Ф. Рост кристаллов и равновесная структура их поверхностей. — В кн.: Элементарные процессы роста кристаллов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959).
15. Gritsaenko G.S., Samotoyin N.D. The decoration method applied to the study of clay minerals. — In: Proceedings of the International Clay Conference, 1966, vol. 1.
16. Gritsaenko G.S., Samotoyin N.D. Decoration method applied to the study of the relationship between microcrystals, surface microtopography and the crystal structure of kaolinite and dickite. — In: VI International Congress Electron Microscopy. Kyoto, 1966.
17. Mansfield C.F., Bailey S.W. Twin and pseudotwin intergrowths in kaolinite. — Amer. Miner., 1972, 57, N 3/4.
18. Plancon A., Tchoubar C. Determination of structural defects in phyllosilicates by X-ray powder diffraction. II. Nature and proportion of defects in natural kaolinites. — Clays and clay Minerals, 1977, 25, N 6.
19. Sunagawa I., Koshino Y. Growth spirals of kaolin group minerals. — Amer. Miner., 1975, 60, N 5/6.
20. Verma A.R. Crystal growth and dislocations. London: Butterworth Sci. Publ., 1953. (есть русский перевод: Варма А. Рост кристаллов и дислокации. М.: Изд-во иностр. лит., 1958).



Фиг. 1. Гельвидное рентгеноаморфное вещество в продуктах выветривания серпентинитов в ассоциации с породообразующими глинистыми минералами: керолитом (а), увел. 800; железо-магниевым монтмориллонитом (б), увел. 150; Mg-нонтронитом (в), увел. 150; Al-нонтронитом (г), увел. 60

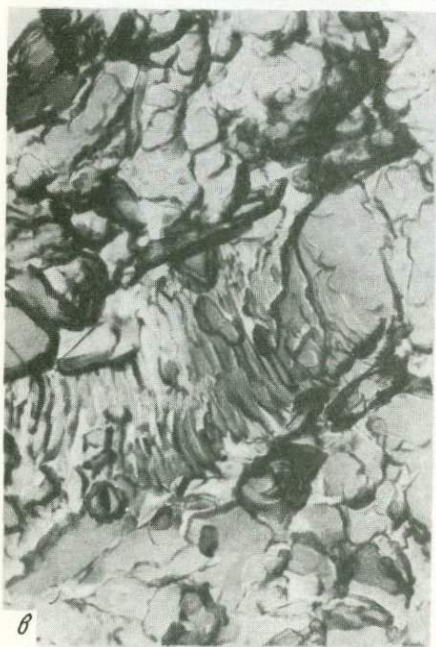


Фиг. 4. Суспензии естественных образцов продуктов выветривания серпентинитов под электронным микроскопом

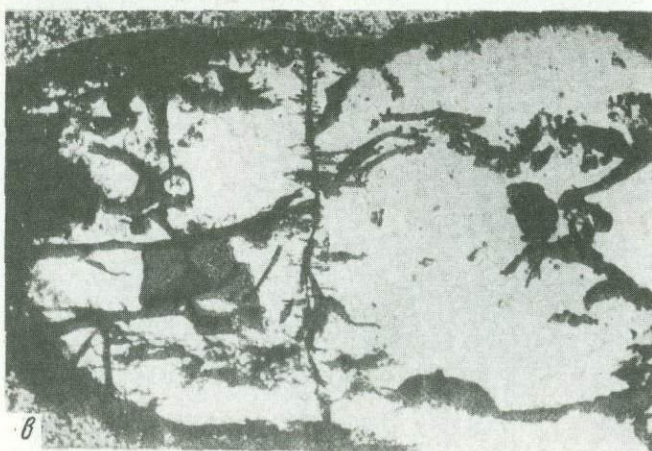
а — различная дисперсность частиц гипогенного серпентина (1) и керолита (2), ситовидные суперструктуры керолита (3), увел. 25 000; *б* — ситовидные суперструктуры агрегатов железо-магниевого монтмориллонита, увел. 17 700; *в* — крупные частицы (4) и агрегаты (5) нонтронита с микроглобулярным сложением, увел. 23 000; *г* — зерновидные частицы слабо упорядоченного гетита (6) и глобулярные агрегаты рентгеноаморфных гидроокислов железа (7), увел. 15 000



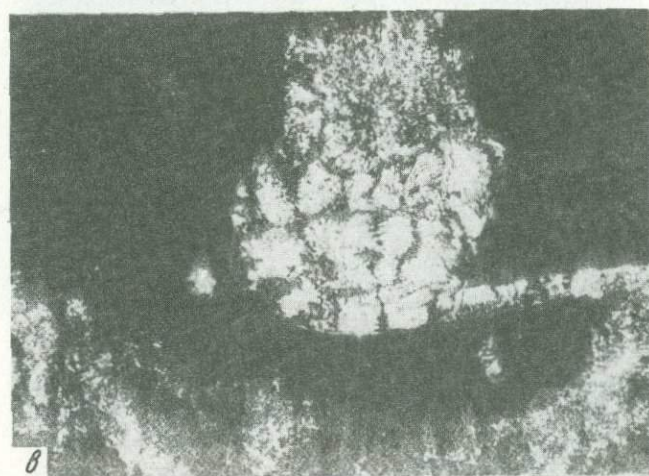
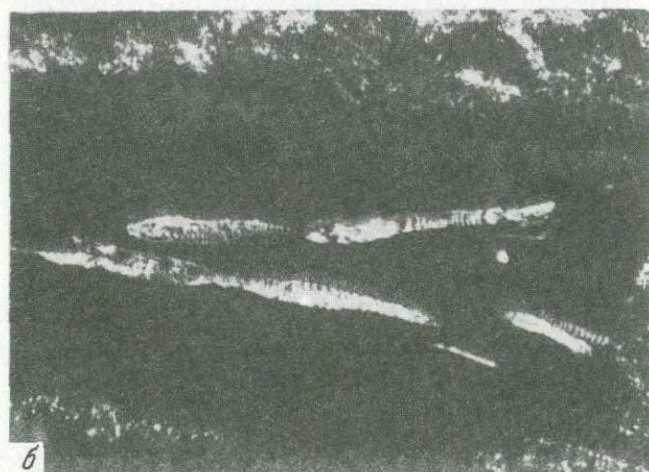
Фиг. 5. Ярозит, синтезированный при участии микроорганизма *Thiobacillus ferroxidans*. Угольная реплика



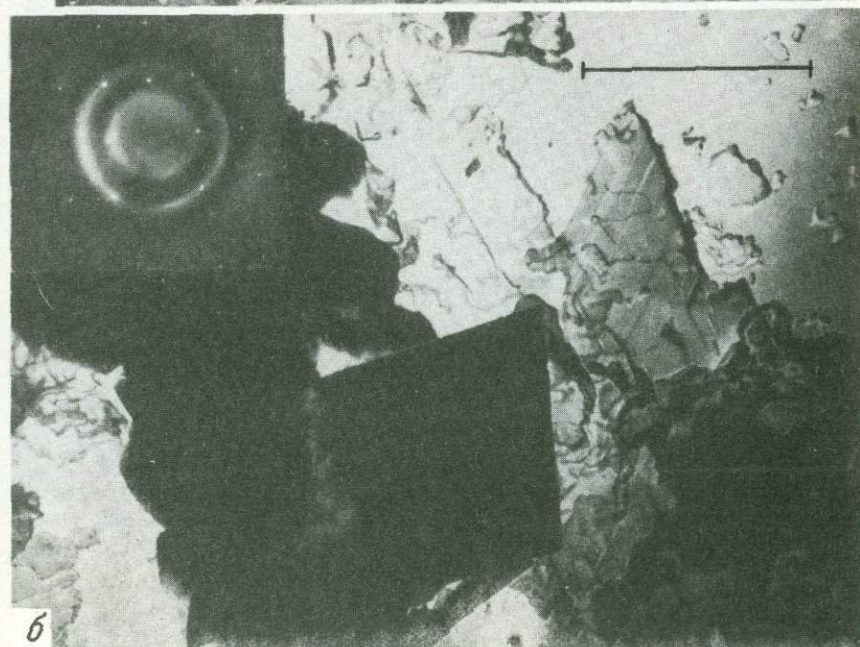
Электронные микрофотографии пеликанитизированных щелочных каолинов (угольные реплики), увел. 20 000



Фиг. 1. Кислый эффузив, испытавший кремниевощелочной метасоматоз, увел. 150
(a, b — без анализатора, б — николи скрещены)



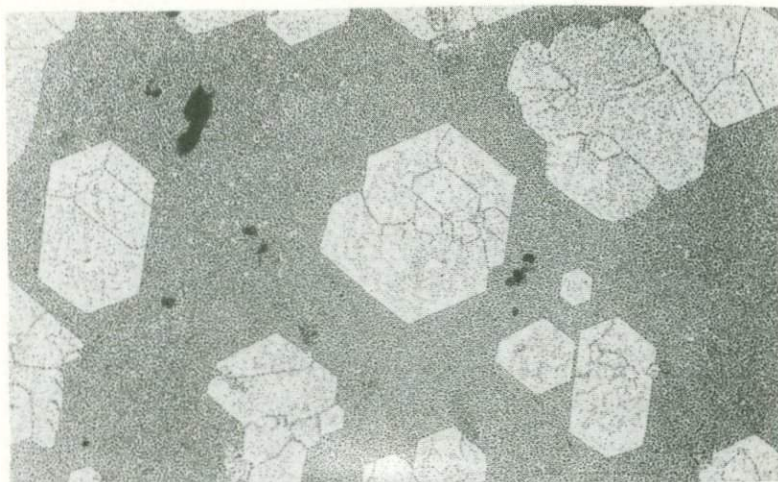
Фиг. 3. Гидротермально-аргиллизированный кислый вулканит, николи скрещены (а - увел. 94, б - увел. 400, в - увел. 300)



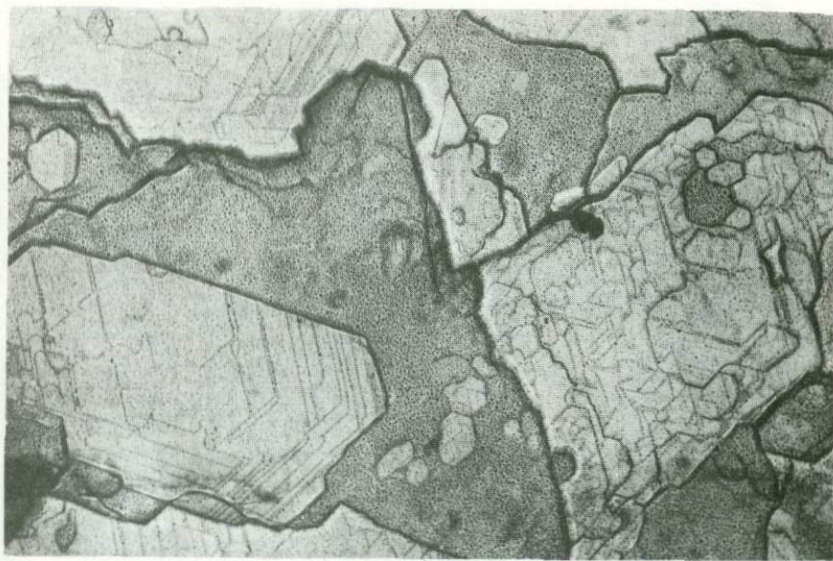
Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки и микродифракции кристаллов берилита на поверхности скола олигоклаза
a – после 3-суточной обработки; *b* – после 10-суточной обработки



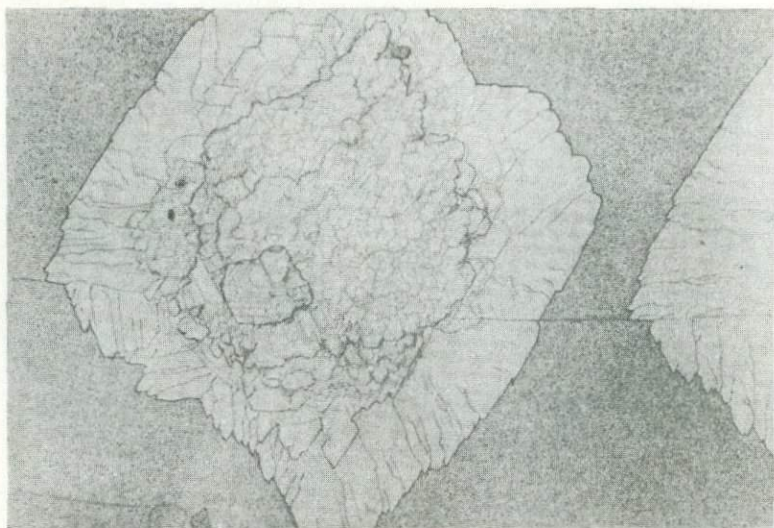
Фиг. 3. Электронно-микроскопический снимок (а) и микродифракция (б) каолиноподобного минерала



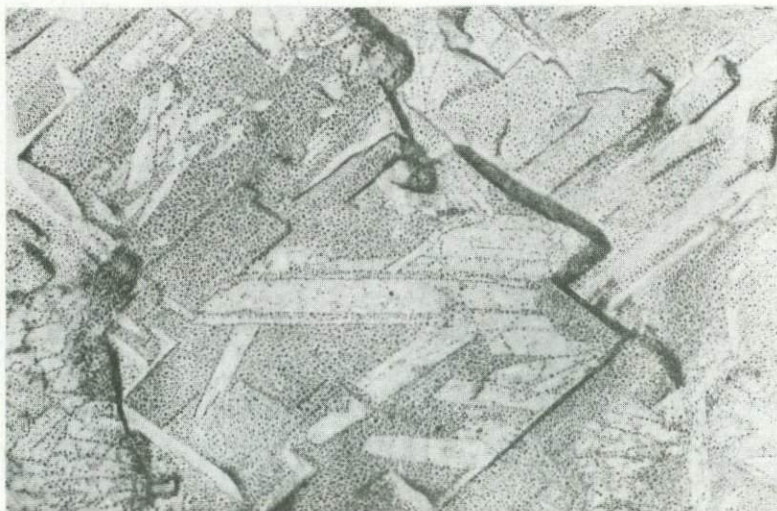
Фиг. 1. Однослойные псевдогексагональные и ромбовидные зародышевые кристаллы каолинита, образовавшиеся на начальных стадиях выветривания мусковита; размеры кристаллов 0,2–1,0 мкм



Фиг. 2. Каолинизированный мусковит. Видны кристаллы каолинита (светлое), расположенные между слоями мусковита (темное), увел. 24 000



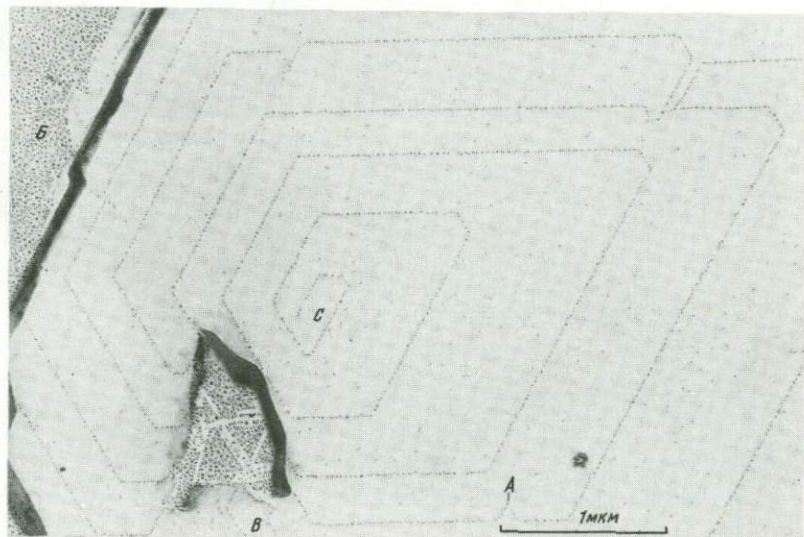
2. Дендритный кристалл каолинита на мусковите, представляющий собой сросток нескольких зародышевых кристаллов, на который нарастают кристаллы II генерации; размеры дендритного кристалла 10 мкм



Фиг. 4. Элементарные слои (лейсты) диоктаэдрического монтмориллонита (светлое), нарастающие на поверхность кристаллов альбита, увел. 33 000

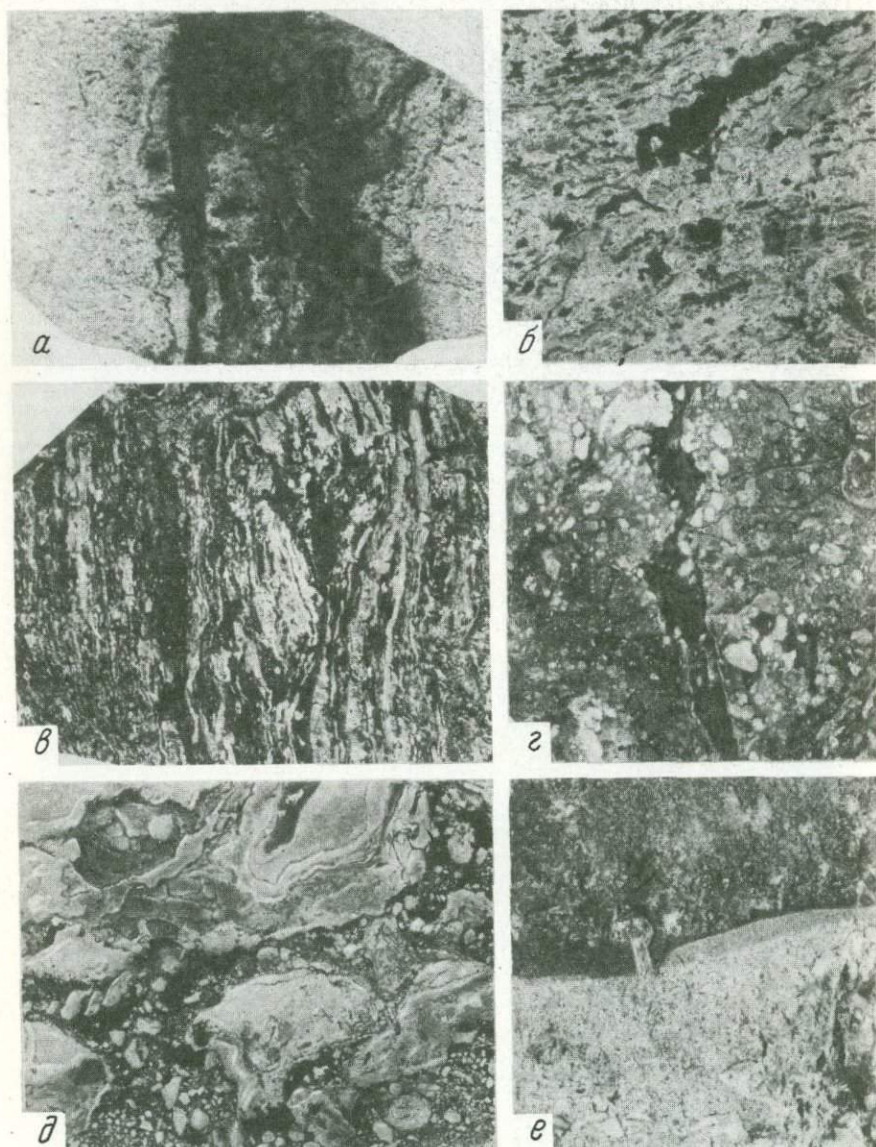


Фиг. 5. Монтмориллонитизированный альбит, состоящий из агрегата различно ориентированных элементарных слоев диоктаэдрического монтмориллонита, увел. 33 000



Фиг. 1. Гексагональная спираль роста на грани 001 кристалла каолинита, образованная левой винтовой дислокацией с вектором Бюргера (c_0)

Б — поверхность 001 биотита; С — выход винтовой дислокации; А — 60° зубцы на ступенях слоев роста; В — линия дефектного строения слоев



Фиг. 4. Взаимоотношения шамозита с первичными породами коры выветривания и бокситами, натур. вел., штуфы

a — реликты бурого остаточного боксита (черное) среди шамозитизированного, КМА; *б-г* — секущие и посылонные прожилки шамозита (черное) в бокситах КМА и Тимана; *д* — шамозит (черное) в цементе боксита Тимана; *е* — шамозитизированный (серое) боксит Тимана

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ

УДК 551.311.231 (470.3)

А.П. НИКИТИНА, В.Н. ДЕМИНА, Ф.А. КИРЕЕВ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОЦЕССАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Латеритные коры выветривания и связанные с ними остаточные и осадочные месторождения и бокситопроявления известны в пределах Русской платформы в ряде районов. Это месторождения нижнемеловой эпохи Украинского щита, нижнекаменноугольной — Воронежской антеклизы, Южного Тимана и Северо-Онежского района. Наиболее древние — среднедевонские бокситы Среднего Тимана, среди которых выделяются осадочные и остаточные месторождения.

Поскольку из месторождений палеозойской и мезозойской эпох наибольшую промышленную ценность представляют палеозойские, мы остановимся на их характеристике. Месторождения указанных выше районов достаточно детально изучены. Однако в последнее время высказывается мнение (см. статью В.А. Броневого, Г.В. Куликовой, Б.М. Михайлова в настоящей книге), согласно которому палеозойская латеритная кора выветривания формировалась в особых условиях — при высоком содержании CO_2 , высоком давлении и др. Поэтому ее зоны имеют специфический минеральный состав. Так, зона литомаржа сложена шамозитом, гематитом и слюдой, а верхняя зона состоит из бемита, шамозита и диаспора, которые считаются первичными минералами коры выветривания. Поэтому мы, проделав дополнительные исследования, снова критически рассмотрели фактический материал.

Геология бокситовых месторождений Русской платформы хорошо известна. Латеритные коры выветривания и связанные с ними промышленные месторождения бокситов Воронежской антеклизы образовались на филлитах и хлорит-биотитовых филлитовидных сланцах курской и оскольской серий нижнепротерозойского возраста, погребенных под толщей осадков мощностью от 350 м на севере до 600 м на юге. Бокситы и железные руды залегают непосредственно под визейскими отложениями, представленными известняками, в основании которых содержится большое количество углистых глин, углей, шамозитовых осадочных глин с сидеритом и пиритом, что свидетельствует о сильнейшем заболачивании визейских ландшафтов.

Основная масса бокситов сформировалась в ранневизейское (малиновское) время, когда вся территория Русской платформы была охвачена

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) пород коры выветривания углисто-кварц-серпичитовых сланцев КМА, Ольховатское месторождение

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	27,60	8,17	38,74	66,68	59,32
TiO ₂	1,12	1,34	0,90	0,71	0,55
Al ₂ O ₃	48,64	54,44	34,80	20,71	19,65
Fe ₂ O ₃	1,33	2,11	10,30	4,26	2,77
FeO	Нет	4,12	1,63	Нет	4,36
MnO	Сл.	0,06	Сл.	Сл.	Нет
MgO	0,42	0,71	0,56	0,51	2,81
CaO	0,30	0,70	Нет	Нет	0,28
Na ₂ O	0,05	0,08	0,11	0,32	0,33
K ₂ O	0,08	0,22	0,81	3,65	5,12
H ₂ O ⁻	0,54	0,45	0,28	0,11	Нет
H ₂ O ⁺	20,04	25,96	11,23	3,08	3,05
CO ₂	Нет	1,30	Нет	Нет	Нет
C	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,65
S ^{орг}	"	0,08	0,01	0,01	Не опр.
SiO ₂ (своб.)	"	Не опр.	Не опр.	27,90	23,98
С у м м а	100,12	99,74	99,37	100,04	100,08
Объемный вес, г/см ³	1,99	1,83	2,00	2,16	2,67

1, 2 — остаточные гиббситовые бокситы; 3 — каолинизированный сланец; 4 — выветрелый гидрослюдистый сланец; 5 — исходный сланец.

регрессией моря в условиях тропического влажного климата. Этому способствовало также приподнятое (до 300—400 м) положение юго-западного склона антеклизы, на котором расположены все месторождения бокситов [14]. Период субазрального выветривания продолжался также в течение яснополянского и окского времени до момента заболачивания латеритной коры выветривания и бокситов. При заболачивании, наступившем в связи с начавшейся трансгрессией в верхнетульское время, происходила интенсивная переработка бокситов и коры выветривания в восстановительных условиях.

В геоморфологическом отношении бокситы совместно с богатыми железными рудами занимают на общем фоне выровненного рельефа пологие возвышенности с относительными превышениями от 40 до 150 м. Об этом свидетельствуют составленные нами гипсометрические карты древней поверхности по всем месторождениям и поперечные разрезы через бокситоносный район [6].

По составу глиноземных минералов среди бокситов выделяются гиббситовые, гиббсит-бемитовые и бемитовые, из которых последние преобладают. Гиббситовые бокситы, по данным В.И. Сиротина, Б.Н. Одокия, В.Н. Клекля и нашим исследованиям, считаются первичными, они занимают наиболее приподнятые участки, которые наименее подверглись заболачиванию и отличаются меньшей степенью преобразования. Первич-

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) неизмененного и выветрелого амфибол-хлоритовых сланцев, Северо-Онежский район

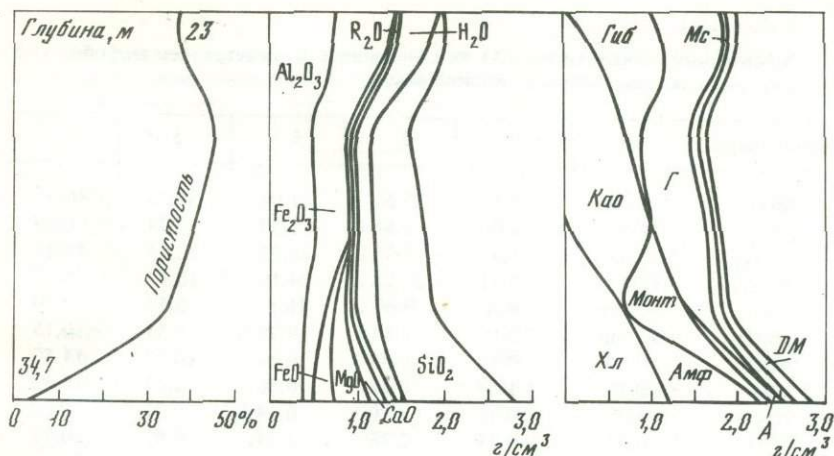
Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	2,03	9,34	27,52	31,04	34,75	46,37
TiO ₂	1,57	1,00	0,89	1,37	0,74	0,49
Al ₂ O ₃	35,68	34,97	29,91	28,82	20,94	10,44
Fe ₂ O ₃	36,35	32,31	26,08	24,16	10,93	2,76
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	3,52	9,50
MnO	Не опр.	0,10	1,11	0,30	0,11	0,15
MgO	0,20	0,49	0,89	0,60	10,37	14,50
CaO	0,15	1,67	0,41	0,50	2,22	8,48
Na ₂ O	0,05	0,05	0,10	0,14	0,21	0,92
K ₂ O	0,33	0,74	2,36	1,84	0,87	0,72
H ₂ O ⁻	0,62	0,60	0,53	0,81	5,16	0,5
H ₂ O ⁺	23,23	17,34	10,36	9,91	9,36	4,45
CO ₂	Нет	1,40	Нет	Нет	0,79	0,10
С у м м а	100,21	100,01	100,16	99,49	99,97	99,53
Объемный вес, г/см ³	1,80	2,00	1,61	1,81	1,85	2,74

1 — гиббситизированный, гл. 22 м; 2 — гиббситизированный с каолинитом, гл. 24 м; 3—4 — каолинизированный: 3 — верхняя часть каолинитовой зоны, гл. 27 м, 4 — нижняя часть каолинитовой зоны, гл. 29 м; 5 — монтмориллонитовый с реликтовым хлоритом, гл. 32 м; 6 — неизмененный, гл. 35 м.

