



УДК 553.492.1:553.22:551.735.1(470.32)

Сиротин В.И.

## МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВИЗЕЙСКОГО БОКСИТОНОСНОГО ЛАТЕРИТНОГО ПРОФИЛЯ КМА

Рассмотрена метасоматическая природа коры выветривания и предложена метасоматическая модель формирования и преобразования (диагенез, катагенез) бокситоносного латеритного профиля КМА. Теоретически возможные случаи метасоматического замещения находят подтверждение в модели. Суть гипергенного метасоматоза заключается в работе граничной фазы, в которой наблюдается преобразование свободной поверхностной энергии в связанную через конденсацию нового вещества и связанной в свободную путем ликвидации старых межфазных поверхностей и образования новых. Метасоматоз проявляется как на макроscopicком (породном) уровне в образовании зон первичной и вторичной зональности, так и на минеральном уровне, где наиболее ярко проявляются все парадоксы метасоматоза. Предложенная модель позволила значительно конкретизировать и углубить представления о механизме формирования бокситоносных латеритных профилей.

Метасоматоз как один из способов минералообразования имеет сквозной характер, присутствуя во всех стадиях в ряду: выветривание – диагенез-катагенез-метагенез-метаморфизм-магматотипное замещение [8,13]. В последние годы значительно расширились области применения учения о метасоматозе в гипергенных процессах. В учении о корах выветривания на первых порах идеи метасоматоза не нашли широкого распространения, хотя кора выветривания и рассматривалась некоторыми исследователями как метасоматическое образование [5 и др.]. Учение о метасоматозе и учение о коре выветривания развивались параллельно и независимо друг от друга. Вместе с тем, в рамках обоих учений сложились идентичные направления: физико-химическое, кристаллохимическое, фациально-формационное, историко-генетическое и др. Поэтому начавшееся в середине 60-х годов "наведение мостов" было закономерным, хотя и несколько запоздалым актом, способствующим дальнейшему развитию как учения о коре выветривания, так и теории метасоматоза. К настоящему времени метасоматическая природа коры выветривания, в т.ч. латеритной, завоевала признание [2,3,6,9,12,14 и др.].

### О сущности процессов метасоматического замещения

В условиях метасоматоза теоретически возможны три случая замещения одного минерала другим: объем исходного минерала ( $V_0$ ) может быть равен, меньше или больше суммы объемов новообразованных минералов ( $\sum V_n$ ), связанных с исходным общностью инертных компонентов: 1)  $V_0 = \sum V_n$ ; 2)  $V_0 = \sum V_n + \Delta V$ ; 3)  $V_0 = \sum V_n - \Delta V$  [8]. Указанным соотношениям соответствуют пять типов возникающих метасоматитов: 1) суперкомпенсированные, 2) автокомпенсированные, 3) аллокомпенсиро-

ванные, 4) анхикомпенсированные и 5) акомпенсированные [8]. При рассмотрении механизма метасоматического порообразования обычно выделяют следующие минералы: 1) инертные первичные и инертные метасоматические; 2) подвижные первичные и подвижные метасоматические; 3) освобожденные; 4) осажденные; 5) вытесненные. Все типы замещений, как и выделяемые метасоматические минералы, не являются запрещенными в зоне гипергенеза. Например, в коре выветривания КМА представлены инертные первичные и инертные метасоматические минералы: биотит-серицит, серицит-гипсбит, каолинит-гипсбит, каолинит-бемит и др. К освобожденным минералам относятся гематит и гетит, которые образуются при окислении пирита, биотита и серицита; кальцит – в начальной стадии разложения плагиоклазов. К осажденным минералам относится трещинная генерация: сидерита, кальцита, пирита, гипсбита и др. К вытесненным минералам относится кварц, органические соединения.

Метасоматоз связан с физико-химической динамикой граничных слоев кристаллических решеток и контактирующих с ними водных растворов. Физхимия граничного слоя определяет сущность, отличительные особенности и парадоксы метасоматоза. Метасоматоз – это превращение одних твердых объемных фаз в другие через физико-химическую динамику граничных фаз [13]. Субмикроскопическую систему метасоматоза можно представить в виде трехзонной модели: первичная объемная фаза – рабочая граничная зона – вторичная объемная твердая фаза. В свою очередь, рабочая граничная фаза разделяется на 3 субмикроскопические зоны: 1) забойную, 2) обменную, 3) конденсационную [13]. Физико-химическая сущность метасоматоза на микроскопическом уровне заключается

в координированной работе всех 3-х функциональных зон, что приводит к замещению "объема на объем". Равновесная система может смещаться как в сторону деструктивного замещения с увеличением или с уменьшением объема (метасоматической контракции), так и в сторону интраметасоматоза, иногда с интраметасоматическим разбуханием. Интеграция элементарных актов метасоматоза создает максимальные возможности для псевдоморфизма. Однако интенсивное проявление точечного метасоматоза может привести к образованию "кинетического флюида-проводника" [13], создается обстановка диффузионного перемешивания, что снижает возможности псевдоморфизма до полной его ликвидации. Система переходит в состояние, свойственное предельным диспергитам, коллоидомикросуспензиям, создаются благоприятные условия для перераспределения вещества, развития собственных неунаследованных структур, возникает ряд парадоксальных черт метасоматоза, в частности, сочетание псевдоморфизма с его отсутствием. Суть метасоматоза с точки зрения работы граничной фазы заключается в преобразовании свободной поверхностной энергии в связанную через процессы конденсации нового вещества и связанной в свободную путем ликвидации старых межфазных поверхностей и образования новых. Граничные фазы могут проявляться в различных формах, накладываясь друг на друга, они создают разнообразие структур, которые или унаследуют структурные элементы исходной породы в виде распределения фазовых поверхностей различного качества, или зависят полностью от условий метастабильных граничных фаз с образованием новых структур. Изучение структур и текстур эдуктов и продуктов – это единственный путь, двигаясь которым можно значительно углубить или даже пересмотреть существующие генетические представления и вплотную подойти к расшифровке кинетики метасоматических реакций [2]. Именно поэтому изучение структур и текстур бокситов, их эволюции является отправной точкой всех наших генетических построений [14,15 и др.]. Очевидно, что формирование древних латеритных профилей подчиняется основным закономерностям метасоматоза.

### Метасоматоз и древняя латеритная кора выветривания

**Зональность латеритного профиля КМА.** Сущность зональности состоит в устойчивом и закономерном повторяющемся расположении пород в пространстве, последовательности их развития, что отражается в геологическом разрезе более или менее отчетливыми границами. Возникающая зональность первого порядка имеет надпородный уровень, поскольку зоны коры выветривания можно рассматривать как сообщество пород, связанных единством происхождения, т.е. как фации, определяющие структуру данной формации. Выделяется зональность второго порядка, например, в зоне латерита