ность гиббситовых бокситов подтверждается и тем, что обломки осадочных бокситов состоят из первичных псевдобоковин, сложенных кристаллами гиббсита, а бемит является цементирующим аутигенным минералом. Нами не отрицается образование в конце субаэрального периода некоторого количества первичного бемита в ассоциации с каолинитом.

Среди профилей латеритной коры выветривания нижнего карбона различаются профили, которые сохранили свою первичную зональность: нижняя зона представлена гидрослюдой или смешанно-слоистыми образованиями, выше она сменяется каолиновой, а затем гиббситовой зонами. В этом профиле преобладает трехвалентное железо, а двухвалентное практически отсутствует, или его очень мало (табл. 1).

Аналогичный гиббситовый первичный профиль в латеритной коре выветривания того же возраста находится в Северо-Онежском бокситоносном районе [7]. В этом профиле, сформировавшемся на протерозойских основных породах амфибол-хлоритового состава, выделяются монтмориллонитовая, каолинитовая и железисто-гиббситовая зоны. Данные химических анализов и геохимические изообъемные диаграммы свидетельствуют о направленности процессов, характерных для латеритного выветривания (табл. 2, фиг. 1). Она заключается в выносе подвижных компонентов — кремнезема, окиси кальция, магнезия и накоплении окиси титана, алюминия, железа. Последнее уже в каолинитовой зоне



Фиг. 1. Исообъемная геохимическая диаграмма гиббитовой коры выветривания амфибол-хлоритовых сланцев

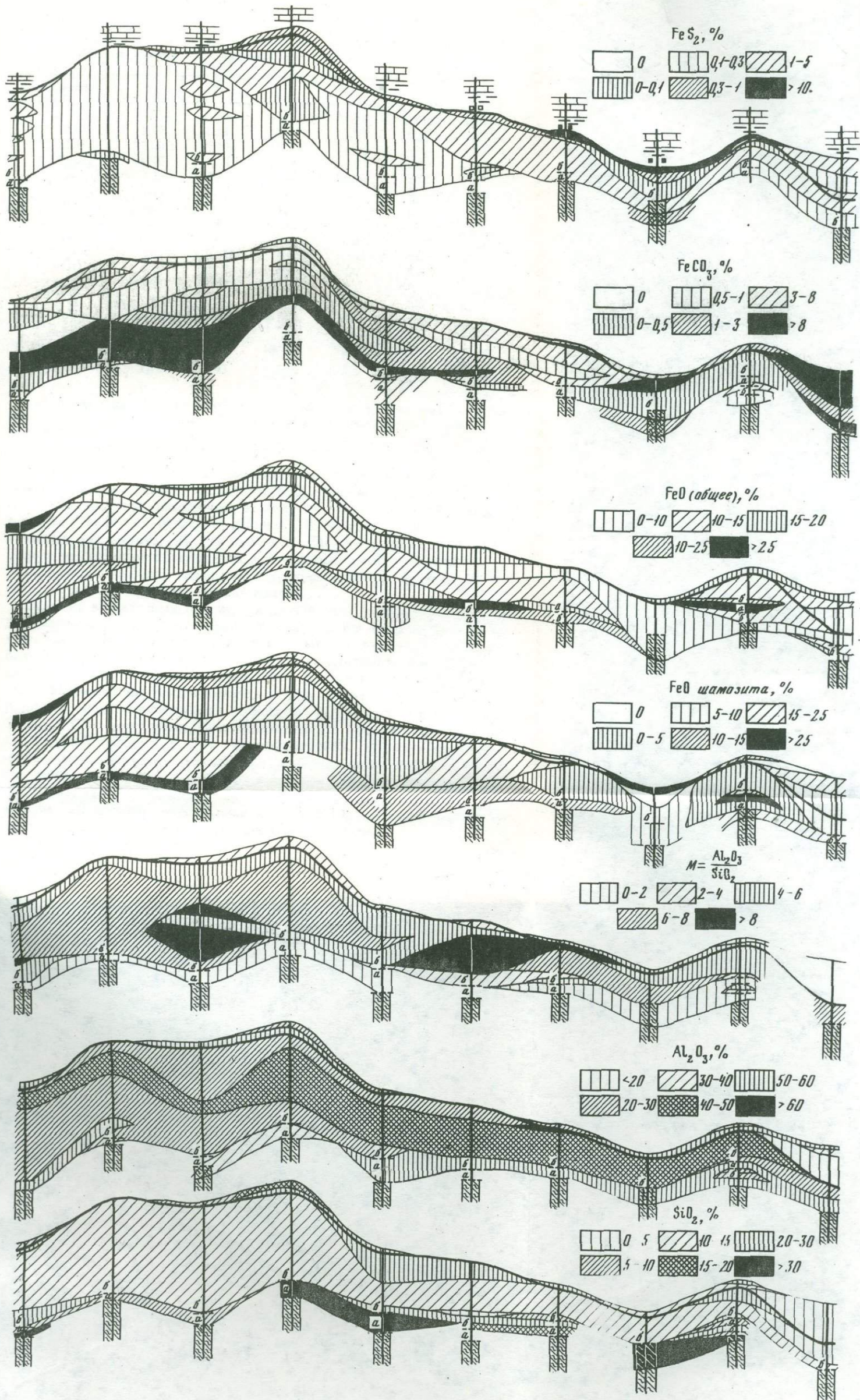
Гиб – гиббит; Као – каолинит; Хл – хлорит; Монт – монтмориллонит; Амф – амфибол; А – альбит; Г – гидрослюда; Мс – мусковит; Др – другие минералы

полностью переходит в окисную форму, фиксируясь главным образом в гетите и аморфных гидроокислах железа.

Нижнекаменноугольная кора выветривания в Северо-Онежском районе относится к площадному типу и в настоящее время сохранилась на сглаженных вершинах и пологих склонах наиболее возвышенных водораздельных участков, относительная высота которых не превышала в целом 100–120 м. Образования коры выветривания перекрываются продуктами ее размыва, континентальными песчано-глинистыми отложениями веневско-стешевского горизонта, в которых нет каких-либо признаков, свидетельствующих о восстановительной обстановке, а в отдельных случаях они срезаются четвертичными суглинками.

Охарактеризованные профили как на КМА, так и в Северо-Онежском районе сохранили все особенности типичных латеритных профилей, присущих латеритным корам более молодого возраста – на Украинском щите [2], в Мугоджарах [11], Гвинее Бисау [8] и на Гавайских островах [17].

Наряду с такими профилями, сохранившими первоначальный состав, на КМА широко распространены профили латеритной коры выветривания, в которых значительно увеличивается содержание FeO, входящей в состав шамозита, пирита, сидерита, т.е. минералов, которые мы рассматриваем как вторичные по отношению к латеритной коре выветривания (табл. 3). Эти минералы образуют ассоциацию, запрещенную для обычного латеритного профиля выветривания. Возникновение таких вторичных минералов приурочено к областям с интенсивным развитием лагунно-болотных восстановительных условий, которые возникли в корях выветривания и бокситах в результате подгопления их в предтрангрессивный период визейского моря и после перекрытия бокситов и кор выветривания угленосными осадочными породами [4].



Фиг. 2. Минерало-геохимический разрез рудной залежи Белгородского месторождения КМА
 а - аллит; б - боксит

Таблица 3

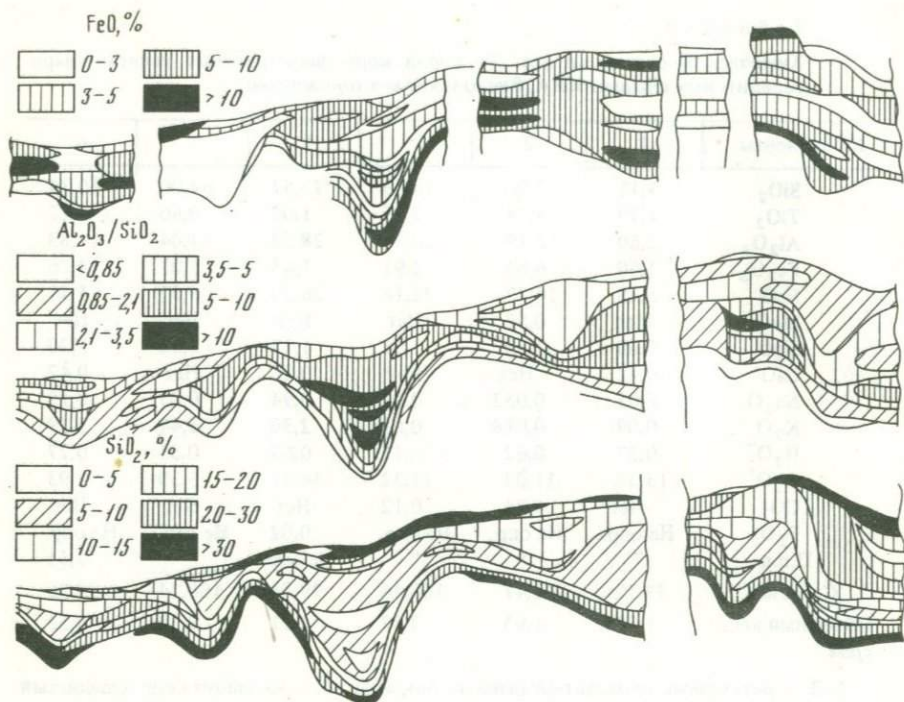
Химический состав (в вес. %) пород коры выветривания углисто-кварц-серпичитовых сланцев КМА, Висловское месторождение

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	3,11	3,80	10,43	22,57	64,00	60,34
TiO ₂	1,79	1,34	2,25	1,00	0,80	0,72
Al ₂ O ₃	72,60	55,19	50,16	28,58	14,04	14,89
Fe ₂ O ₃	1,40	6,63	2,91	1,63	5,07	3,76
FeO	5,29	14,77	22,16	26,30	6,97	4,31
MnO	Нет	0,57	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	0,60	1,51	1,91	1,12	2,52	3,20
CaO	0,42	Нет	Нет	0,28	Нет	0,42
Na ₂ O	0,05	0,052	0,07	0,94	0,05	0,12
K ₂ O	0,09	0,018	0,018	2,30	3,44	5,39
H ₂ O ⁻	0,77	0,62	0,11	0,63	0,55	0,77
H ₂ O ⁺	13,38	11,03	11,32	14,17	3,30	1,93
CO ₂	Нет	4,94	0,12	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	"	"	"	Не опр.	"	3,51
С у м м а	99,50	100,47	100,46	99,44	100,74	99,36
Объемный вес, г/см ³	1,77	1,93	2,57	2,51	2,39	2,53

1—3 — остаточные шамозит-бемитовые бокситы; 4 — каолинит-гидрослюдистый сланец с шамозитом и бемитом; 5 — выветрелый гидрослюдистый сланец; 6 — исходный сланец.

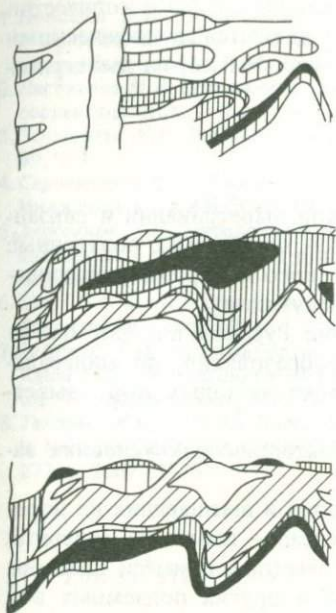
Необходимо отметить, что шамозитизации также интенсивно подвергалась кора выветривания всех пород бокситоносного района КМА, которые впоследствии находились в областях заболачивания. Например, в богатых железных рудах, по данным С.И. Чайкина, А.П. Булгаковой и нашим, присутствует 10—30% шамозита. Каолинизированная кора выветривания гранитов превращалась почти нацело в шамозитизированную темно-зеленую породу, первичная структура которой угадывалась по сохранившимся реликтовым зернам кварца.

Шамозит в осадочных бокситах и вмещающих их бокситовых породах Тимана широко развит, хорошо подтверждается также его вторичный характер. Из двух выделенных нами главных литологических разновидностей бокситов — красных марких и полумарких гематит-бемитовых и пестрых каменистых гематит-шамозит-бемитовых — последние возникли в результате шамозитизации гематит-бемитовых бокситов в восстановительных условиях лагун. Шамозитизация — явление обычное для месторождений бокситов Среднего Тимана. Иногда шамозит распределен повсеместно на значительной площади и в разных количествах. Участки, содержащие минимальное количество (меньше 3%), оконтуриваются только в срединной части рудного тела и занимают небольшие площади, а к периферии его количество увеличивается. Участки с максимально высоким содержанием FeO сосредоточены в виде мелких пятен по южной периферии рудного тела. В некоторых залежах шамозит отсутствует.



Для выяснения генезиса шамозита и других вторичных минералов, содержащих закисное железо, в зонах латеритной коры выветривания, в остаточных и осадочных бокситах и вмещающих их породах нами построен ряд детальных минералого-геохимических разрезов по главным бокситовым залежам месторождений Воронежской антеклизы и Тимана на основании данных пересчета 6000 химических анализов. Разрезы дают представление о количественном распределении шамозита, сидерита, пирита и SiO_2 , FeO , Al_2O_3 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$. Кроме того, построены карты распространения шамозита по площади залежей, гипсометрии древней поверхности подземного нижнекаменноугольного рельефа и литологии перекрывающих бокситы осадочных пород.

На разрезе (фиг. 2) через Белгородское месторождение видно, что шамозит развит повсеместно, не связан с зональностью коры выветривания и не приурочен к какой-либо ее зоне. Максимумы его приходятся на нижнюю и верхнюю части рудной залежи, наименьшее содержание его — в средней ее части. Аналогичное распространение шамозита наблюдается и на месторождениях Среднего Тимана (фиг. 3). На картах и разрезах прослеживается явная приуроченность наибольших концентраций шамозита ко впадинам и пониженным участкам заболачивания, где шамозит замещал все породы профиля коры выветривания, включая неизменные сланцы. В таких пониженных участках мощность бокситов, как правило, небольшая и качество низкое, в то время как на приподнятых — мощность и качество их резко повышаются.



Фиг. 3. Минералого-геохимический разрез рудной залежи Вежаю-Ворыквинского месторождения Среднего Тимана

Нижняя граница фронтального развития шамозита на КМА фиксируется глинистыми каолин-гидрослюдистыми продуктами коры выветривания на контакте с бокситами, представлявшими собой горизонт водоупорных пород, служивших своего рода барьером, где происходило основное высаживание шамозита. На Тимане таким водоупором являлись доломиты и уплотненные аргиллитовые глины, залегающие под бокситами и также частично замещенные шамозитом.

Наблюдения в канавах и шурфах на Тимане показывают, что шамозит распространен по контакту плотных и рыхлых пород, грубо- и тонкозернистых, образуя между ними слои и линзы.

Вторичный характер шамозитизации хорошо прослеживается по взаимоотношению шамозита с первичными породами коры выветривания и бокситами. На приводимых фотографиях (фиг. 4, см. вклейку) видно, что шамозит заполняет секущие и послонные прожилки в породе, а затем метасоматически замещает исходные минералы и цемент. Шамозит раньше замещает пористые, кавернозные и трещиноватые участки, чем более плотные.

Процессы, сопровождающие шамозитизацию в бокситах КМА и Тимана, привели к перерастворению, перекристаллизации и преобразованию минеральных форм свободного глинозема — первичного гиббсита — во вторичный бемит. В результате сформировались вторичные псевдобоковые структуры, состоящие из метаколлоидного или перекристаллизованного бемита в тонкой смеси с шамозитом или с незначительной примесью диаспора. Все эти процессы детально описаны в литературе [5, 9, 10].

Шамозит и бемит известны не только в древних палеозойских бокситоносных корах выветривания и бокситах, но и в более молодых — мезозойских, вплоть до современных. Мезозойские коры выветривания Малки на Кавказе, содержащие бемит и шамозит, описаны Н.В. Ренгартен [13] и Д.П. Сердюченко [14]. Бемитовые бокситопоявления изучены В.В. Гудошниковым в Орском Зауралье. В промышленных бокситах Казахстана, по данным С.И. Бенеславского [3] и М.В. Пастуховой [12], содержится шамозит. В бокситах п-ова Кач в Индии и в бокситоносных корах выветривания Кубы А.Д. Слукимым и Ю.Ю. Бугельским недавно обнаружен шамозит. Согласно данным В.А. Цанса [16], треть промышленных бокситов Ямайки составляют бемитовые. Современные карсто-

вые бокситы Лифу в Новой Каледонии содержат значительное количество бемита [18]. Следовательно, шамозит и бемит являются специфическими минералами, свойственными не только палеозойским корам выветривания и бокситам.

ВЫВОДЫ

Представления об образовании латеритных кор выветривания и связанных с ними месторождений бокситов Русской платформы, полученные на основании обобщения обширного фактического материала исследований различных авторов и наших, сводятся к следующему.

1. Древние латеритные коры выветривания Русской платформы, не затронутые более поздними процессами преобразования, по минеральному составу принципиально не отличаются от молодых кор выветривания.

2. Латеритные коры выветривания при благоприятных условиях захоронения сохраняют свою зональность.

3. Появление в корях выветривания, бокситах и вмещающих их породах минералов, содержащих двухвалентное железо, — шамозита, сидерита, пирита и маловодных окислов глинозема — бемита и примеси диаспора обусловлено воздействием лагунно-болотных и других подземных вод восстановительного характера.

4. Вторичные минералы не приурочены к определенным зонам латеритного профиля выветривания, а их размещение определяется условиями лагунно-болотной обстановки, воздействию которой они подвергались. Чем интенсивнее было ее воздействие, тем сильнее развивалась вторичная минерализация, независимо от возраста кор.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов В.П., Лебедев В.А., Лысов Ю.А., Смирнов В.Г.* Латеритные бокситы Тимана. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
2. *Басс Ю.Б., Рябчун В.К., Славутский М.Б., Шалыт Е.С.* Бокситы платформенной части Украинской ССР. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
3. *Бенеславский С.И.* Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых руд. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
4. Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974.
5. *Демина В.Н.* Бокситы Среднего и Южного Тимана. М.: Наука, 1977.
6. Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1978.
7. *Киреев Ф.А.* Латеритные коры выветривания Северо-Онежского бокситоносного района. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
8. *Михайлов Б.М.* Кора выветривания Либерийского щита. — В кн.: Материалы VII Всесоюзной литологической конференции. М.: Наука, 1968.
9. *Никитина А.П.* Закономерности строения рудных залежей месторождений остаточных бокситов Европейской части СССР и различия в условиях их формирования. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
10. *Никитина А.П., Сиротин В.И.* О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА. — В кн.: Древние продукты коры выветривания. М.: Наука, 1966.

11. *Новиков В.М.* Полигенные латеритно-осадочные бокситопоявления Мугоджар и Орского Зауралья. — В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974.
12. *Пастухова М.В.* О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
13. *Рентгарген Н.В.* Бемит с Северного Кавказа. — Докл. АН СССР. Нов. сер., 1949, 69, № 3.
14. *Сердюченко Д.П.* Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 140.
15. *Хожанов Н.П.* Литология терригенных толщ палеозоя и мезозоя Воронежской антеклизы и проблемы их рудоносности: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Воронеж, 1972.
16. *Цанс В.А.* Запасы бокситов на Ямайке. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
17. *Patterson S.H.* Investigation of terrigenous bauxite and other mineral resources on Kauai and a reconnaissance of Ferruginous bauxite deposits on Maui, Hawaii. Washington: United States Gov. Print. Off., 1971.
18. *Tercinier M.G.* Sols des Karsts de l'atoll surélevé de Lifou (îles Loyalty, territoire de la Nouvelle-Calédonie) et problème de la bauxitisation. — С. г. Acad. sci., Ser. D, 1971, 272, p. 2067–2070.

УДК 551.311.231:551.73

В.А. БРОНЕВОЙ, Г.В. КУЛИКОВА, Б.М. МИХАЙЛОВ

ЛАТЕРИТНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТООБРАЗОВАНИЕ В ПАЛЕОЗОЙСКУЮ ЭРУ

Несмотря на существенные успехи в изучении гипергенных образований, достигнутые за последнее десятилетие, критериями бесспорного отождествления геологических объектов с латеритной корой выветривания, как и прежде, являются лишь два фактора: наличие в составе коры выветривания псевдоморфных гипергенных руд (бокситы, высокоглиноземистые железняки) и постепенный переход последних вниз по разрезу в псевдоморфные породы литомаржа или непосредственно в породы субстрата. При этом помимо псевдоморфных пород в составе формации латеритной коры выветривания могут быть в той или иной степени развиты разнообразные обломочные и бобово-оолитовые породы, формирующиеся субсинхронно с латеритной корой выветривания в виде своеобразных элювиально-делювиальных или пролювиальных шлейфов [5]. В зависимости от конкретных условий образования соотношение псевдоморфных и шлейфовых пород в составе латеритного покрова может быть существенно различным.

Результаты изучения латеритных образований, обнаруженных за последние годы на различных стратиграфических уровнях, показывают, что в истории Земли наблюдается закономерное пульсационно-прогрессивное возрастание количества латеритного элювия, сопровождающееся существенной эволюцией его состава и строения. Максимум латеритообразование достигло в олигоцен-четвертичный этап. Именно с олигоцена в геологическом разрезе появляются мощные и обширные накопления

латеритного элювия, а также продуктов его переотложения. Отмечаемые рядом исследователей (С.Т. Акаемов, М.В. Пастухова, В.А. Теняков, Н.А. Ясаманов и др.) спорадические находки обломков железенных пород в перекрытых разрезах мела, палеоцена и эоцена в тропической зоне Земли могут служить лишь дополнительным доказательством относительно слабого проявления здесь в доолигоценое время процессов латеритизации [12].

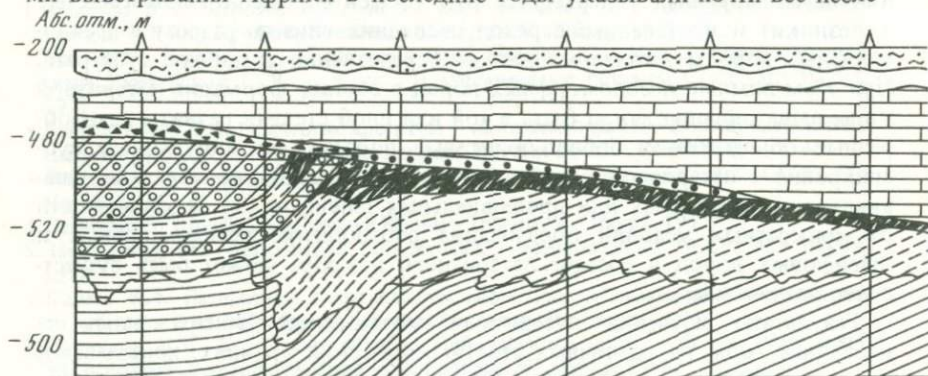
В раннем палеогене и в мезозое латеритный элювий в значительных объемах накапливался на территории СССР (Украина, Казахстан, Южная Сибирь), юге Европы (Франция, Италия), юге Северной Америки. В отличие от латеритных покровов современных тропиков эти образования повсеместно локализируются только в пределах массивов основных пород и всегда сопровождаются мощными накоплениями каолининовых глин (каолиновыми метасоматитами).

Первые достоверные находки наиболее древних латеритных кор выветривания связаны с девонским и каменноугольным периодами. К бесспорно латеритным образованиям этого возраста могут быть отнесены бокситоносные коры выветривания КМА (нижний карбон) и Тимана (средний – верхний девон), а также небольшие проявления латеритного элювия в Северо-Онежском районе [8 и др.].

Степень изученности крупных месторождений бокситов, расположенных в этих районах, позволяет вполне обоснованно судить о вещественном составе и строении древнего элювия, а также о взаимоотношениях этих образований с подстилающими и вмещающими породами.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

На сходство каменноугольных и девонских латеритных кор выветривания КМА и Тимана с классическими бокситоносными латеритными корами выветривания Африки в последние годы указывали почти все иссле-



Фиг. 1. Геологический профиль через Висловское месторождение

1 – сланцы курской серии; 2 – конгломераты; 3 – железистые кварциты; 4 – зоны литомаржа коры выветривания; 5 – латеритные бокситы; 6 – латеритные железные руды; 7 – осадочные железные руды; 8 – осадочные бокситы; 9 – известняки; 10 – четвертичные отложения

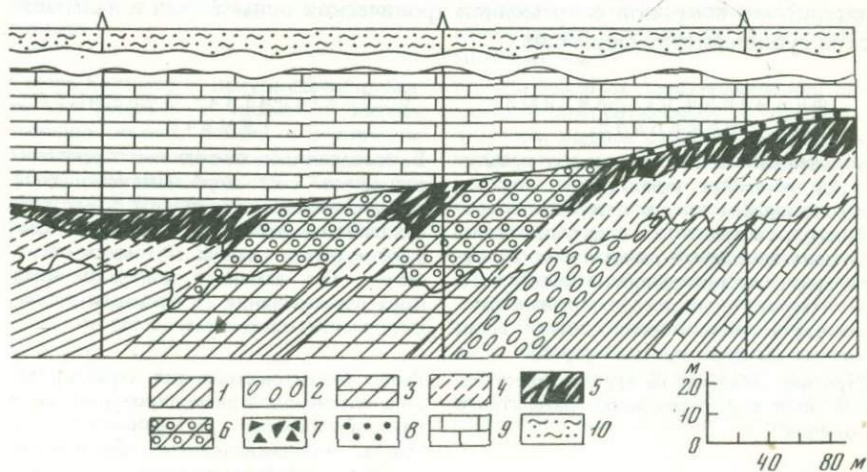
дователи, занимающиеся их изучением (А.П. Никитина, С.Т. Акаемов, Б.Н. Одокий, В.Н. Лебедев, А.М. Плякин и др.). Однако в составе и строении этих образований имеется значительное количество признаков, существенно отличающих их от молодых латеритов. Важнейшим из этих признаков является принципиально иной вещественный состав домезозойских латеритных кор выветривания: наличие среди основных породобразующих минералов бемита, диаспора, шамозита, слюд типа мусковита и относительно широкое распространение аморфных алюмосиликатных фаз переменного состава.

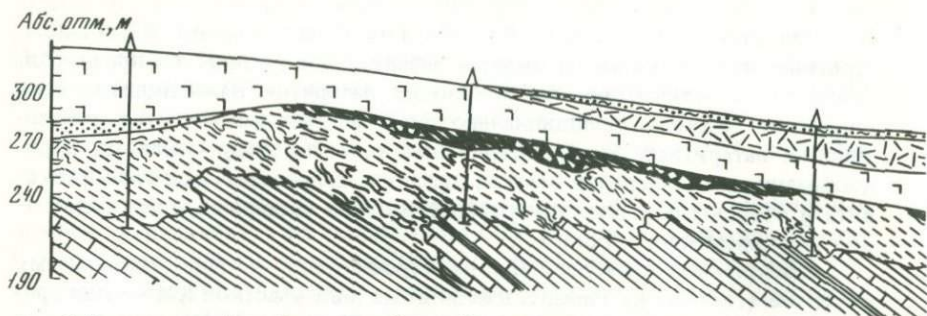
Гиббсит и каолинит или вообще не встречаются в составе описываемых объектов (гиббсит на Тимане, каолинит на ряде участков КМА), или присутствуют в подчиненном количестве (гиббсит на КМА, каолинит на КМА и Тимане).

Значительно отличается от классических латеритных кор выветривания и зональное строение описываемых образований. Вместо хорошо развитых зон литомаржа классических латеритов здесь ниже зоны бокситов устанавливается в большинстве случаев почти недифференцируемая в вертикальном разрезе толща слюдисто-шамозитовых или каолинит-шамозитовых пород, обогащенных в верхней части инфильтрационным бемитом или диаспором.

В палеогеоморфологическом отношении локализация домезозойских латеритных кор выветривания также существенно отличается от классической. Бокситоносные коры выветривания на КМА и Тимане отмечены не только на вершинах, но и на склонах и даже во впадинах древнего мезорельефа (фиг. 1, 2), что абсолютно не свойственно разрезам латеритных кор выветривания мезозоя и кайнозоя.

Важно также отметить резко выраженную избирательность домезозойских латеритных кор выветривания по отношению к составу субстрата. Несмотря на то, что, например, в Белгородской обл. на поверхности фундамента в эпоху бокситообразования были обнажены такие, казалось бы, благоприятные для латеритизации породы, как базальты, сиениты и др.,





Фиг. 2. Геологический профиль через Вежаю-Ворыквинское месторождение

1, 2 – породы быстринской свиты (1 – карбонатные, 2 – сланцы); 3а – зона литомаржа коры выветривания; 3б – то же, с конкреционно-обломочными структурами; 4 – латеритные бокситы с псевдоморфными (а) и конкреционно-обломочными (б) структурами; 5 – терригенно-глинистые отложения раннефранского возраста; 6 – базальты; 7 – туфы; 8 – четвертичные отложения

латеритные коры выветривания развивались только по сланцам курской серии углисто-хлорит-серицитового и кварц-биотит-серицитового состава с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков. Близки по составу и материнские породы латеритных кор выветривания на Тимане (кварц-серицит-биотит-хлоритовые сланцы, известняки и доломиты).

Итак, по вещественному составу, строению и условиям локализации известные палеозойские латеритные коры выветривания резко отличаются от аналогичных гипергенных образований мезозоя и кайнозоя, что дает основание выделять палеозойский латеритный элювий в особую сублатеритную формацию [13].

Приводим сравнительную характеристику бокситовых месторождений латеритных покровов современной тропической зоны Земли и палеозойской сублатеритной формации.

Формация латеритных покровов

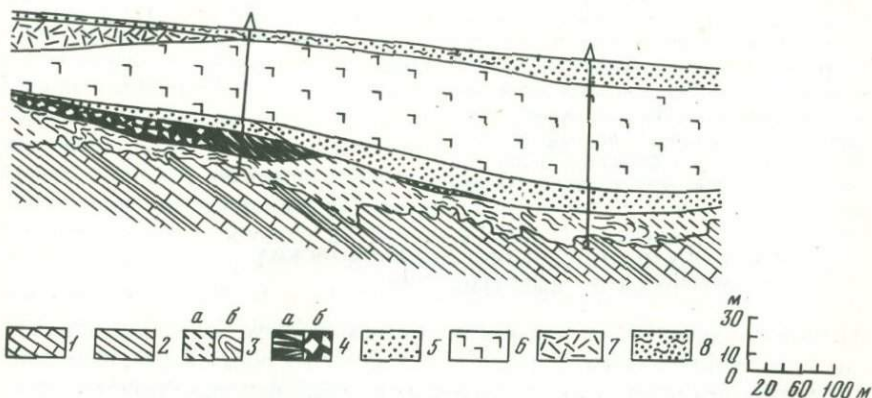
Бокситовые залежи возникают практически на любых типах пород, являясь закономерным членом латеритного профиля, состоящего из следующих зон: 1) зона начального разложения; 2) литомарж (железисто-каолининовая зона); 3) латерит (зона псевдоморфных бокситов); 4) кираса (зона плотных обломочных алюможелезистых пород)

Строение субстрата не играет существенной роли в формировании латеритного покрова

Сублатеритная формация Тимана

Бокситовые залежи возникают исключительно за счет карбонатно-сланцевых толщ, заключающих породы с высоким щелочным резервом – слюdistые, хлорит-слюdistые сланцы. Литомарж отсутствует. Его заменяет контракционная кора выветривания со сложным каолинт-шамозит-слюdistым составом

Район бокситонакопления характеризуется интенсивной дислоцированностью и раздробленностью материнского субстрата, проникновением гипергенных агентов на глубины во многие десятки и даже сотни метров



Вне зависимости от состава субстрата бокситы образуют единый пласт с более или менее однородным качеством. Мощность рудного пласта колеблется в незначительных пределах. Как нижняя, так и верхняя его границы субпараллельны и контролируются современной дневной поверхностью и уровнем грунтовых вод

Бокситы залегают в виде покрова на наиболее высоких абсолютных отметках, бронируя все возвышенные участки рельефа

Состав бокситов преимущественно гематит-гипсбитовый, с примесью водных окислов железа, бемита и каолинита. Поливалентные элементы находятся в форме высших окислов. Характерна отчетливая сохранность как текстурных, так и структурных признаков субстрата

Строение и состав выветривающихся (бокситизирующихся) пород оказывает существенное (и часто определяющее) воздействие на формирование рудной залежи. В случае переслаивания различных материнских пород в итоге получается слоистая рудная залежь, состоящая из бокситов и аллитов разного качества и состава. Иногда при крутых углах падения пород субстрата процессы бокситизации проникают вглубь по отдельным пластам, образуя щелевидные крутопадающие залежи

Бокситы залегают в виде линзообразных тел, обычно на склонах и даже в понижениях мезорельефа, благоприятных для интенсивного протекания гипергенного метасоматоза

Состав бокситов преимущественно шамозит-гематит-бемитовый, с примесью диаспора, водных окислов железа, реже каолинита и слюдястых минералов. Характерно присутствие закисных форм поливалентных элементов. Бокситы наследуют преимущественно текстурные признаки субстрата. В них широко развиты обломочные структуры, свидетельствующие о частичном перемещении бокситов в процессе контракционной усадки в карстовых депрессиях на существенно известковистом субстрате либо по склонам мезорельефа, сложенного карбонатно-сланцевыми толщами

Формация латеритных покровов

Бокситы, как правило, малокремнисты. Содержание SiO_2 обычно не более 5%, но чаще всего 1–3%. Количество окиси железа существенно зависит от его содержания в материнской породе и колеблется в значительных пределах: от первых процентов на маложелезистых сланцах и изверженных породах до 20–30% на долеритах, базальтах и других относительно высокожелезистых породах

Сублатеритная формация Тимана

Бокситы, как правило, содержат 7–10% SiO_2 . Содержание окислов железа повсеместно высокое (25–30%) и зависит от его количества в подстилающих породах

К ВОПРОСУ ОБ ЭПИГЕНЕЗИСЕ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Из перечисленных выше признаков, отличающих домезозойские латеритные коры выветривания от аналогичных молодых образований, внимание исследователей привлекало в основном своеобразие вещественного состава древних латеритных бокситов.

В большинстве опубликованных работ современный состав домезозойских латеритных кор выветривания рассматривался как вторичный, сформировавшийся в результате наложенных процессов в период заболачивания территории при захоронении, а также эпигенетических изменений первично каолинит-гипсбитовых бокситов под мощным покровом перекрывающих отложений или под воздействием вулканических пород. При этом вопрос о возможности возникновения шамозит-бемитовых ассоциаций непосредственно при латеритизации вообще не ставился, так как такой минеральный состав считался "запрещенным" для латеритного процесса.

Наиболее определенно эти идеи сформулировала А.П. Никитина [15] применительно к бокситам КМА: "...в залежах ... наиболее типичных и распространенных отмечаются запрещенные для латеритного профиля ассоциации минералов, сложенных двухвалентным железом..." (с. 105), и далее: "...основная масса залежей бокситов месторождений Воронежской антеклизы подвергалась интенсивной переработке в лагунно-болотных восстановительных условиях, которые возникли в коре выветривания в результате подтопления ее и бокситов трансгрессирующим морем... при восстановительных процессах часть первичного гипсбита превращалась во вторичный метакolloидный бемит" (с. 107–108). Попытаемся проанализировать эти положения путем сравнения состава пород, перекрывающих палеозойские и мезозойско-кайнозойские латеритные коры выветривания в разных районах их развития.

На территории Воронежской антеклизы это терригенные песчано-глинистые или карбонатные отложения с большим количеством углстого и лигнитизированного вещества; на Среднем Тимане — песчано-глинистые каолинит-гидрослюдисто-кварцевые породы или базальты, а в Североонежском районе — гидрослюдистые глины, кварц-полевошпатовые пески и песчаники, переходящие вверх по разрезу в известняки и мергели.

Приведенный перечень пород, перекрывающих древние латеритные

коры выветривания, в целом достаточно однообразен (за исключением базальтов на Тимане) в связи с развитием в их составе стандартных песчано-глинистых платформенных образований. Однако связывать шамозит-бемитовые ассоциации нижележащих бокситов с гипотетическим воздействием кислых восстановительных растворов затруднительно. Например, в Казахстане, в Сибири, на юге Украины, в Северной Америке и на юге Европы гиббситовые бокситы перекрыты чаще всего именно терригенными песчано-глинистыми отложениями, содержащими нередко значительное количество углистого или лигнитового вещества (иногда даже горизонты бурых углей или лигнитов). При этом как в фациальном отношении, так и по мощности эти толщи вполне могут быть сопоставлены с породами, перекрывающими бокситы на Тимане и КМА. Отсутствие в мезозойских и кайнозойских бокситах и подбокситовых глинах тотального замещения гиббсита бемитом и каолинита шамозитом позволяет, по крайней мере, поставить под сомнение вторичность всей массы бемита (или диаспора) и шамозита в палеозойских латеритных корах выветривания.

Превращение каолинит-гиббситовых пород в шамозит-бемитовые под воздействием базальтов действительно могло иметь место, как это следует из опыта изучения подобных геологических ситуаций в молодых отложениях. Однако мощность зоны измененных бокситов на контакте с базальтами измеряется десятками сантиметров и первыми метрами¹. В связи с тем, что мощность латеритных кор выветривания на Тимане составляет обычно первые десятки метров, а между базальтами и бокситами нередко залегает толща терригенных пород мощностью от первых метров до 5–15 м, трудно связывать всю массу бемита и шамозита в латеритных корах выветривания этого района только с воздействием базальтов. Трудно также предположить, что современный бемитовый или диаспоровый состав древних латеритных бокситов связан с дегидратацией гиббсита под мощным покровом более молодых отложений.

Расчеты показывают, что равновесие между гиббситом и бемитом в водной среде наступает при температуре выше 100°C [2,7 и др.]. В условиях платформ вне зон с аномальным термическим режимом такая температура существует только на глубинах свыше 3 км. Нет необходимости, видимо, доказывать, что на такие глубины не погружались латеритные коры выветривания ни на Тимане и в Северо-Онежском районе, ни на КМА.

Таким образом, все изложенное позволяет усомниться в справедливости предположения о существенной роли гипотетических наложенных процессов при формировании палеозойского латеритного элювия. Если же допустить, что бемит в палеозойских латеритных корах выветривания первичен (сингенетичен латеритизации), то необходимо выявить те изменения в условиях выветривания, которые могли привести к формированию в домезозойской коре выветривания не гиббсита, а бемита (или диаспора). Как будет показано ниже, все остальные особенности состава,

¹ Это не является какой-то спецификой бокситов, а определяется своеобразием базальтовых магм, не дающих мощных зон приконтактных изменений, свойственных кислым и средним магматическим породам.

строения и условий локализации древних латеритных кор выветривания в большей или меньшей степени связаны с тем, что в домезозойское время стабильным минералом коры выветривания был не гиббсит, а бемит (или диаспор).

ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРИТООБРАЗОВАНИЯ В ДОМЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Теоретические расчеты и экспериментальные исследования последних лет показали, что при температуре около 25°C и давлении 1 атм в водной среде бемит всегда является метастабильной фазой по отношению к гиббситу [3, 7, 10, 18 и др.].

Низкая степень минерализации растворов, фильтрующихся через латеритную кору выветривания, и весьма высокая интенсивность этой фильтрации создают предпосылки для формирования в псевдоморфных породах коры выветривания только стабильных в этих условиях минералов [1]. В связи с этим высказанное выше предположение о первичности бемита в палеозойских корах выветривания предопределяет вывод об изменении относительной степени стабильности бемита и гиббсита в эту эпоху по сравнению с более молодыми.

Рассматривая этот вопрос специально [3], авторы пришли к выводу, что наиболее вероятной причиной изменения равновесия между гиббситом и бемитом может быть более высокое атмосферное давление в палеозойскую эру по сравнению с мезозоем и кайнозоем. Расчеты показали, что при температуре $25-75^{\circ}\text{C}$ равновесие в системе бемит — гиббсит сместится в сторону образования бемита, если суммарное атмосферное давление будет составлять соответственно 14—3 атм. Не настаивая на абсолютной величине этих цифр, мы хотим подчеркнуть, что порядок полученных величин не должен казаться слишком фантастичным, если учесть результаты исследования атмосферы Венеры [19] и недавно опубликованные расчеты С.Г. Неручева [14], выполненные на основе последних работ А.Б. Ронова по геохимии углерода [16, 17].

В домезозойское время реализация условий в латеритной коре выветривания для образования бемита, а не гиббсита, а также повышение в это время P_{CO_2} в атмосфере существенно повлияли на весь комплекс физико-химических параметров латеритного процесса. Анализ этих вопросов, выполненный нами в специальной работе [3], позволил выявить ряд основных закономерностей, характеристика которых в обобщенном виде приведена в таблице.

Из таблицы следует общий вывод о том, что регламентация физико-химических параметров, "разрешающих" формирование домезозойских латеритных кор выветривания, была значительно более жесткой, чем в мезозое и кайнозое. Так, предельно допустимый кремниевый модуль выветривающих растворов должен быть выше 0,1—1,0, в то время как в более молодые эпохи показатель может уменьшаться на 2—3 порядка. Учитывая, что в природных условиях, судя по гидрохимическим исследованиям и экспериментам, кремниевый модуль растворов изменяется от 10^{-5} до 10, предельно допустимое значение этого показателя для палеозойских кор выветривания находится почти на грани возможного.

Оценка величин основных физико-химических параметров латеритного выветривания в фанерозе

Физико-химические параметры	Тип латеритных кор выветривания	
	гиббситовый (мезозой и кайнозой)	бемитовый (палеозой)
Температура латеритного выветривания, °С	20–35	25–75
Атмосферное давление, атм	1–2	До 3–15
P_{CO_2} в атмосфере коры выветривания, атм	До 1–2	До 3–15
pH выветривающих растворов выше контакта с субстратом	4–7	
на контакте с субстратом	6–11	3,5–8,0
Предельно допустимое содержание SiO_2 в метеорных водах, мг/л		
pH ≤ 9	2–3	0,5–2,0
pH ≥ 9	4–15	–
Предельно допустимый кремниевый модуль выветривающих растворов, моль/моль	0,0001	(0,1–1,0)
Предельно возможная концентрация Al в растворе, моль/л		
$t = 25^\circ C$	$10^{-8,4} - 10^{-3,8}$	$10^{-7,2} - 10^{-1,1}$
$t = 50^\circ C$	$10^{-7,7} - 10^{-4,5}$	$10^{-6,7} - 10^{-2,2}$
Предельно возможная концентрация Si в растворе в зоне бокситов ($t = 25^\circ C$), моль/л	$10^{-4,5} - 10^{-3,3}$	$10^{-5,7} - 10^{-5,0}$

Именно это обстоятельство предопределило резко выраженную избирательность латеритного выветривания по отношению к составу субстрата. Материнскими для бемитовых профилей выветривания могли быть только породы, обеспечивающие, во-первых, относительно высокий кремниевый модуль растворов и, во-вторых, стабилизацию pH этих растворов (при $P_{CO_2} > 1$) в субнейтральной области (6–8) по всему профилю выветривания.

В связи с этим малоэффективными следует считать не только низкоглиноземистые, бесщелочные породы (пироксениты, амфиболиты, кварциты и пр.), но и породы, сложенные каркасными или островными силикатами и алюмосиликатами (нефелин, полевые шпаты, плагиоклазы, оливин и др.), вынос щелочей и щелочных земель из которых связан с резкой перестройкой структуры и соответственно с интенсивным снижением щелочного резерва системы на границе субстрата с корой выветривания. При высоком P_{CO_2} это немедленно приводит к понижению pH растворов до 3,5–4,0 и полному прекращению бемитообразования в связи с недостаточно высоким кремниевым модулем раствора [3]. Изложенное позволяет предположить, что оптимальным типом пород для латеритного элювиеобразования в палеозое должны быть породы, в составе которых

значительную роль играют щелочные и щелочноземельные слоистые алюмосиликаты¹ (сланцы, хлориты и др.), обеспечивающие стабилизацию рН растворов в области 6–8 по всему профилю выветривания (в связи с относительно медленным и постепенным распадом структуры этих минералов) и высокий кремниевый модуль растворов.

Область возможного развития латеритного элювия в палеозое ограничивалась в связи с возрастанием "требований" не только к составу субстрата, но и к степени стерильности метеорных осадков по содержанию кремния: не выше 0,1–0,3 мг/л SiO_2 (в зависимости от температуры латеритизации), что на порядок ниже аналогичных показателей для мезозоя и кайнозоя [3, 4].

Особый интерес для понимания специфики состава и строения древнего латеритного элювия представляет то, что в бемитовых профилях выветривания концентрация Al в растворе могла быть на 1–2 порядка выше, чем в разрезах классических латеритов (см. таблицу). Это, а также относительно низкое содержание кремния в растворах создавало такую обстановку, при которой должны были развиваться алюмосиликатные фазы со стехиометрическим отношением Al/Si выше каолинитового [4]. Кроме того, высокая концентрация CO_2 в атмосфере коры выветривания (~ 98%) и весьма малое в этой среде P_{CO_2} (как более легкого газа) должны были приводить к стабилизации в системе закисных форм Fe, переходящего в раствор при выветривании из минералов субстрата. Именно эти два фактора создавали предпосылки для возникновения алюмосиликатного минерала типа шамозита, характеризующегося кремниевым модулем (отношение Al/Si в атомных количествах) выше 1 и наличием двухвалентного железа в структуре.

ВЫВОДЫ

1. Латеритные коры выветривания палеозойской эры по составу, строению и условиям локализации существенно отличаются от аналогичных образований более молодых эпох, что позволяет выделить их в особую — сублатеритную гипергенную формацию.

2. Преимущественно бемитовый (или диаспоровый) состав палеозойских латеритных бокситов отражает специфические условия выветривания, существенно отличающиеся от современных прежде всего по величине атмосферного давления, абсолютной и относительной концентрации в атмосфере углекислого газа.

3. Формирование в палеозойском латеритном элювии шамозита и гипергенных слюд вместо каолинита является следствием образования в верхней части профиля выветривания бемита при малом P_{O_2} и субнейтральных значениях рН выветривающих растворов.

4. Распространение в палеозое бемитовых (или диаспоровых), а не гиббситовых латеритных кор выветривания свидетельствует о существен-

¹ О развитии палеозойских латеритов именно по такому типу пород свидетельствует постоянное присутствие в бокситах этого возраста (Средний Тиман, КМА, Северо-Онежский район) слюдяных минералов типа мусковита, которые в литомарже нередко становятся одним из пороодообразующих компонентов.

ном уменьшении в эту эпоху вероятности развития латеритообразования в связи с резким возрастанием "требований" к величине ведущих физико-химических параметров (рН, концентрации Al и Si в растворе) элювиообразования.

5. Одним из основных критериев, "разрешающих" или "запрещающих" формирование латеритного элювия в палеозое, был состав материнских пород, что проявляется в резко выраженной избирательности известных палеозойских профилей латеритного выветривания по отношению к субстрату.

6. На основе имеющихся в настоящее время материалов можно утверждать, что для развития латеритного элювия в палеозойскую эру оптимальным был субстрат, сложенный слоистыми щелочными и щелочноземельными алюмосиликатами.

7. Вторым по значимости фактором, регламентировавшим латеритное бокситообразование в палеозое, было содержание кремния в метеорных водах ($<0,1-0,3$ мг/л SiO_2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Броневой В.А. Метасоматизм в зоне гипергенеза. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975.
2. Броневой В.А., Теняков В.А. Об одной из возможных причин формирования первично-бемитовых латеритов. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 3.
3. Броневой В.А.; Теняков В.А. Основные особенности условий формирования первично-бемитовых латеритов. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 4.
4. Броневой В.А., Копейкин В.А., Теняков В.А. Условия равновесия системы гиббсит — каолинит и некоторые проблемы латерито- и бокситообразования. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975, вып. III.
5. Броневой В.А., Иванов В.А., Ким Ю.И. и др. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). — Сов. геология, 1970, № 9.
6. Горбачев Б.Ф. Геологическое значение ресилификации бокситов. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966.
7. Горбачев Б.Ф., Копейкин В.А. Минералообразование в бокситах с позиций химической термодинамики. — В кн.: Семинар по генезису бокситов. (Тез. докл.). М., 1974.
8. Киреев Ф.А. Латеритные коры выветривания Североонежского бокситоносного района. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
9. Лебедев В.А. Латеритные коры выветривания Среднего Тимана. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974.
10. Матвеева Л.А., Васильева Л.А., Рождественская З.С. Особенности поведения алюминия в разбавленных растворах, условия и формы его осаждения. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
11. Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
12. Михайлов Б.М. Время и условия образования латеритных покровов современной тропической зоны Земли. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
13. Михайлов Б.М. Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977.
14. Неручев С.Г. Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.
15. Дикитина А.П. Закономерности строения рудных залежей месторождений остаточных бокситов Европейской части СССР и различия в условиях их формирования. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.

16. *Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8.
17. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12.
18. *Сафонова О.Ф., Фурмакова Л.Н., Бронева В.А.* и др. Изучение систем с участием алюминия в стандартных условиях. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
19. *Флоренский К.П., Волков В.П., Николаева О.В.* К геохимической модели тропосферы Венеры. — Геохимия, 1976, № 8.

УДК 551.311.231:553.492.1 (470.323+6)

Б.Н. ОДОКИЙ

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ СХОДСТВО БОКСИТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КМА И ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Общепризнанными основными факторами образования латеритных кор выветривания и связанных с ними месторождений бокситов являются: влажный теплый климат, устойчивый спокойный тектонический режим участка суши, средне расчлененный рельеф ее поверхности и наличие алюмосиликатных пород. Совокупность перечисленных факторов создает оптимальные условия для интенсивного химического выветривания магматических, осадочных или метаморфических пород и сохранности рыхлых гипергенных продуктов. Изменение хотя бы одного из этих условий приводит либо к затуханию химического выветривания, либо к частичному или полному разрушению латеритной коры выветривания.

Даже среди молодых кор выветривания в значительных количествах содержатся латеритный делювий и различные эпигенетические образования. Древние коры выветривания в подавляющем большинстве случаев полностью разрушаются, и о их существовании можно судить лишь косвенно, по продуктам переотложения. Последние в процессе разрушения, перемещения, осаждения и литификации подвергаются существенному изменению, утрачивая полностью или частично первоначальные структурно-текстурные, геохимические и минералогические черты образований *in situ*. Естественно допустить, что и сохранившиеся от разрушения (в исключительно благоприятных условиях) древние элювиальные образования, в том числе латеритные бокситы, оказавшись перекрытыми различными по составу и генезису толщами пород, попав в иные физико-химические условия, также подвергаются различным эпигенетическим изменениям, вплоть до глубокого метаморфизма.

Комплексное изучение древних кор выветривания позволяет даже при интенсивном проявлении вторичных процессов установить в них генетические признаки, аналогичные молодым латеритным образованиям экваториального пояса Земли. Такое сходство обнаруживают латеритные коры выветривания КМА на Воронежской антеклизе и Либерийского щита в Западной Африке. Первые являются нижевизейскими гипергенными образованиями, залегающими под толщей осадочных пород фанерозоя мощностью 400–800 м и более, в результате чего претерпели существен-

ные эпигенетические изменения. Вторые — сравнительно молодые олигоцен-четвертичные продукты выветривания, находящиеся на поверхности и практически не затронутые вторичными изменениями.

Рассмотрим их сходство по отдельным, наиболее важным генетическим факторам. В обоих регионах бокситоносные коры выветривания сформировались в сравнительно короткие отрезки времени, когда господствовали благоприятные для латеритного выветривания палеоклиматические условия. В Белгородском районе КМА латеритная бокситоносная кора выветривания, развитая на серицит-хлоритовых, гидрослюдистых, филлитовидных и других разновидностях сланцев курской серии протерозойского возраста, перекрыта континентальными отложениями яснополянского надгоризонта визейского яруса нижнего карбона. Коры выветривания на аналогичном субстрате, перекрытые отложениями среднего, верхнего девона или породами турнейского яруса нижнего карбона и, следовательно, сформировавшиеся в иных палеоклиматических условиях, лишены аллитовой зоны и не являются латеритными. Отсутствуют бокситы и на участках, где коры выветривания, развитые на указанных выше протерозойских породах, при прочих равных условиях перекрыты отложениями моложе тульского горизонта. Таким образом, достаточно обоснованно устанавливается, что период формирования бокситоносной коры выветривания на Воронежской антеклизе начался в конце турнейского века и окончился в позднегульское время. Продолжительность ранневизейского периода бокситообразования составляет несколько миллионов лет. В указанный период на обширной территории Восточно-Европейской платформы в континентальных условиях происходило интенсивное угленакопление, а в морских бассейнах отлагались карбонатные осадки. Сохранившиеся остатки морской теплолюбивой фауны и региональная угленосность свидетельствуют о господстве в этот период теплого гумидного климата.

На Либерийском щите интенсивная латеризация, по мнению большинства исследователей, проявилась в олигоцен-миоценовое время. Этот возраст латеритов в основном определен с помощью геоморфологических корреляций, так как в районах развития мощных латеритных кор выветривания отсутствуют фаунистически охарактеризованные отложения, перекрывающие эти коры. Лишь в Сенегале возраст фосфатсодержащих латеритных бокситовых пород определяется достаточно надежно. Они образовались за счет выветривания среднеэоценовых морских фосфатноносных отложений, а обломки этих своеобразных "латеритоидных фосфатов" входят в состав позднеэоценовых осадочных пород [4].

Сравнительно короткие промежутки времени, в которые формировались латеритные покровы, указывают на чрезвычайно важное значение для их образования строго определенных параметров климатической обстановки. Подтверждается это также тем, что в настоящее время на Земле бокситообразование наблюдается на Гавайских островах и на Тихоокеанском побережье Коста-Рики. На Гавайских островах латеритизации подвергаются плейстоценовые базальтовые лавы, возраст которых определяется в 10 тыс. лет, а на территории Коста-Рики — туфогенные породы андезитового состава неогенового и четвертичного возраста. Климат этих районов характеризуется сравнительно равномерным, обиль-

ным выпадением осадков (более 3000 мм/год) и высокой среднегодовой температурой (около $+25^{\circ}\text{C}$). По-видимому, такие же климатические условия должны были быть в ранневизейское время на территории Воронежской антеклизы и в олигоцен-миоценовое — на Либерийском щите.

Также важной генетически сходной чертой сравниваемых регионов является приуроченность латеритных покровов к краевым частям крупных структурных элементов земной коры, которые длительное время были сушей. Так, Воронежская антеклиза сформировалась как положительная структура в позднем протерозое и как участок суши сохранилась до раннего девона, а юго-западный склон антеклизы — до визейского времени. Период континентального режима на Воронежской антеклизе, до проявления на ее поверхности латеритного выветривания, продолжался 200–250 млн. лет. На Либерийском щите в районах развития латеритных покровов самыми поздними осадочными породами являются песчаники и сланцы девонского возраста. С этого времени и поныне здесь господствует континентальный режим. Продолжительность его до начала интенсивной латеритизации исчисляется в 230–250 млн. лет, т.е. примерно такая же, как и на Воронежской антеклизе.

Таким образом, бокситоносные коры выветривания КМА и Либерийского щита образовались на участках суши, приуроченных к положительным морфоструктурам земной коры, стабильно существовавшим длительное время. В результате продолжительного континентального режима эти участки суши подверглись пепеленизации, что способствовало интенсивному химическому выветриванию и сохранности рыхлых продуктов.

Сходны и геоморфологические характеристики поверхностей выравнивания, контролирующих латеритное корообразование в обоих регионах. В Белгородском бокситоносном районе Воронежской антеклизы довизейская поверхность, сложенная сланцево-кварцитовым комплексом протерозойских метаморфических пород курской серии, имеет расчлененный структурно-эрозионный рельеф. На участках крутонаклонного залегания пород субстрата рельеф грядовый, при субгоризонтальном — холмисто-увалистый. Грядовые возвышенности соответствуют выходам на предвизейской поверхности устойчивых к денудации пластов железистых кварцитов, а склоны гряд и впадины между ними — песчаниково-сланцевым породам. Гряды и впадины простираются согласно плану тектонического строения фундамента в северо-западном направлении на многие километры, достигая в ширину 1–2 км. Относительные превышения 20–80, редко до 120 м. Холмисто-увалистый рельеф имеет примерно такие же относительные превышения, отличаясь изометрической формой поднятий и впадин. Склоны поднятий в основном пологие, с уклонами до 20° на 100 м, но на отдельных участках крутизна возрастает до 40° и образуются уступы. В местах развития наиболее мощных линейных зон выщелачивания грядовый рельеф осложняется просадками силикатного карста глубиной до 80–100 м.

Латеритная кора выветривания покрывает поверхности и склоны поднятий сплошным чехлом. Состав и мощность гипергенных образований зависят от состава пород субстрата, их структурно-текстурных особенностей и условий залегания. На железистых кварцитах формируются мощные

(до 500–800 м) линейные коры с богатыми железными рудами; на сланцах — бокситоносные плащеобразные или линейные коры мощностью от 40–50 до 100–120 м. Наиболее хорошо развитая, с полным профилем, латеритная кора выветривания приурочена к верхним и средним частям пологих склонов поднятий. К их подошвам мощность коры обычно сокращается, аллитовая зона деградирует до полного выклинивания. В крупных межгрядовых впадинах латериты и тем более элювиальные бокситы отсутствуют. Такая приуроченность латеритных образований к поднятым участкам палеорельефа связана не с последующим их размывом, а с наличием здесь благоприятных условий для циркуляции грунтовых вод в профиле выветривающихся пород, сопровождающейся выносом кремнезема [5].

В пределах Либерийского щита предолигоценая пенепленизированная поверхность, покрытая чехлом латеритных образований, в результате неоген-четвертичного тектогенеза оказалась расчлененной на отдельные блоки, поднятые на различные гипсометрические уровни. В зависимости от высоты поднятия с разной интенсивностью проявляются эрозионные процессы, разрушающие эту поверхность и латеритную кору выветривания. Современные эрозионные врезы в пределах наиболее высоких блоков, поднятых на высоту 1000–1500 м над уровнем океана (массив Фута-Джалон), достигают глубины 300–500 м. Долины имеют форму ущелий и каньонов, изобилуют водопадами. План речной сети является типичным примером приуроченности долин к тектоническим зонам и трещинам. В пределах низких блоков современный рельеф расчленен значительно слабее (районы Боке, Форморея, Боз, п-ова Калум), но и здесь наблюдается эродирование латеритного покрова.

Геологоразведочными работами на бокситы не установлена зависимость строения или изменения качества бокситорудного горизонта от современного рельефа, что еще раз доказывает отсутствие генетической связи с ним бокситообразования. Бокситоконтролирующий предолигиценовый рельеф хорошо сохранился на плоских поверхностях возвышенностей, называемых боваями, благодаря крепкой железистой или глиноземистой кирасе, развитой на коре выветривания. На всех высотных уровнях поверхность имеет однотипную морфологию и морфометрию. Рельеф ее характеризуется чередованием плосковершинных водоразделов и пологосклоновых долин глубиной 10–60 м. Отдельные превышения достигают 100 м. Водораздельные пространства обычно составляют до 30–40% площади бокситоносных районов. Наиболее полные и мощные разрезы латеритных кор выветривания с высококачественными бокситами приурочены к возвышенным участкам поверхности. В понижениях мощность коры сокращается, и, как правило, ухудшается качество бокситов [9].

Большое сходство в сравниваемых регионах имеют и бокситоносные профили кор выветривания на сланцах или близких по составу и сложности породах. Для них характерно трехзональное строение. Нижняя зона (дезинтеграции) представлена трещиноватыми породами субстрата со слабым проявлением гидратации по системе трещин. Средняя зона (промежуточного разложения, или литомарж) сложена преимущественно гли-

нистыми новообразованиями. Верхняя зона (конечного разложения) состоит из свободных окислов и гидроокислов алюминия, железа, титана; в этой зоне широко представлены гелеморфные и метастабильные вещества.

При определенных условиях, зависящих главным образом от режима грунтовых вод в период латеритизации, возможно значительное сокращение мощности нижних зон. В результате кора выветривания будет иметь сокращенный профиль, состоящий как бы из одной верхней зоны, часто сложенной латеритными бокситами *in situ*. Такое налегание латеритных бокситов непосредственно на материнские породы наблюдается иногда в корях выветривания, развитых на диабазлах, базальтах, сиенитах, а также на осадочных слоистых гетерогенных толщах, литологические разновидности которых значительно отличаются друг от друга по структуре и обладают различными гидрологическими свойствами. Это послужило основанием для подразделения кор выветривания по характеру их зональности на горные, низменных равнин и т.д. [6, 7], что нельзя признать правильным. Все эти "типы" кор выветривания нами наблюдались в карьере на о-ве Тамара, где пласт бокситов находится на высоте 20–30 м над современным уровнем океана, и в высокогорных районах Фута-Джалона с абсолютными отметками 1000–1500 м. Резкие контакты между элювиальными псевдоморфными гиббситовыми бокситами и сланцами отмечены и в древних корях на Гостищевском месторождении в Белгородском районе КМА (глубина 591,5 м). Таких разрезов в нижнеэврейской коре выветривания мало, что, возможно, объясняется спецификой строения субстрата (интенсивно дислоцированные сланцы с субвертикальным залеганием) и широко проявленными процессами эпигенеза, захватившими местами породы субстрата на большую глубину, чем древнее латеритное выветривание.

Для молодых латеритных покровов Либерийского щита характерно развитие в верхней части их профиля уплотненной зоны пород существенно железистого или глиноземистого состава, называемой кирасой. Она выполняет роль "брони", защищающей относительно мягкие образования коры выветривания — бокситы и глины от процессов эрозии и денудации. Мощность кирасы в различных районах Западной Африки примерно одинакова и составляет 1,5–2 м, реже сокращаясь до 0,5 или увеличиваясь до 5 м. Наиболее мощная кираса развивается на высокожелезистых продуктах выветривания. В отличие от верхней зоны коры выветривания в кирасе преобладают маловодные гидроокислы железа и иногда гематит, а из минералов глинозема — колломорфные вещества с метастабильным бемитом. Наиболее широко распространены обломочные (щебеночные) структуры кирасы и структуры с развитой кавернозностью, придающей ей шлакообразный облик. Местами возникают шаровые натечные формы гидроокислов железа, пизолиты и бобовины. Кроме элювиальных образований, кирасированию подвергаются делювиальные шлейфы на пологих (до 20°) склонах. Отмечается кираса также на литомарже, вскрытом современной эрозией, и даже на невыветрелых породах, обнажающихся в поймах и на низких террасах рек. Такое широкое распространение кирасирования на разновозрастных образованиях и различных геоморфо-

логических уровнях обязывает рассматривать кирасу не как зону латеритной коры выветривания, а как эпигенетическое образование, обусловленное, вероятно, аридизацией климата или во всяком случае обособлением в течение года двух сезонов — влажного и сухого, как это наблюдается в Западной Африке.

Остатки кирасы в измененном виде сохранились в ряде профилей нижневизейской латеритной коры выветривания на Гостищевском, Яковлевском, Висловском и других месторождениях КМА. Здесь в некоторых разрезах сверху выделяется зона мощностью до 1–1,5 м высокожелезистых бокситовых пород серовато-зеленой, буровато-серой, реже бурой окраски, ноздревато-пористых, шлакоподобного облика. Пустоты в них обычно заполнены рыхлой вторичной каолинит-шамозитовой массой, а жесткий остов состоит из сидерита, шамозита, окислов железа, бемита или гиббсита. По положению в разрезе и структурно-текстурным особенностям эти образования аналогичны кирасе, несколько отличаясь от последней окраской и минеральным составом, что, по нашему мнению, обусловлено интенсивным проявлением эпигенетических процессов (восстановление железа, сидеритизация, шамозитизация и т.д.).

Отметим, что на Тихоокеанском побережье Коста-Рики, где в настоящее время, по мнению ряда исследователей, происходит латеритное выветривание, типичная кираса не образуется. Здесь в верхней части профиля коры выветривания выделяется маломощная (20–30 см) зона уплотненных продуктов выветривания, более бурой окраски, чем нижележащие образования. Изменение окраски и повышение прочности происходит за счет обогащения верхней части разреза коры выветривания гидроокислами железа. Основной причиной, препятствующей образованию кирасы в Коста-Рике, вероятно, является равномерная влажность климата.

По-видимому, процесс кирасирования в слабой форме начинает проявляться одновременно с латеритизацией, усиливаясь по мере затухания последней в связи с аридизацией климата. Образование кирасы поэтому мы рассматриваем как частное, а возможно, обязательное явление, сопровождающее конечную стадию латеритного выветривания.

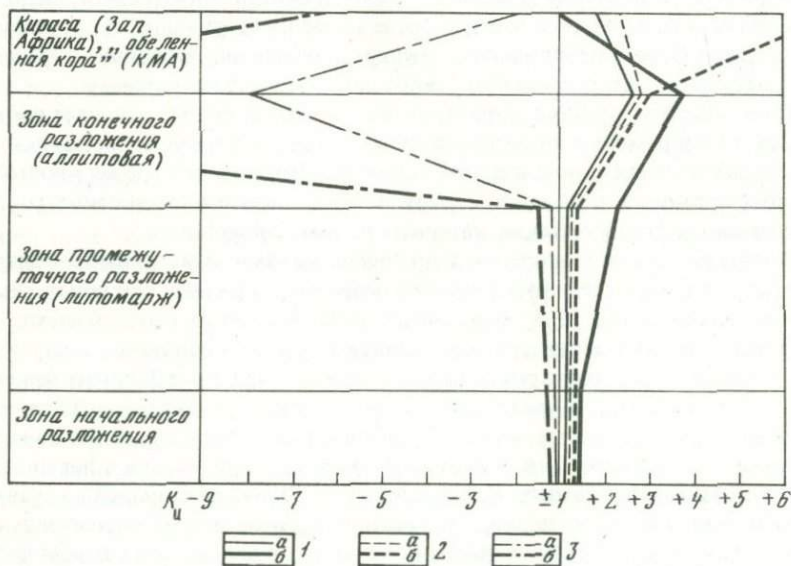
Аналогия между молодыми и древними корами выветривания обнаруживается и в характере изменения по разрезу содержаний основных химических компонентов, за исключением окиси железа в их верхней части.

Для выявления характера изменения содержаний основных компонентов в зонах коры выветривания нами применялся коэффициент изменения содержаний K_n , определяющий, во сколько раз увеличивается или уменьшается содержание каждого компонента в вышележащей зоне по сравнению с нижележащей или относительно его содержания в невыветрелой породе. Коэффициенты K_n определялись делением большей из сравниваемых величин на меньшую. Полученное частное имело положительное значение, если количество данного компонента в вышележащей зоне больше, и отрицательное, если оно меньше (см. таблицу и фигуру). Полученные данные указывают на тенденцию к накоплению в латеритах обоих регионов глинозема, окислов железа и титана. В зоне конечного разложения содержание этих компонентов (в вес. %) по сравнению с материнскими породами увеличивается в 2,7–3,8 раза; в абсолютных массах увеличе-

Средние содержания основных корообразующих компонентов в зонах кор курской серии КМА и силурийских глинистых сланцах Западной Африки

Зона коры выветривания	Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
	КМА	Зап. Африка	КМА	
Зона эпигенеза (кираса, обеленная кора)	37,8*	18,1	20,9	
	+2,0	+1,5	+2,5	
	(-1,3)	(-2,5)	(-1,2)	
Зона конечного разложения (аллиты, бокситы)	51,2	45,8	25,1	
	+2,7	+3,8	+3,0	
	(+2,3)	(+1,6)	(+2,4)	
Зона промежуточного разложения (литомарж)	21,9	28,1	10,4	
	+1,2	+2,4	+1,2	
	(+1,2)	(+2,2)	(+1,1)	
Зона начального разложения	18,9	12,5	9,2	
	+1,0	+1,1	+1,1	
Невыветрелые породы субстрата	18,7	11,9	8,5	

* В числителе – содержание компонентов (в вес. %); в знаменателе – коэффициент изменения содержания $K_{и}$ по отношению к невыветрелой породе; в скобках – $K_{и}$ по отношению к нижележащей зоне.



Изменения содержаний основных химических компонентов в корях выветривания КМА и Западной Африки, выраженные через коэффициент изменения содержаний компонентов ($K_{и}$)

1 – $K_{и}$ глинозема; 2 – $K_{и}$ окислов железа; 3 – $K_{и}$ кремнезема; а – ранневизейская кора выветривания КМА; б – олигоцен-миоценовая коры выветривания Западной Африки

выветривания, развитых на протерозойских хлорит-серицитовых сланцах

Fe ₂ O ₃		TiO ₂		SiO ₂	
Зап. Африка	КМА	Зап. Африка	КМА	Зап. Африка	
48,6	0,7	2,2	21,3	9,0	
+6,8	+1,2	+2,4	-2,8	-8,0	
(+2,3)	(-2,3)	(-1,1)	(+2,8)	(+3,1)	
21,3	1,6	2,4	7,6	2,9	
+3,0	+2,7	+2,7	-7,8	-24,7	
(+2,7)	(+2,2)	(+1,5)	(-7,6)	(-17,3)	
8,0	0,7	1,6	57,9	50,1	
+1,1	+1,2	+1,8	-1	-1,4	
(+1,2)	(+1,2)	(+1)	(-1,8)	(-1,1)	
6,8	0,7	0,9	60,4	70,0	
-1,0	+1,2	+1,0	+1,0	-1,0	
7,1	0,6	0,9	59,3	71,7	

ние составляет 1,5–2,7 раза. Для кремнезема характерны более значительные обратные изменения. Его содержание (в вес. %) в аллитовой зоне древней коры выветривания уменьшается в 3, а в молодых – в 24 раза. В отдельных разрезах с высококачественными латеритными бокситами кремнезем практически отсутствует, и величина $K_{и}$ достигает 100 и более.

Различие в поведении окислов железа, наблюдаемое только в зонах эпигенеза молодых и древних кор выветривания, заключается в значительном (в 2,3 раза) увеличении их количества в кирасе Западной Африки, тогда как в древней коре на КМА в большинстве разрезов происходит восстановление и частичный вынос железа, что приводит к уменьшению его содержания в обеленной зоне в 1,2–1,5 раза по сравнению с нижележащей аллитовой зоной. Восстановление и вынос железа, сопровождаемые шамозитизацией, сидеритизацией, как и необычно высокое для латеритной коры выветривания содержание магния, кальция, иногда калия, обусловлены эпигенетическими процессами, интенсивно проявившимися уже после заболачивания поверхности и прекращения корообразования.

Таким образом, если исключить влияние эпигенеза, поведение основных химических компонентов в древних и молодых латеритных корях выветривания в основном идентично, что указывает на их образование в сходных физико-географических и геохимических условиях несмотря на большое различие времени их формирования.

Различную направленность и интенсивность эпигенетических процессов predeterminedили условия залегания продуктов выветривания. На Либейском щите, где латеритные покровы сохраняются на поверхности, эпигенетические преобразования проявились в основном в формирова-

нии кирасы и в интенсивном разрушении бокситоносных покровов без существенных изменений их минерального состава. Гидрохимические исследования вод источников, вытекающих из разных зон коры выветривания, выявили во все сезоны года заметный вынос кремнезема при практической неподвижности глинозема. Содержание последнего 0,05—0,12 мг/л, кремнезема 4—7 мг/л, при этом рН воды 6,0—5,3; температура 21—25°C при температуре воздуха 23—30°C. Такое соотношение глинозема и кремнезема в грунтовых водах указывает на продолжение в какой-то степени процесса латеритизации. В.А. Бронева с соавторами [3] приводят данные о значительно большем (до 140 мг/л) выносе глинозема.

Однако как бы интенсивно ни протекали и какой бы характер ни носили современные химические процессы, скорость физического разрушения латеритных покровов намного их превосходит. Поэтому в настоящее время в Западной Африке наблюдается повсеместное сокращение бокситоносных площадей.

Наиболее интенсивно эпигенетические изменения проявились в древних латеритных образованиях на Воронежской антеклизе, которые с бобриковско-тульского, а на возвышенных участках палеорельефа — с алексинского и михайловского времени оказались перекрытыми континентальными болотными, а затем морскими карбонатными осадками. В результате подъема уровня грунтовых вод при заболачивании изменились физико-химические условия среды с окислительной на кислую восстановительную. Как уже отмечалось, эти изменения не привели к сколько-нибудь значительному перераспределению химических компонентов в гипергенных образованиях, но существенно изменили их минеральный состав. Они выразились в шамозитизации, бемитизации, каолинизации, сидеритизации, пиритизации и других новообразованиях. Наиболее существенные изменения первичных латеритов вызывали шамозитизация и бемитизация, которые на многих участках захватили профили коры выветривания на всю мощность.

В результате элювиальные псевдоморфные бокситы на большинстве участков КМА имеют не свойственный латеритам шамозит-бемитовый состав, что вызывает противоречивые точки зрения на их происхождение. В.И. Беляев [1], В.А. Бронева, В.А. Теняков [2] и другие рассматривают бемит и шамозит в латеритных корах КМА как первичные стадийные минералы; А.П. Никитина [8], автор и многие другие относят эти процессы к эпигенетическим. Последняя точка зрения подтверждается следующими фактами.

Бемит и шамозит обычно ассоциируют с сидеритом, иногда с пиритом; бемитовые бокситы имеют преимущественно светлые серые и зеленые тона окраски, что обусловлено преобладанием закисного железа над окисным. Такой парагенезис минералов и преобладание закисной формы железа не свойственны латеритному процессу, протекающему в слабокислой среде при высоком значении Eh. Образование же отмеченных минералов могло происходить лишь в кислых восстановительных условиях при низком Eh. Последние не характерны для поверхности Земли сейчас и, по-видимому, не были свойственны и в прошлом, если даже допустить (как предполагают некоторые сторонники первой точки зре-

ния) более высокое насыщение атмосферы углекислым газом в нижнем карбоне. Этому аргументу особенно противоречит не повсеместное, а локальное проявление бемитизации, сидеритизации и шамозитизации. Если допустить, что в связи с иным газовым составом атмосферы в ранне-визейское время в зоне активного контакта ее с литосферой создавались восстановительные условия, необходимые для формирования своеобразных шамозит-бемитовых кор выветривания, то как объяснить образование гиббситоносных профилей рядом, на возвышенных участках палеорельефа, типичных для молодых латеритных кор выветривания. Кроме того, во многих разрезах на Гостищевском, Лучкинском, Покровском, Висловском и других участках КМА наблюдается неоднократное чередование зон бемитовых и гиббситовых бокситов.

Принимая во внимание, что состав атмосферы является региональным фактором и что процесс формирования сохранившихся до наших дней бокситоносных образований продолжался сравнительно короткое геологическое время, соответствующее времени накопления ясьнопольянского надгоризонта, объяснить шамозит-бемитовый состав псевдоморфных бокситов на отдельных участках КМА можно только эпигенетическим преобразованием первичных гиббситовых бокситов.

Эпигенез бокситоносной латеритной коры выветривания на КМА, как уже отмечалось, наиболее интенсивно проявился в верхней части разрезов — в кирасе и аллитовой зоне. С глубиной его интенсивность ослаблена, но и в нижней части зоны конечного разложения эпигенетические изменения выразились достаточно заметно в преобразовании типичных для латеритных кор выветривания алюмогелей, которые являются промежуточными стадийными образованиями между алюмосиликатами и свободными гидроокислами, в шамозитоподобные колломорфные вещества. Наряду с гелеморфной массой рентгеноструктурным анализом в них устанавливаются гидрохлориты с каолиновой решеткой и слабые линии с $d = 6,1; 3,13; 2,33; 1,76$ метастабильного бемита. Химическими анализами определяется преобладание глинозема над кремнеземом, закисного железа — над окисным. Объединяя колломорфные шамозитоподобные вещества с типичным эпигенетическим шамозитом, некоторые исследователи ошибочно считают, что минералы свободного глинозема в древних корях образуются за счет "шамозита". На этом основании они относят к стадийным минеральным образованиям древнего латеритного процесса, протекающего якобы в восстановительной геохимической обстановке, и шамозитоподобные вещества, и шамозит. Приведенные выше аргументы достаточно убедительно доказывают несостоятельность этой точки зрения.

Процессы шамозитизации и бемитизации, как и сопровождающие их сидеритизация, каолинизация и пиритизация, в формации нижневизейской коры выветривания КМА являются, по нашему мнению, вторичными. Они проявились после прекращения корообразования и протекали в условиях крайне затрудненного водообмена. В связи с этим, несмотря на коренные изменения минерального состава продуктов латеритного выветривания, практически не изменялись содержания основных корообразующих компонентов. Такое постоянство состава наглядно иллюстрирует

глинозем. Многочисленными анализами среднесортных бемитовых и гиббситовых псевдоморфных бокситов были установлены следующие содержания глинозема (в %): в бемитовых бокситах — 54,1 при п.п.п. = 12,38; в гиббситовых — 47,5 при п.п.п. = 21,3. В пересчете на прокаленное вещество содержание глинозема соответственно составило 61,7 и 60,4, т.е. практически равные количества. Псевдоморфные бемитовые бокситы КМА отличаются в 1,5 раза большей пористостью, чем аналогичные по качеству гиббситовые разновидности. Средняя открытая пористость бемитовых бокситов равна 35%, а гиббситовых — 23%. Если принять во внимание, что молекулярный объем бемита в 1,63 раза меньше, чем у гиббсита, и что содержание минералов свободного глинозема в бокситах КМА примерно 60–70%, то увеличение пористости бокситов в 1,5 раза при полном замещении гиббсита более плотным бемитом указывает на отсутствие сколько-нибудь заметного привноса или выноса глинозема. Такое ограничение подвижности компонентов при резкой смене физико-химических условий среды, приводящих к гелефикации и перекристаллизации вещества, возможно, по-видимому, только в зоне крайне затрудненной циркуляции грунтовых вод, т.е. ниже их уровня.

ВЫВОДЫ

1. Латеритные бокситоносные коры выветривания КМА и Западной Африки, несмотря на значительное различие их возраста, сформировались в одинаковых физико-географических, геохимических, структурно-геоморфологических и литолого-фациальных условиях.

2. Различия указанных кор выветривания обусловлены только эпигенетическими изменениями, проявившимися в древней коре выветривания на КМА после прекращения латеритизации и перекрытия латеритного покрова визейскими осадками. Эпигенез выразился главным образом в бемитизации, шамозитизации, сидеритизации, пиритизации и каолинизации первичного гиббситоносного латеритного профиля. Поэтому бемит, шамозит, сидерит, пирит и вторичный каолинит являются минералами эпигенетическими, а не стадийными.

3. Несмотря на существенные изменения минерального состава псевдоморфных бокситов и валентной формы железа такие основные коробразующие химические компоненты, как глинозем, окислы железа и титана, не обладают заметной подвижностью в древней коре выветривания КМА и в молодых гипергенных образованиях Западной Африки. Подвижность свойственна кремнезему, что обуславливает в основном относительные изменения содержаний главных породообразующих химических компонентов латеритов и бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляева В.И.* Особенности минерального состава бокситов КМА и их генетическая сущность. — В кн.: Семинар по генезису бокситов. М., 1974.
2. *Броновой В.А., Теняков В.А.* Об одной из возможных причин формирования первично бемитовых латеритов. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 3.
3. *Броновой В.А., Ким Ю.И., Куликова Г.В.* Особенности минералообразования

- при формировании бокситов в западной части Либерийского щита. — Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 126.
4. Брюкнер В.Д. Латеритные и бокситовые профили Западной Африки как показатели ритмических изменений климата в тропическом поясе. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
 5. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971.
 6. Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974.
 7. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.
 8. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
 9. Одокий Б.Н. Коры выветривания северо-западной части Либерийского щита. — Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 126.
 10. Одокий Б.Н. Латеритная кора выветривания на кристаллическом основании Воронежской антеклизы. — Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 126.

УДК 551.311.231 (470.323)

В.И. СИРОТИН

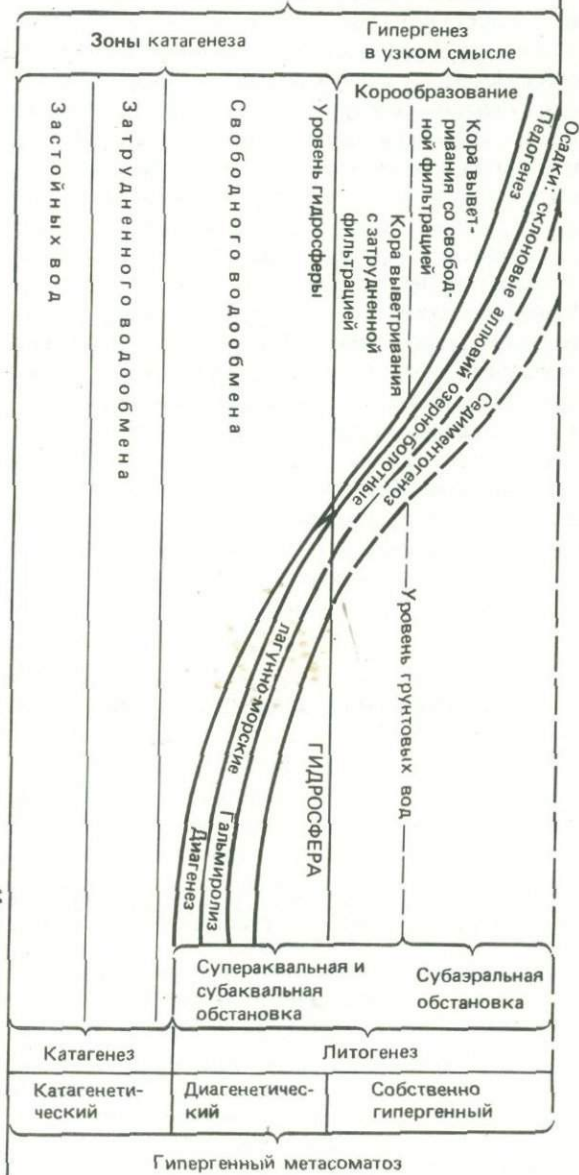
СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДРЕВНЕЙ ГЛИНОЗЕМНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КМА

Древняя кора выветривания представляет собой сложное геологическое образование, в породах которого запечатлеваются не только условия субазрального выветривания, но и разнообразные условия зоны гипергенеза в широком смысле, а нередко и метаморфизма. Кора выветривания находится в строгом динамическом равновесии с параметрами физико-химической среды, определяющими особенности ее строения и состава. Эти параметры в течение длительного пребывания коры выветривания в зоне гипергенеза не остаются постоянными и вызывают появление в коре выветривания новых минералогических ассоциаций, осложняют ее строение. Эти изменения могут быть существенными, если образование коры выветривания идет на фоне постепенного опускания территории.

Общепринято, что осадочная порода проходит стадии диагенеза и катагенеза. Например, органогенный известняк испытал перекристаллизацию, грануляцию, окремнение, доломитизацию, растворение и т.д. В отношении пород коры выветривания допускается, что они более стерильны, менее чувствительны к изменениям физико-химических процессов. Между тем это не так, и вряд ли можно отрицать изменимость пород коры выветривания (особенно зрелых, например бокситоносных) в длительный период их формирования и последующего преобразования.

Большинство исследователей говорят о "вторичных", "наложенных" процессах, относя их главным образом к катагенетической стадии. Однако в некоторых случаях допускается отнесение вторичных процессов к коровым [12]. Диагенез как стадия в преобразовании погребенных кор выветривания почти не освещен в литературе, а сам термин "диагенез" практически не используется, за исключением, пожалуй, работы И.И. Гинзбурга и А.Л. Яницкого [7], посвященной древней коре выветривания змеевиков Малкинского массива.

Гипергенез широком смысле: зона взаимодействия атмосферы, гидросферы, биосферы и литосферы



Фиг. 1. Схема основных явлений преобразования вещества в верхней части литосферы

Нам представляется вполне возможным, а в некоторых случаях и необходимым выделение в истории преобразования древней коры выветривания нескольких стадий: корообразования, диагенеза, катагенеза и др. Нечеткость, расплывчатость в определении стадий древней коры выветривания, разное понимание последовательности геологических, физико-химических процессов могут привести к искаженному освещению сущности процессов выветривания в прошлом. Особенно наглядно разногласия проявились в последнее время при объяснении сущности и времени одних и тех же процессов в бокситоносной коре выветривания КМА. Одна группа исследователей (А.П. Никитина, В.И. Сиротин, Б.Н. Одокий и др.) считает, что бокситоносная кора выветривания КМА по сущности физико-химических процессов близка к латеритным (бокситоносным) непогребенным корам выветривания, распространенным в современной тропической зоне Земли. Особенности строения и состава этой коры зависят от физико-химических условий определенных последовательных этапов, через которые прошла эта кора выветривания [22—24]. Другая группа исследователей [1, 2, 14] полагает, что строение и состав древних бокситоносных кор выветривания (КМА, Средний Тиман) определяет характер латеритного процесса (высокая подвижность алюминия, алюминиевый метасоматоз, шамозитизация и др.), вызванного в свою очередь более углекислой атмосферой нижневизейского времени. В соответствии с этим первая группа исследователей считает шамозитизацию процессом, максимально сближенным во времени с латеритным, но все же наложенным, вторичным; вторая — допуская вторичность некоторых шамозитов, вместе с тем рассматривает инфильтрационно-метасоматические шамозиты или как стадийные минералы коры выветривания, или как минералы синхронные, сингенетичные бокситообразованию (бемиту). С этой точки зрения, бокситы КМА — это по существу не латериты, а скорее гипергенные метасоматиты, возникшие в коре выветривания в условиях, определяющих подвижность многих элементов, в первую очередь алюминия и железа.

На основе историко-литогенетического (стадиального) подхода, можно сформулировать основные направления изучения древних погребенных кор выветривания: 1) установление принадлежности изучаемых кор выветривания к определенной эпохе (или эпохам) корообразования; 2) вычленение исторических, последовательных стадий коры выветривания — собственно корообразования, диагенеза, эпигенеза (катагенеза), метагенеза и т.д.; 3) фациальный анализ коры выветривания внутри каждой эпохи корообразования; 4) сравнительно-исторический анализ кор выветривания, принадлежащих к разным эпохам.

В основе стадиального анализа лежит всестороннее и глубокое изучение вещественного состава (с выделением минералогических ассоциаций, изучением монофракций, определением физико-механических свойств пород, особенно пористости, с оценкой привноса-выноса вещества на разных стадиях) и восстановление палеогеографической обстановки на различных стадиях формирования коры выветривания. Такой подход в изучении древних кор выветривания приобретает методологическое значение, так как обеспечивает восстановление более или менее истинной

картины эволюции корообразования, по крайней мере, на рифейско-фанерозойском этапе истории Земли.

В настоящее время нет еще достаточного понимания содержания таких понятий, как "кора выветривания", "гипергенез", соотношения таких процессов, как корообразование, диагенетические и катагенетические процессы, гипергенный метасоматоз. Не имея возможности останавливаться на определенном терминологическом барьере, разделяющем исследователей, отметим только, что мы понимаем "гипергенез" и в широком, и в узком смысле слова, как понимал его А.Е. Ферсман [28]. Совокупность процессов в зоне гипергенеза отражена на фиг. 1.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНОЗЕМНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КМА

Профиль выветривания с бокситовым покровом КМА имеет весьма длительную и сложную историю, в которой четко выделяются четыре временных этапа: 1) добокситовый, 2) бокситовый (латеритный), 3) диагенетический, 4) катагенетический.

Первый этап охватывает громадный промежуток времени — от образования нижнепротерозойских сланцев-филлитов и железистых кварцитов до нижнего визе — периода бокситообразования. В течение этого времени приповерхностная часть нижнепротерозойских пород территории КМА находилась в зоне гипергенеза. История этого этапа может быть восстановлена в самой общей форме, так как из-за отсутствия верхнепротерозойских и нижнепалеозойских осадков на территории КМА мы вынуждены обращаться к палеогеографии смежных регионов Русской платформы. Особенно следует обратить внимание на послекарельскую, но доверхнерифейскую историю территории КМА. Это было время высокого стояния древних платформ, когда рельеф расчлененной горной страны постепенно заменялся плоскогорным, многократно формировались поверхности выравнивания и связанные с ними коры выветривания. Важным моментом рифейской истории Русской платформы явилось заложение в ее эпикарельском теле линейно вытянутых грабенов—авлакогенов [10], что способствовало усилению контрастности верхнерифейского плоскогорного рельефа. По общему признанию, довендские осадки на Русской платформе характеризуются высокой зрелостью [18, 20 и др.]. Дорифейские и довендские коры выветривания установлены по результатам глубокого бурения [8], что свидетельствует о наличии благоприятных условий для образования площадных, особенно трещинных кор выветривания на протяжении этого значительного промежутка времени.

Вендское время с его холодным климатом и мощным материковым оледенением, как и нижнепалеозойское с преобладанием незрелых осадков и аридизированным климатом, неблагоприятны для развития мощных кор выветривания. Поэтому, оценивая в целом палеогеографию нижнепалеозойского времени, можно предполагать, что оно не оставило в профиле глиноземной коры выветривания существенных следов.

Средне-верхнедевонское время, за исключением фаменского века с аридным климатом, значительно более благоприятно для образования

кор выветривания. Как известно, в пределах Воронежской антеклизы выделяются дорязжско-морсовская, позднеживетская, ранне- и поздне-франская коры выветривания [21]. Следует отметить, что девонские коры выветривания развиты в северной, восточной и юго-восточной частях антеклизы, мощность их не превышает нескольких десятков метров, что явно недостаточно для их сохранения в областях сноса из-за последующей денудации. Кроме того, юго-западная часть антеклизы, включая и территорию КМА, находилась в непосредственной близости от границы областей с аридизированным климатом. Полностью исключать участие девонского корообразования нельзя; продукты выветривания этого периода могли сохраниться лишь частично в узкой зоне развития линейно-площадных кор выветривания, унаследованных от довендских эпох, и выделить их вследствие идентичности процессов выветривания не представляется возможным.

В турнейский век с постепенным усилением гумидизации, особенно в его второй половине (с чернышинского времени), формируются мало-мощные, но зрелые коры выветривания [21, 25]. Однако в областях сноса, не перекрытых турнейскими осадками, эти коры, вероятно, были полностью уничтожены последующей эрозией.

Таким образом, участие девонских и турнейских эпох корообразования в формировании нижних зон линейной и линейно-площадной (включая "карманы" богатых железных руд) коры выветривания маловероятно из-за сравнительно низкого гипсометрического уровня региона. В течение этого этапа образовались окисленные богатые железные руды и бескварцевые слюдистые (серицит, мусковит, с примесью каолинита) продукты выветривания сланцев, сохранившихся от размыва на площадях развития линейных и линейно-площадных кор выветривания.

Второй этап — бокситовый (нижневизейский) несмотря на относительную непродолжительность характеризовался существенными качественными изменениями профиля выветривания: в его верхней части в результате гидролиза возникали породы с неупорядоченным каолинитом, гибситом, бемитом, гематитом (гидрогематитом) и гетитом (гидрогетитом). По геохимической сущности этап является временем латеритного бокситообразования. Уточнение времени этого этапа можно провести, исходя из палеогеографии смежных с территорией КМА областей Русской платформы. В раннем визе наблюдается активизация тектонических движений, приведшая к перестройке структурных планов и дальнейшей регрессии, унаследованной от кизеловского времени турне. В конце елховского времени почти вся Русская платформа становится сушей. Заметный подъем платформы привел к значительному омоложению рельефа и в Белгородском районе КМА, что подтверждается последующим глубоким врезанием речной сети (до 40—60 м) в районе г. Новый Оскол [29]. С малиновского (радаевского) времени на Русской платформе расширяются площади терригенного осадконакопления в связи с опусканием платформы и постепенной трансгрессией моря. Вместе с тем в раннем визе происходит дальнейшая гумидизация климата. Широко распространенные в малиновское время угленосные отложения [19] свидетельствуют о влажном тропическом климате на территории всей Русской платформы.

По-видимому, латеритизация началась после максимального подъема местности в елховское время на фоне медленной трансгрессии в малиновское и бобриковское время. Малиновские и бобриковские отложения отличаются высокой зрелостью, и для них характерно отсутствие шамозитовых пород, что указывает на окислительные субаэральные условия в зонах развития пород курской серии. Этот вывод подтверждается тем, что обломки бокситов, а также линзы и прослои тонкодисперсных бокситов фиксируются в нерасчлененных бобриковско-нижнетульских отложениях.

В тульское время морская трансгрессия значительно расширилась. Территория Белгородского района полностью относилась к краевой зоне озер, болот, бухт и заливов трансгрессирующего моря. Разрезы тульского горизонта отличаются высокой зрелостью, большим содержанием углеродного вещества [29, 30]. Для тульских отложений характерно появление шамозитовых пород, связанных со спецификой ландшафтной обстановки тульского времени, продуцировавшей большое количество органического вещества, и обилием окисных соединений железа в богатых железных рудах, бокситах-латеритах и продуктах их ближнего переотложения. Степень шамозитизации зависит от палеорельефа, определяющего тип берега при трансгрессии моря: в зоне полуизолированных болот, заливов и бухт распространены породы с высоким содержанием шамозита; при открытом линейном и плоском типе берега — каолиновые породы без шамозита или с незначительной его примесью. Такая же закономерность сохраняется и для алексинского и михайловского времени, когда шамозитизация достигает максимума.

Наличие разноразно ориентированных магистральных долин первого порядка, разделенных субширотным водораздельным Белгородско-Гостищевско-Беленихинским поднятием [29], обусловило центростремительный характер тульской трансгрессии: при ее общем направлении на Русской платформе с востока и юго-востока в Белгородском районе она развивалась на северо-восточном склоне водораздельной зоны с северо-востока и востока, а на юго-западном склоне — с юга, юго-востока и запада. За пределами района направление трансгрессии контролировалось выступами на склонах Воронежской антеклизы: Орловским, Задонско-Богучарским и Муромско-Сумским. Таким образом, в начале тульской трансгрессии Белгородский район представлял собой изрезанный заливами и бухтами остров с низкими заболоченными берегами, а затем он распался на мелкие острова.

Климат тульского времени — тропический и влажный, благоприятный для латеритообразования. Анализ палеогеографии дает основание рассматривать этот период как рубеж между собственно латеритообразованием и метасоматическим преобразованием (диагенезом) бокситов. Таким образом, в тульское время завершается латеритный окислительный этап, и начинается метасоматический диагенетический этап истории преобразования глиноземной коры выветривания. В зонах развития бескварцевых продуктов выветривания — сланцев — образовались латеритные глиноземные коры выветривания, а в зонах развития железистых кварцитов и богатых железных руд — глиноземисто-железистые и глини-

то-железистые породы [9]. Богатые железные руды необходимо сопоставлять не только со II [31], но и с III–IV зонами интегрированного профиля выветривания с латеритным покровом.

Привлекает внимание непараллельность зон коры выветривания: зона III или IV накладывается на "разные уровни зрелости" (т.е. на породы с разным содержанием кварца), что служит одним из важнейших признаков разновозрастности зон коры выветривания. В результате такого наложения возникают следующие типы зональности: 1) I–II–III–IV (полный); 2) I–II–IV (полусокращенный); 3) I–III₁–III–IV (также полусокращенный), зона III₁ имеет признаки зоны III (каолинитизация) и I (сохраняется кварц). Приводимая классификация зональности интегрированного профиля выветривания традиционна, так как материнскими породами бокситов являлись не сланцы-филлиты, а бескварцевые (или малокварцевые) продукты более древней коры выветривания. Поэтому в собственно латеритной коре выветривания необходимо выделять два типа профиля: 1) простой, экстралатеритный, 0–IV (бывший 0–I–II–IV); 2) сложный, полный сублатеритный, 0–III–IV (бывший 0–I–II–III–IV).

В латеритный этап сформировались два типа профиля: бемитовый и гиббситовый. Бемитовый первичный профиль с метаколлоидной формой бемита развит на площадях "силикатного карста" [17] (скв. 2, Яковлевское месторождение). За пределами "силикатного карста" первичность бемита можно лишь предполагать, так как бокситы-латериты сильно изменены диагенезом и катагенезом, но первичность гиббсита здесь не вызывает сомнения [22], причем на Ольховатском месторождении преобладают мало измененные гиббситовые профили [16]. Для доказательств латеритного этапа показательны следующие результаты наших исследований Обоянского рудопроявления бокситов в Курской области (северный фланг Ольховатского месторождения): 1) возраст кровли (углистые глины) не моложе тульского (по данным споро-пыльцевого анализа); 2) бокситы в рельефе предтульского времени являлись составной частью плоского линейного берега трансгрессирующего моря; 3) первичный минерал свободного глинозема – гиббсит – возникает при конечном гидролизе метаколлоидного каолинита (тип зональности 0–III–IV); 4) в верхней части профиля интенсивно проявлена вторичная каолинитизация.

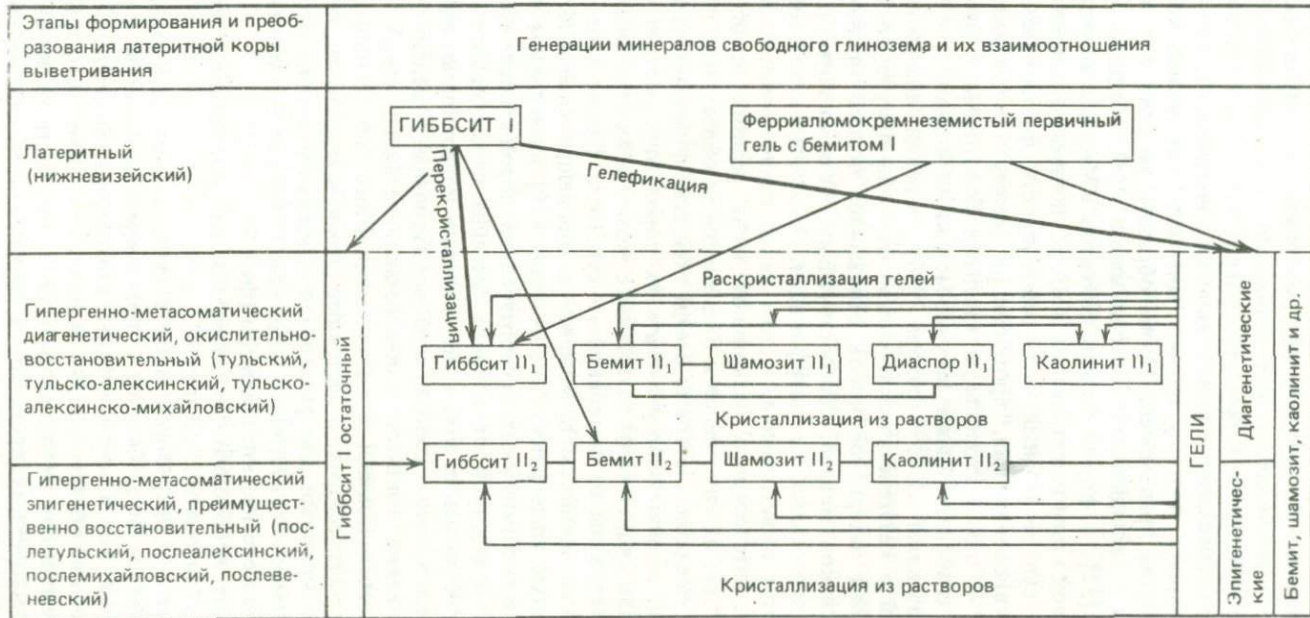
Третий этап – диагенез латеритной коры выветривания (средне-верхневизейский) является временем существенного гипергенно-метасоматического преобразования бокситового вещества. Как известно, термин "диагенез" для субэдральных образований ("экзодиагенез") впервые был введен М.С. Швецовым [33]. Он может протекать одновременно с выветриванием или сразу после него. В качестве примера экзодиагенеза М.С. Швецов называет образование лесса, некоторые процессы в аллювиальных, натечно-известковых, континентальных глинистых осадках (обезвоживание, незначительное сдавливание, перекристаллизация, коагуляция коллоидов, образование конкреций и др.). Е.В. Шанцер [32] предложил назвать эти процессы субэдральным диагенезом. С этой точки зрения, вполне справедливо отнести к экзодиагенезу ряд процессов,

протекающих в латеритных покровах, которые длительное время после образования находятся в субэдральных условиях (формирование "железного панциря" — кирасы, конкрециеобразование, уплотнение и др.). Кроме того, в формировании пород в субэдральных условиях весьма существенна роль почвообразовательных процессов, совокупность которых предлагается называть почвенным литогенезом [27]. Г.И. Бушинский [3, 4] считает, что диагенетическое изменение переотложенного материала на склонах, в суходолах или в проточных болотах приводит к выносу кремнезема, т.е. к латеритизации. Таким образом, применительно к другому объекту высказывается мысль о том, что выветривание и диагенез могут происходить одновременно.

В наших работах [22—24] по геологии и минералогии латеритной коры выветривания КМА неоднократно в общей форме ставился вопрос об этапах (стадиях) в истории развития коры выветривания и гипергенном метасоматозе. После собственно латеритной окислительной стадии нами выделялась окислительно-восстановительная стадия, которая называлась также болотной или стадией гипергенного метасоматоза. Именно эту стадию мы предлагаем в дальнейшем называть диагенезом латеритной коры выветривания. Попытаемся обосновать правомочность этого термина и определить его объем.

Латеритные коры выветривания КМА формировались при постепенном ослаблении напряженности рельефа, повышении уровня грунтовых вод и захоронении пород коры выветривания, при этом латеритный процесс переходил в гипергенный метасоматоз. Вторичные изменения в бокситах КМА выражены в виде красно-бурых, сильно пористых, хрупких образований с реликтовой сланцеватой текстурой; породообразующие минералы представлены окислами и гидроокислами железа, алюминия (гиббсит и бемит), каолинитом с реликтами серицита и мусковита, наследующим реликтовую сланцевую текстуру. Сама система внутренне уравновешена в том смысле, что в ней невозможно минералообразование в результате реакций между отдельными входящими в ее состав компонентами. Если даже такая порода испытывает денудацию и перетлагается в озерно-болотные бассейны или в лагуны, то возникает несоответствие между бокситовым осадком и более подкисленной (или щелочной) водой, пропитывающей осадок. Визейские болота, озера, лагуны и моря характеризовались повышенным содержанием живого и мертвого органического вещества, богатым бактериальным миром. Бокситовый осадок богат кислородными соединениями, а рядом с ним — живые организмы, бактерии, мертвое органическое вещество.

Однако рассмотрим проблему диагенеза коры выветривания с другой стороны. Представим, что латериты остаются на месте, а условия бассейновых осадков, в частности визейских болот, озер и лагун, отражаются хотя бы частично в латеритном профиле (случай, весьма распространенный на КМА) при постепенном захоронении коры выветривания. Болотные или лагунные воды заполняют поры в латерите, начинается вторичное, гипергенно-метасоматическое минералообразование, формирование гелей, конкреционных структур на фоне нарастания редукционных процессов. Это преобразование бокситов-латеритов происходило в процессе



Фиг. 2. Схема минералобразования в бокситах КМА

подтопления, в термодинамических условиях земной поверхности, влияние повышенных температур и давлений, т.е. проявление основных (наряду с гидрохимическим режимом подземных вод) факторов катагенеза, здесь полностью исключается. Все изложенное свидетельствует о том, что вторичные изменения в бокситах-латеритах по своей сущности гипергенно-метасоматические и имеют явно диагенетическую, а не катагенетическую природу, поэтому термин "диагенез" латеритной коры выветривания вполне правомочен. Таким образом, не исключая возможности участия экзодиагенеза, в понимании М.С. Швецова [33] и Е.В. Шанцера [32], в формировании бокситов КМА, все же под диагенезом латеритной коры выветривания КМА мы понимаем диагенез субаквальный или супераквальный, т.е. совокупность физико-химических процессов уравнивания, протекавших между продуктами коры выветривания, с одной стороны, и кислыми болотными и озерно-болотными или слабощелочными лагунно-морскими водами — с другой.

Следуя указаниям Н.М. Страхова [26], переход диагенетических преобразований в катагенетические можно было бы приурочить ко времени, когда над латеритной корой отложились осадки мощностью в несколько десятков метров, способствующие обезвоживанию и уплотнению глинистого осадка, т.е. литификации. Однако продукты диагенеза латеритной коры выветривания, в том числе глиноземистые, никогда не проходили интенсивного разложения из-за резкого преобладания воды, поэтому для их уплотнения и окаменения не обязательно давление вышележащих осадков. Латериты всегда обладали физико-механическими свойствами, позволяющими считать их породами; диагенез — литификация — были свойственны латеритам с момента их образования или частично унаследованы от материнского субстрата. Кроме того, многие метасоматические процессы к моменту захоронения завершаются или приобретают иную специфику. А.Е. Ферсман [28] катагенезом называл всю совокупность химических преобразований породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна слоем нового осадка, и вплоть до того момента, когда она сделалась поверхностью материка.

Исходя из приведенных соображений, все вторичные изменения латеритов до захоронения (окислительно-восстановительного этапа) следует именовать диагенетическими, а после захоронения (восстановительного этапа) — катагенетическими. В настоящее время, к сожалению, не найдены еще четкие критерии для разделения длительной стадии катагенеза на дробные временные интервалы, но вполне возможно вычленить диагенетические и катагенетические процессы (фиг. 2).

В заключение необходимо остановиться на соотношении терминов "метасоматоз", "диагенез", "катагенез".

Зона гипергенеза, формирующаяся в субэпизональных условиях, отличается интенсивным водообменом с преобладанием реакций с резким дефектом объема, когда освобожденные компоненты выносятся, а осажденные минералы не образуются [9]. В этом смысле продукты субэпизональной коры выветривания можно рассматривать как частный случай гипергенных метасоматических процессов в верхней части литосферы (см. фиг. 1), как крайний член акомпенсированных метасоматитов, в кото-

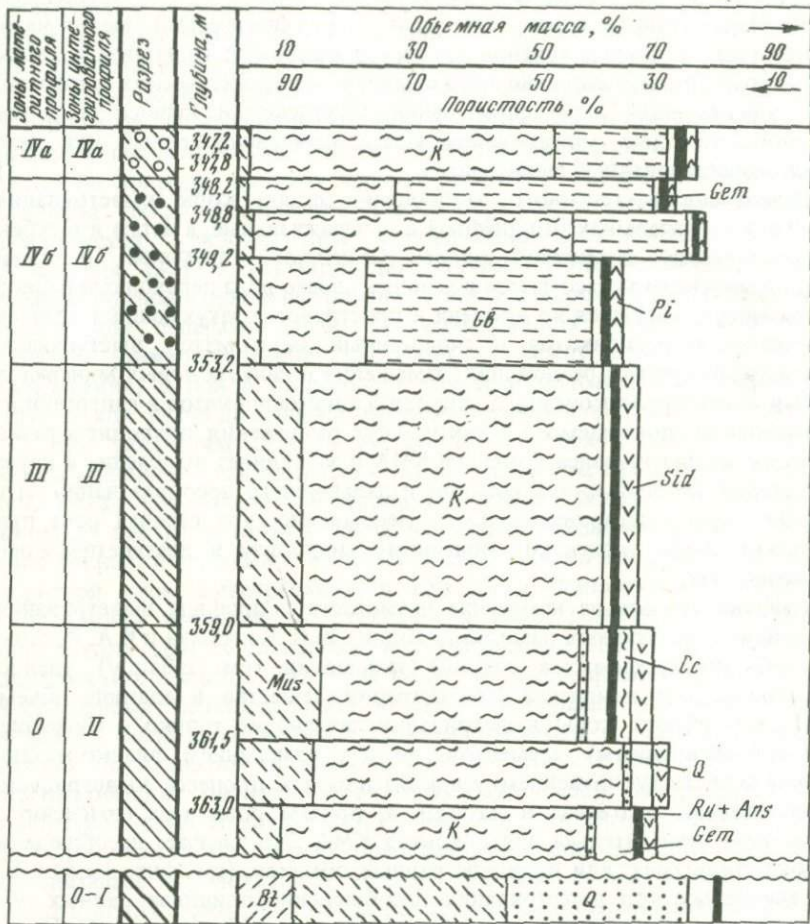
рых должна резко возрастать пористость, если не будет гипергенной метасоматической усадки (фиг. 3,а). Диагенетический метасоматоз происходит на фоне затухания процессов конечного гидролиза и характеризуется преимущественно образованием метасоматических минералов при определенном перераспределении, привносе или выносе вещества, теоретически здесь может иметь место компенсированный или даже перекомпенсированный метасоматоз.

Вследствие постепенного захоронения пород коры выветривания, перехода субэразальных ландшафтов в суперэразальные, а затем и в субэразальные между латеритной стадией (конечного гидролиза) и стадией диагенетического метасоматоза возможен своего рода переходный период, когда могут сочетаться во времени и пространстве затухающий конечный гидролиз алюмосиликатов и гипергенный метасоматоз, выступающие как единый процесс разложения, замещения и синтеза новых минералов. Разная оценка роли конечного гидролиза алюмосиликатов и гипергенного метасоматоза, понимаемого и как процесс разложения, приводит к разному толкованию генезиса бокситов КМА и затрудняет выделение и изучение стадий истории формирования и дальнейшего преобразования латеритной коры выветривания КМА. Несомненно, что главная роль принадлежит двум процессам: конечному гидролизу и диагенетическому метасоматозу.

Следует указать на изменение пористости в профиле выветривания. На основе рассчитанных нами по методике Ю.В. Казицына и В.А. Рудника [9] объемных эффектов реакций замещения (см. таблицу) удалось установить, что изменение концентрации вещества в единице объема пород латеритной коры выветривания связано не только с миграцией (привносом-выносом) элементов, но и с изменением физико-механических свойств (уплотнением, усадкой) пород в процессе выветривания, экзодиагенеза, диагенеза и катагенеза, причем роль этих изменений в катагенезе незначительна для бокситов КМА. Это означает несоблюдение закона Линдгрена, или принципа равных объемов (см. фиг. 3,а,б). Для никеленосных кор выветривания несоблюдение принципа равных объемов весьма убедительно ранее было доказано И.В. Витовской [5, 6].

Пористость зоны I интегрированного профиля выветривания не превышает 18–20% и обусловлена переходом биотита в серицит, выносом органики, частичным разложением серицита с выносом всех элементов [13], при этом закон Линдгрена соблюдается. Пористость зоны II (25–30%) связана с выщелачиванием кварца, причем как в богатых железных рудах, так и в коре выветривания сланцев она в полном объеме никогда не сохраняется, а дефект этой пористости формировался до начала латеритизации. Пористость зоны III (25–30, реже 30–35%) возрастает только в том случае, если каолинитизация совпадает с выщелачиванием кварца, в процессе каолинитизации серицита она мало изменяется и всегда ниже расчетной. Пористость зоны IV теоретически должна быть заметно больше пористости зон II и III, но в действительности она мало отличается и только в некоторых случаях в бемитовых бокситах возрастает до 40–50%, оставаясь все же ниже расчетной. Таким образом, в выветривающейся системе проявляются две тенденции: первая — к

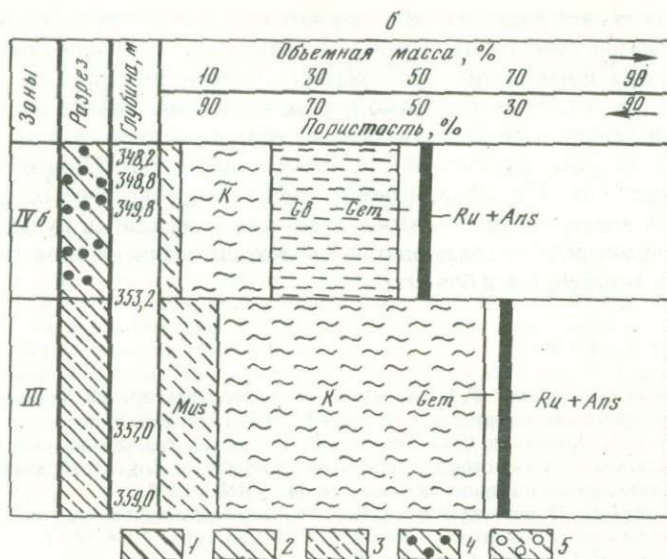
а



Объемные эффекты реакции замещения в латеритной коре выветривания

Исходный минерал	Новообразованные минералы		
	каолинит	гипбсит	бемит
Серицит	100,53	62,86	37,54
Каолинит	X	65,46	39,00
Гипбсит	152,74	X	59,55
Бемит	256,47	167,91	X
Шамозит	89,38	58,52	34,85
Мусковит	105,44	68,83	41,07
Биотит*	-	-	-
"	-	-	-

* Биотит — по Ю.В. Казыцыну и В.А. Руднику [9].



Фиг. 3. Минералогические диаграммы глиноземной коры выветривания (скв. 2514)
 а – реальная; б – построенная в соответствии с правилом равных объемов
 1 – слабо измененные сланцы; 2 – бескварцевые серицитовые породы с примесью каолинита; 3 – серицит-каолинитовые породы; 4 – бокситы; 5 – бокситовые породы (аллиты)

Вt – биотит; *Mus* – мусковит; *Q* – кварц; *Gem* – гематит; *Ru + Ans* – рутил, анатаз и др.; *K* – каолинит; *Gb* – гиббсит; *Pi* – пирит; *Sid* – сидерит; *Cc* – кальцит

КМА

Новообразованные минералы		Объем формульной единицы	Молекулярный вес	Плотность рентгеновская
шамозит	серицит			
107,72	X	513,54	832,174	2,69
111,88	–	329,62	516,28	2,60
170,89	–	107,90	156,00	2,40
286,94	–	64,26	120,00	3,10
X	–	368,78	668,70	3,01
117,97	–	468,90	796,65	2,82
–	69,58	492,00	1023,83	3,45
–	66,25	516,76	965,03	3,10

Примечание. Прочерк означает отсутствие расчетов вследствие запрещенности соответствующих минералогических превращений в коре выветривания.

сохранению первоначального объема, что означает соблюдение правила равных объемов (закона Линдгрена), вторая — к сохранению пористости (консерватизм пористости), что означает несоблюдение правила равных объемов. Если имеет место только первая тенденция, дефект пористости вызывается привнесением вещества извне, если только вторая — дефект пористости вызывается самоуплотнением, усадкой. Несоблюдение принципа равных объемов доказывается рядом неопровержимых фактов: поры после выщелачивания кварца в сланцах и железных рудах в полном объеме никогда не сохраняются, происходит концентрация турмалина и других аксессуаров в бокситах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бронева В.А., Теняков В.А. Об одной из возможных причин формирования первично-бемитовых латеритов. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 3.
2. Бронева В.А., Копейкин В.А., Теняков В.А. Условия равновесия системы гиббсит — каолинит и некоторые проблемы латерито- и бокситообразования. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975.
3. Бушинский Г.И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11.
4. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975.
5. Витовская И.В. Баланс вещества и объемные соотношения при псевдоморфном замещении хлорита нонтронитом. — Докл. АН СССР, 1973, 209, № 3.
6. Витовская И.В., Лавренова Н.Н. Количественная оценка процессов формирования никеленосных кор выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
7. Гинзбург И.И., Яницкий А.Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змевиновом массиве на Северном Кавказе. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.
8. Додевонские коры выветривания Русской платформы. М.: Наука, 1969.
9. Казичин Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968.
10. Клевцова А.А. Основные черты истории развития Русской платформы в венде. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 8.
11. Клекль В.Н. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на бокситы. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
12. Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967.
13. Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973.
14. Михайлов Б.М., Клекль Л.В. Гипергенно-метасоматический генезис некоторых бокситов КМА. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.
15. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1966.
16. Никитина А.П., Алексеева З.И. Новые данные по минералогии и геохимии бокситов и коры выветривания КМА (на примере Ольховатского месторождения). — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13.
17. Одокий Б.Н., Семкин В.Г. Силикатный карст в Белгородском железорудном районе. — В кн.: Тр. Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.
18. Островский М.И. Структура и разрез верхнего кембрия Московского грабена. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 5.
19. Познер В.М. Каменноугольный период. — В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1964.

20. Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975.
21. Савко А.Д., Хожайнов Н.П. Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.
22. Сиротин В.И. Минералогические типы и условия образования белгородских бокситов. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966.
23. Сиротин В.И. Глиноземные коры выветривания и остаточные бокситы. — В кн.: Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972.
24. Сиротин В.И. История минералов свободного глинозема и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
25. Сиротин В.И. Кора выветривания сиенитов (Белгородский район КМА). — В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, вып. 4.
26. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 2.
27. Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Н., Феофилова А.П. Почвенный диагенез и его роль в формировании осадочных пород. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.
28. Ферсман А.Е. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1.
29. Хожайнов Н.П., Бунеев В.Н. Литология и фации осадочного бокситоносного комплекса. — В кн.: Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района Курской магнитной аномалии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972.
30. Хожайнов Н.П., Вишняков С.Г., Богунова Л.С., Лавренова Т.В. Каменноугольная система. — В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА. М.: Недра, 1972, т. 1, кн. 1.
31. Цибизов А.Н. Баланс элементов и изменение их подвижности в древней коре выветривания докембрийских филлитов Курской магнитной аномалии. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1.
32. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161.
33. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Гостеолтехиздат, 1958.

УДК 551.311.231:551.72(477.4)

А.Д. ДОДАТКО

ДОКЕМБРИЙСКИЕ НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Неметаморфизованные коры выветривания допалеозойского возраста сохранились в настоящее время лишь на северной окраине Украинского щита и на его северо-западном и западном склонах (Вольнь, Подолия и др.). Сведения об этих корах приводились в работах И.М. Сухова, Ю.М. Мельника, А.В. Копелиовича, А.Д. Додатко и Г.Г. Виноградова, Л.Г. Ткачука и Е.И. Литовченко, С.Д. Газенко с соавторами, Г.Г. Виноградова и др. В последние годы накопились новые материалы, изучение которых позволяет систематизировать известные ранее данные и высказать некоторые представления об эпохах и характере процессов выветривания в позднем протерозое.

Исследователи Украинского щита считают, что после инверсии раннепротерозойских геосинклинальных зон эта структура вступила в этап

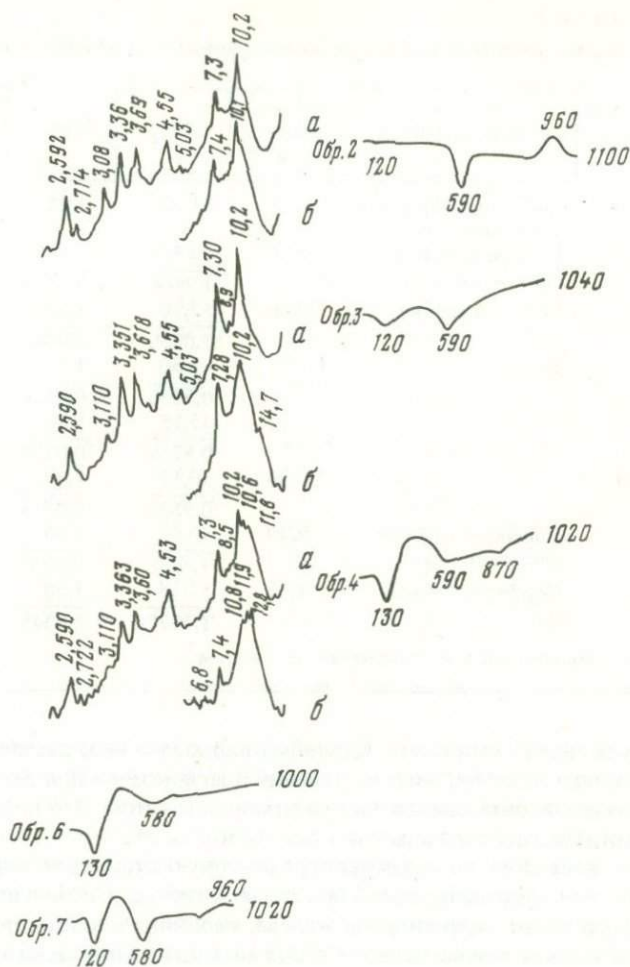
субплатформенного развития, для которого характерны накопление вулканогенно-терригенных толщ в нестабильных (окраинных) районах и образование интрузивно-метасоматических комплексов в приразломных зонах. В северо-западной части щита терригенные отложения пугачевской серии и интрузивные породы коростеньского комплекса относятся к среднему протерозою [4]. На размытой поверхности последних залегают эффузивно-терригенные отложения овручской серии позднепротерозойского возраста [10]. К этому же времени относится и формирование пержанских метасоматитов, возраст которых определен в пределах 1250—1340 млн. лет [17].

К началу позднего протерозоя Украинский щит приобрел черты стабильной платформы; он оставался приподнятым и подвергался денудации [4]. Одновременно на окраинах щита происходило накопление терригенно-вулканогенных толщ. На северном и северо-западном склонах щита (Волынь) к рифею относят песчанистую толщу полесской серии [18], а на западном и юго-западном склонах (Подолія) — пестроцветные породы грушчинской свиты [19]. Отложения рифея на Волыни и в Подоліи перекрыты эффузивными и терригенными образованиями волынской серии венда [12, 19 и др.].

Полученные в последние годы материалы показали, что докембрийские неметаморфизованные коры выветривания сохранились на гранитоидах коростеньского комплекса под эффузивными образованиями збраньковской свиты овручской серии, на этих же эффузивах и более древних гранитоидах под толкачевскими песчаниками овручской серии, на пержанских метасоматитах и более древних гранитоидах под отложениями полесской серии рифея и на эффузивных образованиях волынской серии и более древних гранитоидах под ольчедаевскими песчаниками венда.

В толще позднего протерозоя отчетливо выделяются следы двух эпох выветривания. Сведения о наиболее древней эпохе, кора выветривания которой сохранилась в неметаморфизованном виде, приведены в работе С.Д. Газенко, Л.Г. Токарей и Л.И. Шпилюка [1]. Авторы установили, что доовручская кора выветривания развита на гранитоидах коростеньского комплекса. Она встречена практически во всех скважинах (больше 10), прошедших толщу овручских отложений до кристаллического фундамента. Мощность коры в основании указанных отложений 15—20 м, причем она не зависит от глубины современного залегания материнских пород. Скважинами в районе с. Подвеледники кора вскрыта в интервале 21,4—27,0 м, а в районе с. Нагоряны — 1253,9—1274,0 м. Сохранившаяся от размыва кора представлена дезинтегрированными и глинистыми породами, среди которых отмечалось присутствие каолинита. На основании определений абсолютного возраста гранитоидов коростеньского комплекса и пород, перекрывающих развитую на них кору выветривания, возраст доовручской эпохи корообразования древнее 1500 млн. лет [17 и др.].

В разрезе овручской серии А.С. Дранник [9] выделил две свиты: збраньковскую (эффузивно-осадочную) и толкачевскую (терригенную). На контакте этих свит установлена остаточная кора выветривания, которая встречается в единичных разрезах под толкачевскими песчаниками и



Фиг. 1. Дифрактограммы и термограммы глин (класс < 0,005 мм) из пород дотолкачевской коры выветривания порфиров збраньковской свиты (скв. 5012, с. Збраньки)

а — воздушно-сухие пробы; б — насыщенные этилен-гликолем

на гранитоидах фундамента. В наиболее сохранившемся от размыва разрезе (скв. 5012, с. Збраньки) мощность коры около 14 м. Она развита на андезитовом порфирите и имеет отчетливую вертикальную зональность. В ее разрезе выделены три зоны: слабо выветрелого порфирита, гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолининовая. В нижней зоне дезинтеграция пород почти не проявлена; они лишь светлеют, теряют прочность и на протяжении 3 м полностью замещаются глинистыми минералами. В верхней части зоны среди других минералов преобладает монтмориллонит. Присутствуют также гидрослюда, реже чешуйки гидрохлорита, гидробио-

Т а б л и ц а 1

Содержание окислов в породах коры выветривания андезитового порфирита

№ обр.	Глубина отбора, м	Порода (зона)	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
1	70,0	Песчаник кварцевый (толкачевский)	2,58	84,32	1,21	7,10
2	70,6	Гидрослюдисто-каолиниговая	2,38	52,55*	1,53	20,97
3	72,5	Гидрослюдистая	2,06	52,70	1,50	21,25
4	74,5	То же	1,88	48,60	1,65	23,53
5	76,5	"	1,94	45,15	1,65	22,72
6	79,0	"	1,90	50,12	1,65	22,99
7	82,0	Порфирит слабо выветрелый	2,49	50,97	1,30	18,78
8	85,0	Порфирит свежий	2,66	53,28	1,30	17,47
				1,4172.	0,0345	0,4647

* В числителе — содержание в %, в знаменателе — в г/см³.

тита и мелкие гнезда каолинита. В шлифах видно, что неокристаллизованная масса породы и порфиновые выделения плагиоклазов при разрушении андезитового порфирита замещались монтмориллонитом. Это подтверждается данными термического анализа (фиг. 1, обр. 6, 7).

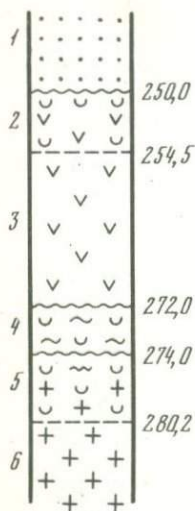
В средней зоне породы сохраняют реликтовую структуру порфирита. Среди глинистых минералов преобладает гидрослюда, в небольших количествах присутствуют гидроокислы железа, каолинит и монтмориллонит. Термическая кривая глины (класс <0,005 мм) из нижней части этой зоны (см. фиг. 1, обр. 4) еще сходна с таковой монтмориллонита, а в пробе из верхней части зоны кривая нагревания глины уже характерна для гидрослюды (обр. 3). На дифрактограммах глин из этих же проб отчетливо фиксируются лишь рефлексы гидрослюды (10–10,2 Å) и каолинита (7,3 Å и др.). Однако при насыщении препаратов этилен-гликолем рефлекс 001 гидрослюды приобретает асимметричное строение; на его восходящей ветви проявляются новые отражения. Восходящая ветвь рефлекса 001 гидрослюды на дифрактограмме обр. 4 в естественном состоянии осложнена отражениями с межплоскостными расстояниями 10,6 и 11,8 Å, которые при насыщении соответственно сдвигаются до 11,9 и 12,8 Å. Сравнение этих данных с материалами В.Д. Шутова, В.А. Дрица и других исследователей [11, 22 и др.] позволяет считать, что гидрослюда во второй зоне возникла за счет эпигенетического преобразования монтмориллонита.

В верхней зоне коры мощностью около 1 м среди глинистых минера-

Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.
2,32	0,72	0,78	0,38	2,00	Сл.	1,46
6,63	2,15	2,22	1,47	6,70	”	5,03
0,1513	0,0511	0,0528	0,0349	0,1594	”	0,1197
6,05	2,15	2,33	1,39	7,11	”	5,01
0,1246	0,0443	0,0480	0,0286	0,1464	”	0,1032
6,29	1,79	2,67	1,85	6,20	”	6,74
0,1182	0,0336	0,0502	0,0347	0,1165	”	0,1267
10,89	2,00	1,89	1,93	7,20	”	5,67
0,2112	0,0388	0,0366	0,0374	0,1396	”	0,1090
6,21	1,72	2,03	1,83	6,25	”	6,67
0,1180	0,0327	0,0385	0,0347	0,1187	”	0,1267
3,82	4,29	2,22	2,39	6,00	2,75	3,95
0,0951	0,1068	0,0552	0,0595	0,1494	0,0684	0,0983
4,83	4,79	2,11	2,78	5,50	3,22	3,65
0,1284	0,1274	0,0561	0,0739	0,1463	0,0856	0,0971

лов преобладает каолинит, в небольшом количестве присутствует гидрослюда. Реликтовая структура порфирита в этой зоне нарушена послойным выделением гидроокислов железа и сферолитовыми образованиями опала и халцедона. Появление последних, по-видимому, обусловлено проникновением кремнистых растворов из перекрывающих отложений. По данным термического анализа глины из верхней зоны (см. фиг. 1, обр. 2), в ней преобладает каолинит, однако на дифрактограмме этой же пробы рефлекс 001 гидрослюда еще имеет высокую интенсивность.

Плотность пород при выветривании практически не изменялась (2,80–2,90 г/см³). Объемный вес вначале заметно уменьшался, а затем снова несколько увеличивался (табл. 1). Вследствие этого пористость пород в нижней части средней зоны достигла 30–35%, а в ее верхней части и в породах верхней зоны уменьшилась до 20–15%. Слабое изменение объемного веса и незначительная величина пористости элювия указывают на отсутствие интенсивного выноса элементов при выветривании. Анализ данных табл. 1, пересчеты содержаний окислов на средние в отдельных зонах коры и вычисление средневзвешенных коэффициентов концентрации [5] позволяют отметить, что распределение и миграция элементов в дотолкачевской коре порфиритов отличаются от их миграции в более молодых (мезозойских) корах на близких по химическому составу основных породах [13, 14 и др.]. Здесь наиболее подвижным был натрий, который полностью выносился уже на границе нижней и средней зон. Магний мигрировал слабее: при расчете на всю мощность сохранившейся



Фиг. 2. Рифейская и вендская коры выветривания в геологическом разрезе западного склона Украинского щита (Подолія, скв. 14768)

1 — песчаники ольчедаевской свиты волинской серии венда; 2 — доольчедаевская кора выветривания базальтов; 3 — базальты каменной свиты волинской серии венда; 4 — песчаноглинистые породы грушквинской свиты полесской серии рифея; 5 — догрушквинская (дополесская) кора выветривания гранитов; 6 — граниты чарнокитовского комплекса Подоліи

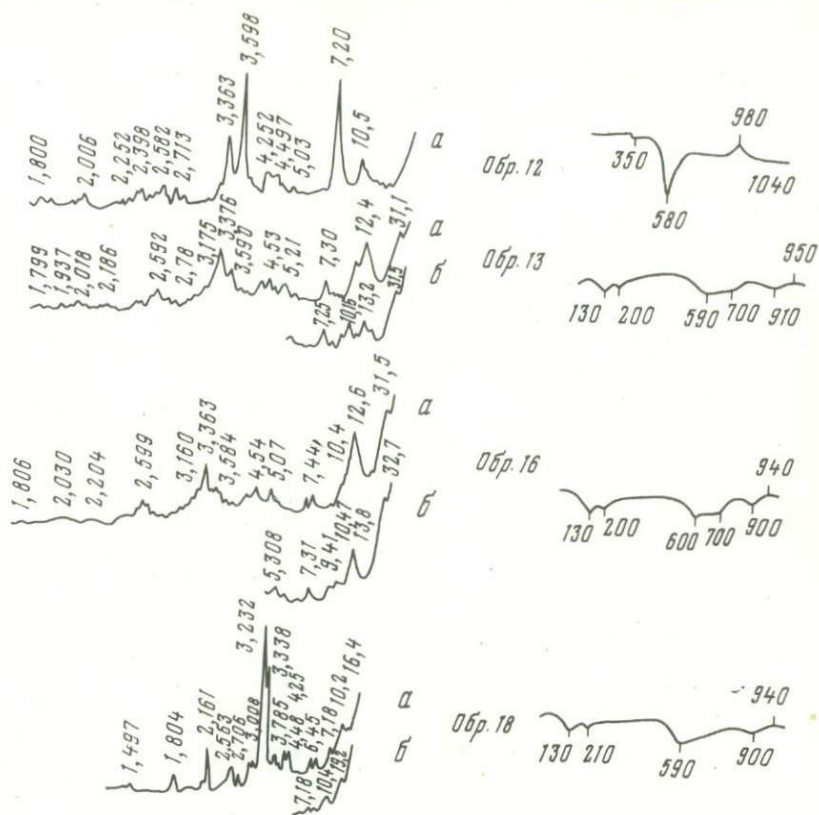
коры оказалось, что он вынесен почти наполовину (48%). Коэффициенты концентрации всех других элементов (в пересчете на окислы) находятся в пределах 0,73—0,96, что указывает на слабую их миграцию при образовании коры. Средневзвешенные коэффициенты концентрации SiO_2 (0,78) и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (0,73), Al_2O_3 (0,93) и TiO_2 (0,89) близки между собой. Количество K_2O в породах всех зон коры остается высоким (см. табл. 1).

Под толкачевскими песчаниками овручской серии скв. 3244, пробуренной у с. Благово, в интервале 96,0—109,0 м вскрыта кора выветривания пегматоидного гранита. В ее вертикальном профиле выделены две зоны: дезинтегрированных гранитов и монтмориллонит-кварцевых глин. Нижняя зона мощностью около 4,0 м, сложена преимущественно дресвой, в которой алюмосиликатные минералы гранита в различной степени замещены глинистыми. В верхней зоне состав пород кварцево-глинистый. На всю мощность коры ее породы интенсивно пропитаны тонкодисперсными окислами железа и имеют красный и красно-бурый цвета. Термический и рентгеновский анализы показали, что глинистая часть породы (класс <0,005 мм) в этой зоне сложена монтмориллонитом, в верхней части зоны имеются примеси смешанно-слоистых образований. Особенности изменения химического состава пород при образовании дотолкачевской коры на гранитах сходны с отмеченными выше. Здесь также наблюдается низкий общий вынос окислов (не более 20%); установлена слабая миграция глинозема и кремнезема; содержание калия на протяжении всего разреза высокое. В отличие от разреза коры на порфиритах здесь присутствует избыточное количество железа.

Судя по абсолютному возрасту эффузивных пород збраньковской свиты и перекрывающих развитую на этих и других породах кору выветривания толкачевских песчаников [17], возраст дотолкачевской эпохи выветривания около 1350 млн. лет.

Материалы геологической съемки последних лет показали, что на склонах Украинского щита в пределах Волини и Подоліи широко развита кора выветривания под полесскими породами рифея и ольчедаевскими песчаниками венда. В Подоліи некоторыми скважинами вскрыты разрезы, в которых присутствуют продукты выветривания дополесской и доольчедаевской эпох корообразования (фиг. 2).

Под отложениями полесской серии на Волини кора выветривания



Фиг. 3. Дифрактограммы и термограммы глин (класс $< 0,005$ мм) из пород допелесской коры выветривания гранодиорита (скв. 198, хутор Заречье)
а – воздушно-сухие пробы; *б* – насыщенные этилен-гликолем

мощностью до 20–25 м развита на значительной площади пержанских метасоматитов и более древних пород фундамента. Профиль коры обычно неполный; в большинстве скважин (около 20) выделяются лишь нижние зоны, и только в единичных случаях сохранилась каолинитовая зона. Детально изучен разрез коры гранодиорита, вскрытый скв. 198 (хутор Заречье, Ракитновский район). Здесь, в интервале глубин 65–82 м, в вертикальном разрезе коры выделены зоны: дезинтеграции и выщелачивания, монтмориллонитовая (гидрослюдисто-монтмориллонитовая) и каолинитовая (гидрослюдисто-каолинитовая). Мощность пород нижней зоны около 3 м, но в разрезе других скважин она достигает 10–12 м. Они имеют блеклую окраску и низкую прочность (легко разрушаются в дресву). Как и в других разрезах, снизу вверх увеличивается количество глинистых минералов, среди которых преобладает монтмориллонит.

В средней зоне мощностью около 12 м породы коры сохраняют реликтовые особенности гранодиорита. Для них характерна пятнистая окраска, обусловленная присутствием реликтов микроклина, наличием гнезд полу-

Т а б л и ц а 2

Содержание окислов в породах коры выветривания гранодиорита на северном

№ обр.	Глубина отбора, м	Порода (зона)	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
11	64,7	Песчаник кварцевый (полесская серия)	2,09	72,02	0,71	11,85
12	65,5	Каолинистая с примесью гидрослюда	2,25	45,06*	0,71	27,75
				1,0138	0,0159	0,6243
13	67,5	Монтмориллонитовая с примесью гидрослюда	2,08	55,47	0,52	21,88
				1,1537	0,0108	0,4551
14	70,0	То же	2,14	54,30	0,42	18,56
				1,1620	0,0090	0,3972
15	72,0	"	2,15	55,93	0,48	19,04
				1,2025	0,0103	0,4093
16	75,0	"	2,19	54,37	0,53	20,32
				1,1907	0,0116	0,4450
17	77,0	"	2,12	56,33	0,53	19,27
				1,1942	0,0112	0,4085
18	79,0	"	2,17	55,52	0,45	19,58
				1,2047	0,0097	0,4248
19	81,0	Гранодиорит слабо выветрелый	2,62	56,53	0,46	18,28
				1,4811	0,0120	0,4789
20	84,0	Гранодиорит свежий	2,66	60,45	0,39	18,32
				1,6079	0,0103	0,4873

* В числителе — содержание в %, в знаменателе — в г/см³.

разложившегося и частично хлоритизированного биотита, а также пятнистыми выделениями гидроокислов железа. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, в виде примеси присутствует гидрослюда. Каолинит в мелких гнездах встречается только в верхней части зоны. Рентгеновским анализом установлено, что среди глинистых минералов присутствует значительная примесь смешанно-слоиных образований. Монтмориллонит в средней и верхней частях зоны преобразован в смешанно-слоиные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового типа (фиг. 3).

В верхней зоне мощностью около 2 м породы еще сохраняют реликтовую структуру гранодиорита, имеют светлую окраску, иногда слабо обохрены; сложены кварцем и каолинитом. Как и в других частях разреза, здесь сохранились акцессорные циркон, рутил, турмалин, ильменит и др. В небольших количествах присутствуют гидрослюда, гидроокислы железа и карбонаты (кальцит, редко сидерит). Каолинит мелкошуйчатый, с нормальным двупреломлением; на дифрактограмме его рефлексы имеют высокую интенсивность (см. фиг. 3, обр. 12), термическая кривая типична для этого минерала. Зерна кварца по всему разрезу остаются без

склоне Украинского щита (скв. 198, хутор Заречье)

Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.
3,85	0,65	0,34	1,26	5,60	0,25	2,80
10,47	1,36	0,34	1,11	1,07	0,25	11,60
0,2355	0,0306	0,0076	0,0249	0,0240	0,0056	0,2610
4,56	0,72	0,79	1,58	7,50	0,50	5,24
0,0948	0,0149	0,0164	0,0328	0,1560	0,0104	0,1090
2,91	0,93	2,03	2,76	9,00	0,68	5,67
0,0622	0,0199	0,0436	0,0590	0,1926	0,0145	0,1213
3,85	0,79	1,24	2,81	9,50	0,62	4,79
0,0872	0,0169	0,0266	0,0604	0,2042	0,0133	0,1029
3,00	0,86	0,79	2,92	8,85	0,50	5,64
0,0657	0,0188	0,0173	0,0639	0,1938	0,0109	0,1234
3,78	0,43	1,13	2,71	8,85	0,68	5,38
0,0801	0,0091	0,0239	0,0574	0,1876	0,0144	0,1148
4,25	0,43	1,92	2,92	6,87	1,80	5,95
0,0922	0,0093	0,0416	0,0633	0,1490	0,0390	0,1291
2,26	1,51	4,63	2,05	5,22	4,00	3,77
0,0592	0,0395	0,1213	0,0537	0,1367	0,1048	0,0987
1,71	2,44	3,38	1,76	4,80	4,90	0,98
0,0454	0,0649	0,0899	0,0468	0,1276	0,1303	0,0234

изменений, лишь в верхней зоне в некоторых из них наблюдаются трещинки, и иногда они слабо корродированы карбонатом.

По изменению объемных весов и пористости видно, что при образовании дополесской коры на гранитоидах общий вынос окислов не превышал 20–25%. Химический состав гранодиоритов при выветривании изменился в общем незначительно (табл. 2). За пределы коры интенсивно выносились лишь натрий и кальций. Кремнезем и глинозем имели слабую тенденцию к выносу. Количество калия и магния в нижней и средней зонах не уменьшается, а увеличивается; лишь при каолинизации монтмориллонита и гидрослюд происходит вынос этих элементов. При этом также уменьшается количество кремнезема и несколько возрастает содержание глинозема.

На западном склоне Украинского щита (Подолія) скважинами вскрыта кора мощностью до 30 м под отложениями полесской серии рифея [7]. В обнажении по р. Лядовой под песчано-глинистыми отложениями грушкнских слоев полесской серии вскрыта кора гранитов мощностью 15 м, в которой выделены три зоны: дезинтегрированных гранитов, монтмориллонитовых и каолинитовых пород. Разложение полевых шпа-

тов при выветривании здесь, как и в описанных выше разрезах, происходило через стадию монтмориллонита [6]. Среди глинистых минералов средней зоны преобладает монтмориллонит; смешанно-слоистые образования и гидрослюда отсутствуют. Породы коры этого разреза отличаются и по содержанию калия, который интенсивно выносился из пород всех зон коры. В верхней каолинитовой зоне вынос калия достигал 90% и более. Следовательно, при формировании допелеских и более древних кор калий обладал такой же миграционной способностью, как и натрий. Избыточное количество калия в разрезе коры, перекрытой микроклинсодержащими песчаниками, указывает на эпигенетический привнос этого элемента.

Накопление терригенных и эффузивных толщ рифея и венда на Волыни и в Подолии происходило в период 1100–560 млн. лет [17]. Охарактеризованные выше остаточные коры образовались до накопления осадков полесской серии, и возраст их, по-видимому, около 1100 млн. лет. Допелеская эпоха корообразования вряд ли являлась единственной на столь длительном отрезке платформенного развития щита. В рифее и венде были, вероятно, и другие эпохи выветривания, однако на территории щита и его склонов достоверно доказано наличие остаточных продуктов выветривания лишь одной, доольчедаевской эпохи. Л.Г. Ткачук и Э.Я. Жовинский [19] на основании определения абсолютного возраста по слюдам считают, что песчаники ольчедаевских слоев венда образовались около 860 млн. лет назад. Следовательно, доольчедаевская эпоха корообразования древнее 860 млн. лет.

Под ольчедаевскими песчаниками венда остаточные и переотложенные продукты выветривания известны на эффузивных породах [3, 8, 20]. Остаточная кора¹ относится к площадному типу и несет следы интенсивных размывов. В строении вертикального профиля обычно выделяют лишь две нижние зоны. Верхняя (каолинитовая) зона сохраняется редко, она известна пока лишь на кислых породах, где мощность первичных каолинов достигает 5,0 м. На эффузивных породах основного состава в средней зоне обычно преобладает монтмориллонит с примесью гидрослюд; в небольших количествах присутствуют также нонтронит, гидрохлорит, гидроокислы железа и каолинит. Наибольшая мощность остаточной коры выветривания установлена по данным нескольких десятков скважин — до 20 м. Примерно такую же мощность имеет толща переотложенных продуктов выветривания [3].

В обнажении по р. Днестр у с. Косоуцы под ольчедаевскими песчаниками вскрыта кора выветривания габбро-норита мощностью 4,0 м. При макро- и микроскопическом изучении установлены две зоны коры, причем верхняя, сохранившаяся от размыва зона сложена нонтронитоподобным монтмориллонитом, содержащим примесь гидроокислов железа, чешуек гидрохлорита и мелкие гнезда каолинита. Термический анализ подтвердил преобразование в породе монтмориллонита. Дериватограммы глин (класс <0,005 мм) имеют все эффекты, характерные для этого

¹ Возраст этой коры в отдельных случаях является дискуссионным. По мнению В.А. Великанова [2], в районе Олчедаева она имеет нижнемеловой, а не верхнепротерозойский возраст, как полагает А.Д. Додатко. — *Прим. ред.*

Фиг. 4. Дифрактограммы глин (класс < 0,005 мм) из доольчедаевской коры выветривания базальтов Подолии (обнажение у с. Косоуцы)

а – воздушно-сухие пробы; *б* – насыщенные глицерином; *в* – прокаленные до 600°C

минерала. Температурные интервалы интенсивной потери конституционной и межпакетной воды остаются такими же, как у эталонных монтмориллонитов. Однако рентгеновский анализ показал, что собственно монтмориллонит в характеризуемом разрезе отсутствует. Сравнение дифрактограмм (фиг. 4, *а*) с опубликованными данными [15, 22 и др.] дает основание считать, что монтмориллонит из коры в обнажении с. Косоуцы полностью преобразован в смешанно-слоистые образования с незначительным (не более 20%) количеством разбухающих пакетов. Наличие отражений 14 Å свидетельствует о присутствии примеси ректоритовой фазы. В.А. Дриц и В.И. Копорулин [11] считают, что появление рефлекса 14 Å указывает на предельное насыщение монтмориллонитовых пакетов катионами калия. Результаты химических анализов пород коры выветривания (табл. 3) не противоречат такому допущению.

Анализ данных табл. 3 и вычисление коэффициентов концентрации показали, что при выветривании габбро-норитов оставался почти инертным лишь титан. Натрий, кальций и магний из пород второй зоны коры вынесены на 69–80%. Количество калия здесь в 5–6 раз больше, чем в свежих габбро-норитах. Глинозем и окислы железа выносились из пород коры в 2 раза интенсивнее (до 20%), чем кремнезем, общее содержание которого

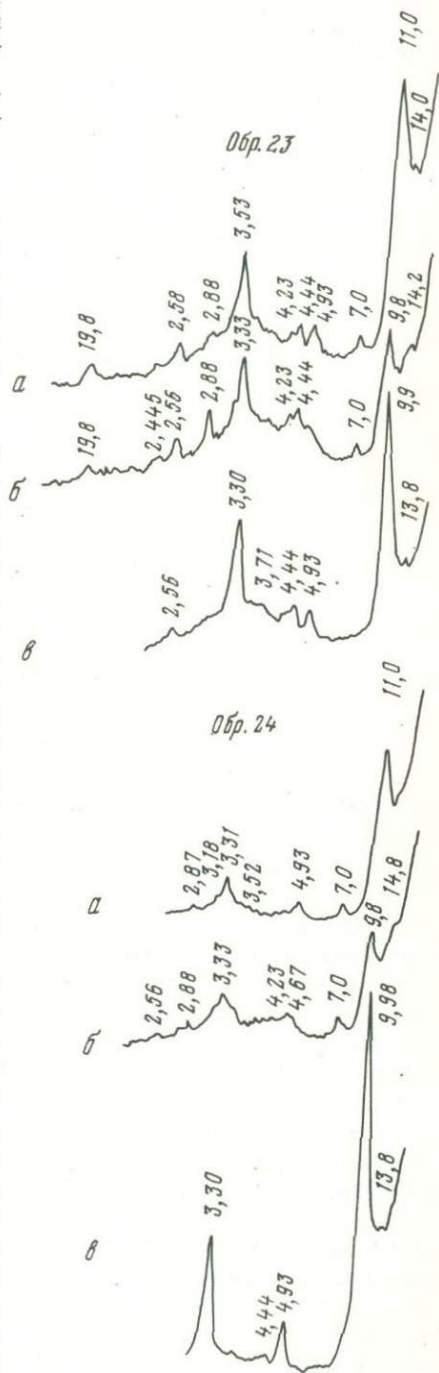


Таблица 3

Содержание окислов в породах коры выветривания габбро-норита из обн. у

№ обр.	Глубина отбора от поверхности коры, м	Порода (зона)	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
21	+1,0	Песчаник кварцевый (ольчедаевский)	2,52	88,83	0,26	5,09
22	+0,2	Переотложенная кора выветривания	2,14	52,80	2,48	13,58
23	-0,2	Гидрослюдисто-монтмориллонитовая кора	1,75	47,34*	2,55	15,71
24	-0,8	То же	2,16	0,8284 46,26	0,0446 2,42	0,2749 14,58
25	-1,2	"	2,04	0,9992 51,06	0,0522 2,97	0,3149 13,19
26	-1,6	"	2,02	1,0416 41,80	0,0606 2,04	0,2690 15,34
27	-3,5	Габбро-норит слабо выветрелый	2,50	0,8443 40,58	0,0412 2,42	0,3098 12,76
28	-4,5	Габбро-норит свежий	2,70	1,0145 39,30	0,0605 1,92	0,3190 14,07
				1,0611	0,0518	0,3798

* В числителе — содержание в %, в знаменателе — в г/см³.

уменьшается лишь на 8%. Остаточная кора габбро-норита в обнажении у с. Косоуцы перекрыта прослоем (0,5 м) делювия с примесью терригенного материала (см. табл. 3, обр. 22), выше которого лежит толща (более 15 м) ольчедаевских песчаников. В их составе преобладает кварц (до 80–90%), однако в значительном количестве (до 10–12%) присутствуют также в разной степени пелитизированные зерна микроклина. По-видимому, эта толща микроклинсодержащих песчаников явилась источником калия, привносившегося в продукты выветривания.

Приведенные данные показывают, что на северной окраине Украинского щита и его западном и северо-западном склонах под терригенными и эффузивно-осадочными отложениями позднего протерозоя сохранились неметаморфизованные коры выветривания мощностью до 20–30 м. Геологические условия залегания остаточных кор позволяют выделить четыре эпохи позднепротерозойского выветривания: доовручскую с возрастом древнее 1500 млн. лет, дотолкачевскую (около 1350 млн. лет), дополескую (около 1100 млн. лет) и доольчедаевскую (древнее 860 млн. лет). Учитывая, что коры выветривания, одновозрастные указанным выше, широко распространены на территории Белоруссии и в других районах Восточно-Европейской платформы, можно полагать, что позднепротерозойские эпохи выветривания имели региональное развитие.

Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.
0,07	0,65	0,22	0,38	2,71	0,66	0,61
8,80	3,93	2,10	1,74	3,83	0,58	5,46
9,77	2,84	2,10	1,95	4,83	0,14	6,38
0,1709	0,0497	0,0367	0,0341	0,0852	0,0024	0,1116
11,80	5,76	1,50	2,57	3,00	0,10	6,66
0,2549	0,1244	0,0324	0,0555	0,0648	0,0021	0,1438
9,21	2,91	3,00	1,92	3,50	0,65	6,43
0,1878	0,0593	0,0612	0,0391	0,0714	0,0132	0,1311
14,86	4,30	1,90	2,83	3,50*	0,92	7,34
0,3001	0,0868	0,0383	0,0571	0,0707	0,0185	0,1482
10,35	6,99	6,60	3,01	1,82	1,95	10,42
0,2587	0,1745	0,1650	0,0752	0,0455	0,0487	0,2605
5,88	11,94	6,50	5,51	0,39	1,80	10,16
0,1587	0,3224	0,1755	0,1487	0,0105	0,0486	0,2743

Многочисленные разрезы дофанерозойских неметаморфизованных кор не имеют каких-либо признаков, указывающих на иное, кроме гипергенного, происхождение элювия. Не останавливаясь на перечислении этих признаков, отметим, что сам факт существования площадных докембрийских кор опровергает развиваемые в последние годы В.Н. Разумовой [16] представления о преимущественно гидротермально-вадозном генезисе древних кор выветривания. Наличие докембрийских неметаморфизованных кор выветривания дает основание считать, что на протяжении всей истории геологического развития Земли первичное преобразование кристаллических пород в осадочные происходило на поверхности планеты преимущественно под влиянием гипергенных процессов.

Докембрийские неметаморфизованные коры выветривания занимают промежуточное положение между раннепротерозойским метаморфизованным элювием и более молодыми (палеозойскими, мезозойскими и др.) рыхлыми гипергенными образованиями. Сравнительное изучение элювия разных эпох корообразования позволяет выявить определенные особенности гипергенного минералообразования, миграции элементов, формирования полезных ископаемых и на их основе наметить этапы эволюции процессов выветривания. Характер процессов минералообразования и миграции элементов в позднепротерозойских корах существ-

венно отличался как от раннепротерозойских, так и от мезозойских и более молодых кор выветривания. Общий вынос элементов из этих кор был сравнительно небольшим и, судя по изменению объемных весов, не превышал 30%. Кремнезем мигрировал очень слабо и частично выносился за пределы элювия только за счет той его части, которая освобождалась при разрушении алюмосиликатных минералов. Содержание кварца в породах коры практически не изменялось. Глинозем в разных разрезах кор мигрировал неодинаково. В одних случаях он выносился за пределы коры более интенсивно, чем кремнезем, в других — оставался почти инертным, иногда имел слабую тенденцию к накоплению при каолинизации монтмориллонита. Такая миграция главных породообразующих элементов обуславливала широкое развитие монтмориллонитовой зоны в нижней части коры выветривания. Монтмориллонит образовывался при разложении как основных полевых шпатов и биотита, так и кислых плагиоклазов, микроклина и других алюмосиликатов.

Большие затруднения возникают при объяснении геохимии щелочей и иногда щелочных земель в докембрийском элювии. Для позднефанерозойских кор выветривания установлено, что калий, натрий, кальций и магний всегда являются активными мигрантами. При этом неоднократно подчеркивалось, что разрушение силикатных минералов, содержащих щелочи и щелочные земли, при выветривании начинается с выщелачивания крупногабаритных ионов K^+ и других и замещения их позиций в кристаллических решетках ионами H^+ . Следовательно, можно допустить, что без выноса щелочей и щелочных земель гипергенное разрушение минералов вообще было бы крайне затруднено, т.е. выветривание пород происходило бы очень медленно.

Дофанерозойские коры выветривания Украинского щита, Восточно-Европейской и других платформ отличает высокое содержание калия, иногда магния и редко натрия. Для объяснения этого допускается возможность выветривания без выноса щелочей, а В.М. Чайка [21] обосновывает биогенную природу калия в докембрийских корах. Изучение протерозойских кор щита позволило высказать следующие соображения по поводу высокого содержания щелочей в элювии: 1) на Украинском щите установлены разрезы кор, где при образовании элювия все щелочные элементы активно выносились за его пределы; 2) высокое содержание калия в элювии всегда сопровождается интенсивным эпигенетическим преобразованием монтмориллонита, который превращается в смешанно-слоистые образования различной упорядоченности и насыщенности калием, вплоть до замещения гидрослюдой (дотолкачевские коры); 3) причиной эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита в осадочных породах является интенсивный привнос калия из перекрывающих осадочных толщ [22 и др.]. Основываясь на указанных предпосылках, логично допустить, что высокое содержание калия, а иногда других щелочей и щелочных земель в протерозойских корах обусловлено эпигенетическим привносом этих элементов из перекрывающих осадочных толщ.

В заключение следует отметить, что при образовании дофанерозойских кор выветривания характер первичной переработки субстрата был близок к подзолоподобному. Очень слабый вынос кремнезема, нестабильное поведение глинозема, миграция железа из верхних зон коры в нижние и за ее пределы, отсутствие минералов свободного глинозема как в элювии, так и в сопряженных с ним осадочных комплексах и другие данные подтверждают такой вывод и исключают возможность образования зоны латеритных продуктов выветривания (и остаточных бокситов) в докембрийских корях выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Газенко С.Д., Токарская Л.Г., Шпилюк Л.И. О возрасте древней коры выветривания на территории северо-западной части Украинского щита. — В кн.: Кору выветривания на территории УССР. Киев: Наукова думка, 1971, ч. 1.
2. Великанов В.А. О статье А.Д. Додатко "Каолининовая кора выветривания под грушковскими осадками Подолии". — Геол. журн., 1975, 35, вып. 2.
3. Виноградов Г.Г. Верхнепротерозойская красноцветная формация коры выветривания на юго-западном склоне Украинского щита. — В кн.: Кору выветривания на территории УССР. Киев: Наукова думка, 1971, ч. 1.
4. Добрахотов М.Н. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев: Наукова думка, 1971.
5. Додатко А.Д. О методах определения миграционной способности элементов в коре выветривания. — В кн.: Кору выветривания на территории УССР. Киев: Наукова думка, 1971, ч. 2.
6. Додатко А.Д. Каолиновая кора выветривания под грушковскими осадками Подолии. — Докл. АН СССР, 1974, 217, № 5.
7. Додатко А.Д. К вопросу о существовании докембрийских неметаморфизованных кор выветривания на Украинском щите. — Геол. журн., 1976, 36, вып. 3.
8. Додатко А.Д., Виноградов Г.Г. Новые данные о кембрийской коре выветривания Подолии. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
9. Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита. — Геотектоника, 1968, № 3.
10. Дранник А.С., Богацкая И.В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2.
11. Дриц В.А., Копорулин В.И. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
12. Лазаренко Е.К., Воловник Б.Я. Новые данные о строении вулканогенной толщи вольтинской серии западной окраины Русской платформы. — Геол. журн., 1969, 29, № 1.
13. Лисицына Н.А. Геохимия коры выветривания основных пород. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
14. Литвиненко А.У., Додатко А.Д., Хорошева Д.П. Геохимия и минералогия коры выветривания основных и ультраосновных пород Приднепровья. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Недра, 1967, вып. 2.
15. Муравьев В.И., Сахаров В.А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971.

16. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. — Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 303.
17. *Семеновко Н.П., Ткачук Л.Г., Клушин В.И.* Геохронология докембрия Украины. Киев: Наукова думка, 1965.
18. Стратиграфия Украинской ССР. Рифей — венд. Киев: Наукова думка, 1965, т. 2.
19. *Ткачук Л.Г., Жовінський Е.Я.* Петрографія домезозойських осадових порід Поділля. Київ: Наукова думка, 1972.
20. *Ткачук Л.Г., Литовченко Е.И.* О древней коре выветривания Приднестровья. — Геол. журн., 1969, 29, вып. 1.
21. *Чайка В.М.* Об аномальных высоких содержаниях калия в докембрийских корях выветривания. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975.
22. *Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров В.А.* Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезисе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ	
<i>Д.Г. Сапожников.</i> Основы учения о корях выветривания.	5
<i>В.А. Теняков.</i> Процессы выветривания в геологической истории Земли	15
<i>Ю.П. Селиверстов.</i> Роль геоморфологического фактора в латеритном корообразовании	20
<i>И.В. Витовская.</i> Типоморфные минеральные парагенезисы никеленозной коры выветривания серпентинитов	32
<i>В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца.</i> Металлогенетические аспекты теории образования раннепротерозойской коры выветривания.	47
<i>С.А. Кашик, И.К. Карпов.</i> Эволюция процессов выветривания в докембрии и фанерозое.	51
<i>Е.Г. Куковский.</i> Механизм выветривания	61
<i>А.Д. Слукин.</i> Особенности формирования латеритных кор выветривания основных и кислых пород	70
<i>Н.Н. Зинчук, Р.В. Кортман, Д.Д. Котельников, З.В. Врублевская.</i> Особенности выветривания некоторых типов осадочных и интрузивных пород. . . .	86
<i>В.И. Панасенко.</i> О корообразовании в зонах сопряжения внутриконтинентальных впадин с системами молодых платформ (на примере Буруинского массива)	94
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО И ГИПЕРГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	
<i>Ф.В. Чухров.</i> О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования	101
<i>Т.К. Ломоносова, М.Г. Демьянович, Г.М. Кашаева.</i> Гидротермальные глинистые метасоматиты на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны.	115
<i>Р.Я. Скларов, Г.П. Шавро.</i> Сравнительный анализ выветривания и гидротермальных преобразований алюмосиликатных пород	121
<i>Б.Н. Лузгин.</i> Бокситообразующая роль выветривания и гидротермальной аргиллизации	132
<i>Г.П. Васянов, Б.Ф. Горбачев, Н.Ф. Вдовиченко.</i> Пневматолитовое изменение гранитоидов как фактор, контролирующий формирование высококачественных каолинов в корях выветривания	136
<i>Р.А. Цыкин.</i> Метасоматические породы и руды зоны гипергенеза.	142
МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ	
<i>Ю.Ю. Бугельский.</i> Гидрогеохимия коры выветривания	154
<i>С.Л. Шварцев.</i> Стадийность выветривания как следствие изменения гидрогеохимических условий среды	161
<i>Б.Ф. Горбачев.</i> Супергенные диоктаэдрические слюды и их роль в процессах выветривания полевых шпатов.	168
<i>В.А. Гуцаки, Ю.В. Ваньшин, А.Д. Коробов.</i> Об этапности эпигенетического глинообразования в породах эффузивной формации	176
<i>Н.П. Мовчан, Б.П. Злобенко, Ю.Г. Федоренко, М.А. Пластинина.</i> Экспериментальные исследования процесса выветривания	189

<i>Д.С. Вагшалъ.</i> Роль электрохимических процессов в развитии коры выветривания.	193
<i>В.И. Финько, С.С. Чекин, Н.Д. Самогоин.</i> Особенности каолинизации породообразующих силикатов в корях выветривания	196
<i>С.С. Чекин, Н.Д. Самогоин.</i> О механизме роста кристаллов каолинита в корях выветривания	201

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ

<i>А.П. Никитина, В.Н. Демина, Ф.А. Киреев.</i> Современные представления о процессах выветривания и бокситонакопления (на примере Русской платформы)	209
<i>В.А. Броневой, Г.В. Куликова, Б.М. Михайлов.</i> Латеритные коры выветривания и бокситообразование в палеозойскую эру	217
<i>Б.Н. Одокий.</i> Генетическое сходство бокситоносных кор выветривания КМА и Западной Африки	228
<i>В.И. Сиротин.</i> Стадильный анализ древней глиноземной коры выветривания КМА	239
<i>А.Д. Додатко.</i> Докембрийские неметаморфизованные коры выветривания Украинского щита.	253

УДК 551.311.231

Основы учения о корях выветривания. Сапожников Д.Г. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Изложены основы учения о корях выветривания, разработанного группой исследователей Ломоносовского института, ИГН и ИГЕМ АН СССР. Это учение, ассимилировавшее, кроме того, в разное время ряд научных положений, разработанных геологами других организаций, включает: представление о климатической, геоморфологической и геотектонической обусловленности формирования кор выветривания; положение об основных физико-географических и геохимических условиях, в которых может идти образование кор; данные о составе пород коры выветривания и об особенностях слагающих их минеральных фаз; представление о закономерной зональности и особенностях строения профиля коры выветривания; Библ. 27 назв.

УДК 551.311.23

Процессы выветривания в геологической истории Земли. Теняков В.А. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Анализ проблемы выветривания в геологической истории Земли показывает, что этот процесс и его продукты в виде метаморфизованных кор выветривания сопровождают практически весь известный нам отрезок геологической истории Земли и носят принципиально сходный характер как в отношении главных черт строения, так и тенденций химических изменений в профиле выветривания. Библ. 14 назв.

УДК 551.4:551.311.23

Роль геоморфологического фактора в латеритном корообразовании. Селиверстов Ю. П. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Установлена тесная связь покровных, в основном неперемещенных образований и геоморфологического объекта исследования. Отмечены главные особенности строения латеритных покровов различных районов, подчеркивается их малая зависимость от возраста соответствующего рельефа, его высотного положения, состава горных пород и значительно более сильная обусловленность геоморфологической позицией, которая определяет стиль, темп и масштабность процессов выветривания, а также строение и состав формирующихся горизонтов покрова. Табл. 3. Библ. 21 назв. Илл. 2.

УДК 553.481:551.311.231

Типоморфные минеральные парагенезисы никеленосной коры выветривания серпентинитов. Витовская И.В. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

На основании исследований минерального состава и типоморфных особенностей минералов зональной коры выветривания серпентинитов выделены и представлены на диаграмме типоморфные минеральные парагенезисы каждой зоны, состоящие из порообразующего минерала и рентгеноаморфного гелевидного остатка железо-кремниевого состава. Установлена смена условий минералообразования и никеленосности выделенных парагенезисов в вертикальном разрезе площадной коры выветривания серпентинитов в зависимости от режима циркуляции растворов выше и ниже уровня грунтовых вод. Табл. 1. Библ. 21 назв. Илл. 4.

УДК 551.311.231:553

Металлогенические аспекты теории образования раннепротерозойской коры выветривания. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Раннепротерозойская кора выветривания (2800–2400 млн. лет) имеет глобальное распространение. Выветривание обуславливалось теми же факторами, что и в фанерозое, но некоторые параметры их и характер сочетания были иными. Установлены три основные особенности образования коры выветривания, определившие их металлогеническую специализацию: 1) благоприятный состав областей сноса (образования зеленокаменных поясов); 2) оптимальные условия дезинтеграции силикатных минералов; 3) высокая тектоническая активность областей сноса и осадконакопления, благоприятная палеогеографическая обстановка и гидрохимический режим осадконакопления. Библ. 6 назв.

УДК 551:311.231:479.233

Эволюция процессов выветривания в докембрии и фанерозое. Кашик С.А., Карпов И.К. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

На фоне эволюции газового состава атмосферы рассмотрено изменение характера процессов выветривания. Показано, что увеличение концентрации углекислого газа и уменьшение содержания кислорода ведут к интенсивному растворению исходных пород под воздействием фильтрующихся метеорных вод, в результате чего происходит массовая миграция элементов. Это препятствует формированию минералов свободного глинозема в продуктах выветривания. Преобладающим минералом верхней зоны профилей выветривания становится каолинит, а в нижних зонах вместо гидрослюда и монтмориллонита формируется горизонт кремнисто-карбонатного состава. Библ. 11 назв. Илл. 3.

УДК 551.311.23:549

Механизм выветривания. Куковский Е.Г. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

В основу механизма выветривания положен высокий градиент концентраций структурообразующих катионов на границе раздела фаз минерал — вода, создаваемый интенсивным дренажем пород водой и необратимой тенденцией объема твердой фазы перейти в состояние поверхностного слоя. Структурные преобразования осуществляются в процессе инконгруэнтного растворения исходного минерала и некогерентного превращения в поверхностном слое твердой фазы с завершением формирования в нем новообразования как субкристалла. Подчеркиваются единые механизм и продукты выветривания для всей истории Земли. Библ. 20 назв.

УДК 553.068.368:552.3

Особенности формирования латеритных кор выветривания основных и кислых пород. Слукин А.Д. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

На примере Русской, Сибирской, Африканской и Индостанской платформ показано, что латериты формируются как на основных, так и на кислых породах. Выделены типы профилей кор выветривания, приведена харак-

теристика их химического и минерального состава. Показано, что бокситоносные коры обладают мощными зональными профилями. В псевдоморфных латеритах на основных породах Al и Fe накапливаются совместно, на кислых породах, особенно на гранитах, сохраняется часть кварца. При наиболее интенсивных процессах выветривания латериты теряют реликтовые структуры, происходит дифференциация Al и Fe с образованием отдельных горизонтов боксита и железных руд, при этом бокситы на гранитах почти полностью теряют кремнезем. Табл. 2. Библ. 41 назв. Илл. 3.

УДК 551.311.23:552.5'3

Особенности выветривания некоторых типов осадочных и интрузивных пород. Зинчук Н.Н., Кортман Р.В., Котельников Д.Д., Врублевская Э.В. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

В процессе выветривания на терригенно-карбонатных породах разрушаются карбонаты и триоктаэдрические минералы, а за счет монтмориллонит-гидрослюдистого смешанно-слоистого образования (1М) возникает каолинит, тогда как гидрослюда $2M_1$ сохраняет относительную устойчивость. На туфогенных породах и долеритах по вермикулиту развиваются Mg-Fe, затем Al-Fe монтмориллонит и вермикулит-монтмориллонитовое смешанно-слоистое образование неупорядоченного типа. По туфам весьма быстро возникают также каолинит, иногда галлуазит. В коре кимберлитов образуется Mg-Fe монтмориллонит, флогопит частично переходит в гидрослуду 1М, а Mg-хлорит переходит в Mg-Fe разновидность с дефектной структурой. Библ. 9 назв. Илл. 4.

УДК 551.311.231 (571.63)

О корообразовании в зонах сопряжения внутриконтинентальных впадин с системами молодых платформ (на примере Буреинского массива). Панаенко В.И. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены вопросы формирования и сохранения площадных кор выветривания в зонах сопряжения впадин с поднятиями. На Буреинском массиве с позднего мезозоя до плиоцена включительно постоянно существовали климатические условия, благоприятные для корообразования каолинового типа. При этом морфотектонические условия, наиболее благоприятные для формирования и сохранения площадных кор, были в зонах сопряжения прогибов с поднятиями при нисходящем типе развития последних. Библ. 7 назв. Илл. 1

УДК 553.2.065+553.2.068

О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования. Чухров Ф.В. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Гипергенные растворы (за исключением напорных вод) являются нисходящими, их исходная температура определяется климатическими особенностями региона и возрастает ниже зоны постоянных температур. В отличие от них гипогенные растворы перемещаются вверх, их температура зависит не от климата, а от степени нагревания глубинным теплом. Действие последнего превращает проникшие на глубину гипергенные растворы в гипогенные. Гипотетические ювенильные и реально существующие вадозные гидротермальные растворы, охлажденные при восходящем движении до температур гипергенеза, автор предлагает называть фригидно-гидротермальными, как и отложенные из таких растворов минералы. Собственно гидротермальные

и фригидно-гидротермальные растворы и минералы объединяются под названием гипогенных. Библ. 63 назв. Илл. 5.

УДК 553.22 (571.5)

Гидротермальные глинистые метасоматиты на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. Ломоносова Т.К., Демьянович М.Г., Кашаева Г.М. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

На территории Байкальской рифтовой зоны в формировании древних кор выветривания наряду с поверхностными водами играют роль и гидротермальные растворы. Низкотемпературные глинистые метасоматиты в районе Северо-Муйского хребта приурочены к пересечению разрывных нарушений в гранитах и встречаются на глубинах до 340 м. При картировании комплексов пород, подвергшихся химическому разложению, необходимо выделить их генетических типов, так как с каждым из них может быть связан определенный комплекс полезных ископаемых. Табл. 2. Библ. 14 назв.

УДК 551.311.23:553.065

Сравнительный анализ выветривания и гидротермальных преобразований алюмосиликатных пород. Скляров Р.Я., Шавро Г.П. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены метасоматические процессы выветривания и гидротермальных преобразований алюмосиликатных пород, обуславливающие формирование экзогенных месторождений бокситов и алунитов остаточного и осадочного типов и гидротермальных месторождений псевдоморфных алунитов и диаспоров. Определены роль первичных пород в образовании всех типов рассматриваемых месторождений, сходство и различие в их минеральном составе. Табл. 1. Библ. 9 назв. Илл. 3.

УДК 551.311.23:553.065

Бокситообразующая роль выветривания и гидротермальной аргиллизации. Лузгин Б.Н. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Изученные в Горном Алтае Каяшканское и другие проявления диаспоров и рассеянной минерализации в карбонатных толщах венда — девона по ряду особенностей интерпретируются как результат низкотемпературной гидротермальной деятельности. В связи с этим рассмотрены физико-химические факторы латеритизации и аргиллизации, приводящие к образованию конвергентных аллитовых пород. Аргиллизитовые изменения в данном случае — своеобразное экспрессное проявление химического выветривания. Библ. 18 назв.

УДК 551.311.23:552.321.1

Пневматолитовое изменение гранитоидов как фактор, контролирующий формирование высококачественных каолинов в корах выветривания. Васянов Г.П., Горбачев Б.Ф., Вдовиченко Н.Ф. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

При выветривании наиболее предрасположены к формированию белозветных каолинов лейкократовые гранитоиды гипабиссальной фации глубинности, претерпевшие пневматолитовую проработку (двуслюдяные, мусковитовые и грейзенизированные граниты и гнейсы). На Беляевском

месторождении эта закономерность проявилась достаточно четко. Особенно характерно для них низкое среднее содержание TiO_2 ($< 0,2\%$). Месторождение каолинов со столь низким содержанием двуоксида титана выявлено в СССР впервые и может быть по качественным показателям поставлено в ряд с известными зарубежными месторождениями Англии и Чехословакии. Табл. 3. Библ. 15 назв.

УДК 553.22:553.068.3

Метасоматические породы и руды зоны гипергенеза. Цыкин Р.А. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Кора выветривания является метасоматитом, тела которой могут иметь покровные, стратиформные, образованные под чехлом рыхлых дочетвертичных отложений, клиновидные и контактовые формы. Кремниевый метасоматоз дает миксометасоматиты (пеликаниты, окремненные змеевики) или наложенные апосомы (микрокварциты, маршалиты, халцедон-опаловые породы). В результате магнево-кальциевого метасоматоза образуются вторичные кальцитовые и доломитовые трансформационные или кальцитовые, и гипсовые наложенные апосомы. Фосфатный метасоматоз проявляется в покрытом карсте и развивается на фоне просядок и обрушения покровных образований. Библ. 37 назв. Илл. 2.

УДК 551.311.231:556.314

Гидрогеохимия коры выветривания. Бугельский Ю.Ю. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Освещены основные аспекты нового научного направления — гидрогеохимии коры выветривания. Рассмотрены механизм разрушения горных пород водой и способы массопереноса перешедшего в раствор вещества. Показано, что гидрогеохимические и гидродинамические факторы определяют закономерности формирования и размещения продуктивных кор выветривания, которые могут использоваться в поисковых целях. Библ. 19 назв. Илл. 1.

УДК 551.311.231:556.314

Стадийность выветривания как следствие изменения гидрогеохимических условий среды. Шварцев С.Л. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Развивается положение о стадийности выветривания как следствии изменения гидрогеохимических условий, определяемых в свою очередь интенсивностью водообмена, ландшафтными особенностями территории и масштабами образования кислот и щелочей. Показано, что латеритизация горных пород в подавляющем большинстве случаев связана с первыми этапами взаимодействия воды с горными породами и может развиваться в условиях только крайне интенсивного водообмена и низкого содержания кремнезема в растворе. Табл. 1. Библ. 24 назв. Илл. 2.

УДК 551.311.23:549

Супергенные диоктаэдрические слюды и их роль в процессах выветривания полевых шпатов. Горбачев Б.Ф. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Рассмотрен вопрос о возможности формирования гидратированных диоктаэдрических слюд, возникающих при определенных физико-хими-

ческих условиях на начальной стадии выветривания полевых шпатов. Кристаллохимические особенности таких слюд определяют их ярко выраженную метастабильность на поздних стадиях выветривания и при диагенезе, с чем связаны трудности обнаружения подобных минеральных новообразований. Перспективным объектом для изучения супергенных диоктаэдрических слюд являются пеликаниты, в которых они в ряде случаев присутствуют как бы в "законсервированном" виде. Табл. 1. Библ. 24 назв. Илл. 1.

УДК 552.313:552.525

Об этапности эпигенетического глинообразования в породах эффузивной формации. Гудачи В.А., Ваньшин Ю.В., Коробов А.Д. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Изложены результаты изучения состава и генезиса глинизированных пород эффузивной формации пермо-триаса Убаганской структурно-фациальной зоны. Сделан вывод о сложном генезисе этих образований. Гетеротермальный процесс привел к формированию метасоматически переработанных вулканитов, в которых установлены зоны кварц-щелочного метасоматоза (окварцованные, калишпатизированные породы с цеолитами), аргиллизации (монтмориллонитовые и каолинит-монтмориллонитовые породы с цеолитами), кислотного выщелачивания (кварц-каолинитовые породы). Элювиальные и глеевые эпигенетические процессы привели к каолинизации гидротермального монтмориллонита, упорядочению структуры каолинита, образованию галлуазита, перераспределению железа и почти полному выносу подвижных химических элементов. Табл. 1. Библ. 17 назв. Илл. 4.

УДК 551.311.23

Экспериментальные исследования процесса выветривания. Мовчан Н.П., Злобенко Б.П., Федоренко Ю.Г., Пластинина М.А. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Показано принципиальное сходство процессов, протекающих при образовании коры выветривания и моделировании их при температуре 200°C и давлении 25–30 атм. Проведено изучение состава новообразованных фаз на поверхности скола олигоклаза и гидрослюды. В условиях малой концентрации кремнезема на поверхности скола этих минералов возникает свободный глинозем в форме бемита. При увеличении концентрации образуется минерал со структурой, сходной с каолинитом. Библ. 5 назв. Илл. 5.

УДК 551.311.231

Роль электрохимических процессов в развитии коры выветривания. Вагшалъ Д.С. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Присутствие в незначительных концентрациях электропроводящих минералов (магнетит, графит и др.), частью связанных в непрерывную объемную сетку, сообщает высокую электропроводность некоторым горным породам (серпентиниты, графитовые гнейсы и др.). Под воздействием электрохимических процессов в приповерхностном слое мощностью до 150 м электропроводящие минералы корродируют, что ведет к резкому возрастанию удельного сопротивления. На 2–3% увеличивается пористость, и изменяются некоторые другие физические свойства без нарушения сплошности породы. Табл. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.311.231:552.525

Особенности каолинизации породообразующих силикатов в корях выветривания, Финько В.И., Чекин С.С., Самогин Н.Д. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Электронно-микроскопическим методом вакуумного декорирования выявлено, что на характер каолинизации породообразующих минералов влияют различия как в их составе (определяющие минеральный вид глинистого минерала), так и в их физических свойствах (определяющие особенности кристаллизации новообразованных глинистых минералов). Каолинит возникает исключительно при выветривании калиевых минералов (микроклина, мусковита, биотита), галлузит — за счет кальциево-натриевых минералов (преимущественно олигоклаза), а монтмориллонит — за счет кальциево-магниевого минералов (основных плагиоклазов). Библ. 12 назв. Илл. 5.

УДК 551.311.231:549

О механизме роста кристаллов каолинита в корях выветривания. Чекин С.С., Самогин Н.Д. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

С помощью электронно-микроскопического метода вакуумного декорирования золотом на гранях пинакоида кристаллов каолинита выявлены пирамиды роста, образованные по слоисто-спиральному механизму. Исследованы кристаллы каолинита, сформировавшиеся при природном выветривании каркасных и слоистых алюмосиликатов. Пирамиды роста образованы элементарными слоями каолинита, ступени которых распределяются в виде гексагональных спиралей и (или) петель. Описаны типы спиралей, образованных обычными винтовыми дислокациями и ростовым аналогом дислокаций Франка — Рида. Библ. 20 назв. Илл. 5.

УДК 551.311.231 (470.3)

Современные представления о процессах выветривания и бокситонакопления (на примере Русской платформы). Никитина А.П., Демина В.Н., Киреев Ф.А. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Даны представления об образовании палеозойских латеритных кор выветривания и связанных с ними месторождений бокситов Русской платформы, полученные на основании обобщения и исследования огромного фактического материала. Показано, что древние латеритные коры выветривания, не затронутые более поздними процессами преобразования, принципиально не отличаются от молодых кор по минеральному составу и при благоприятных условиях захоронения сохраняют зональность. Появление в корях выветривания, бокситах и вмещающих их породах минералов, содержащих двухвалентное железо, — шамозита, сидерита, пирита и маловодных окислов глинозема — бемита и примеси диаспора обусловлено воздействием лагунно-болотных вод. Табл. 3, Библ. 18 назв. Илл. 4.

УДК 551.311.231:551.73

Латеритные коры выветривания и бокситообразование в палеозойскую эру. Броневой В.А., Куликова Г.В., Михайлов Б.М. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Изучение палеозойских латеритных кор выветривания показало, что по вещественному составу, строению, закономерностям локализации и усло-

виям формирования они резко отличаются от классических бокситоносных латеритов кайнозоя. Эти особенности не могут быть объяснены воздействием наложенных, эпигенетических процессов, а являются следствием особых условий выветривания в палеозое. Палеозойские латеритные коры выветривания выделяются в особую сублатеритную формацию. В качестве одного из возможных объяснений образования сублатеритной формации рассмотрена гипотеза о воздействии на процессы выветривания высокого атмосферного давления (до 3–15 атм при $t = 75-25^{\circ}\text{C}$). Показано, что при этом стабильными фазами латеритного профиля являются бемит или диаспор (а не гиббсит) и шамозиты (а не каолинит). Табл. 1. Библ. 19 назв. Илл. 2.

УДК 551.311.231:553.492.1 (470.323+6)

Генетическое сходство бокситоносных кор выветривания КМА и Западной Африки. Одокий Б.Н. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Бокситоносные коры выветривания Западной Африки и КМА несмотря на различие во времени образования имеют большое сходство. Оно выражается в приуроченности сравниваемых гипергенных образований к одинаковым морфологическим элементам рельефа; в аналогичном структурном, литологическом и палеоклиматическом контроле; в однотипном зональном строении профилей коры выветривания и в характере изменения в них основных пороодообразующих химических компонентов. Различия в минеральном составе всецело связаны с эпигенетическими преобразованиями продуктов выветривания, проявившимися в древних корах на КМА после их перекрытия болотными субконтинентальными угленосными отложениями. Эти изменения выразились главным образом в бемитизации и шамозитизации первичного гиббситоносного латеритного профиля, а также в сидеритизации, пиритизации и вторичной каолинизации. Отмеченное сходство древних и молодых бокситоносных кор выветривания свидетельствует об одинаковом их генезисе, а следовательно, и одинаковых геологических контролирующих факторах и поисковых признаках. Табл. 1. Библ. 10 назв. Илл. 1.

УДК 551.311.231 (470.323)

Стадиальный анализ древней глиноземной коры выветривания КМА. Сиротин В.И. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

На основании изучения геологии, минералогии и палеогеографии обосновывается возможность стадиального анализа древних кор выветривания на примере глиноземной (латеритной) коры выветривания КМА. В развитии этой коры выделяются следующие этапы: долатеритный, латеритный (бокситообразование), диагенетический, катагенетический, каждый из которых характеризуется определенными минеральными ассоциациями. Качество бокситов обусловлено процессами латеритного и диагенетического (гипергенно-метасоматического) этапов. Стадиальный анализ древних кор выветривания позволяет глубже осмыслить сущность процессов выветривания и их эволюцию на различных этапах развития Земли. Табл. 1. Библ. 33 назв. Илл. 3.

УДК 551.311.231:551.72 (477.4)

Докембрийские неметаморфизованные коры выветривания Украинского щита. Додатко А.Д. — В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Охарактеризованы остаточные коры выветривания, сохранившиеся

в неметаморфизованном виде под отложениями збраньковской свиты овручской серии (доовручская эпоха), толкачевской свиты той же серии (дотолкачевская эпоха), а также под полесскими (рифей) и ольчедаевскими (венд) песчаниками позднего докембрия (дополесская и доольчедаевская эпохи). Остаточные коры развиты преимущественно на кислых породах фундамента и основных эффузивных образованиях позднего докембрия. В докембрийских корях стадийное преобразование полевых шпатов происходило с развитием монтмориллонита, что обусловило широкое распространение этого минерала во второй зоне коры. Монтмориллонит в большинстве изученных разрезов значительно преобразован наложенными процессами и замещен смешанно-слоистыми образованиями гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, иногда гидрослюдой. В дофанерозойских корях глинозем обладал повышенной миграционной способностью, а кремнезем выносился слабо, что указывает на подзолоподобный характер гипергенного преобразования кристаллических пород в докембрии. Показано значение изученных кор в развитии теории корообразования. Табл. 3. Библ. 22 назв. Илл. 4.

**ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

*Утверждено к печати
Научным советом по рудообразованию*

Редактор *Е.М. Камшилина*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художник *Н.В. Илларионова*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *Г.И. Сурова*

ИБ № 17251

Подписано к печати 06.08.80. Т-15805
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,5 + 0,9 вкл.
Уч.-изд.л. 21,9. Тираж 850 экз.
Тип. зак. 1420. Цена 3 р. 60 к.

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

3435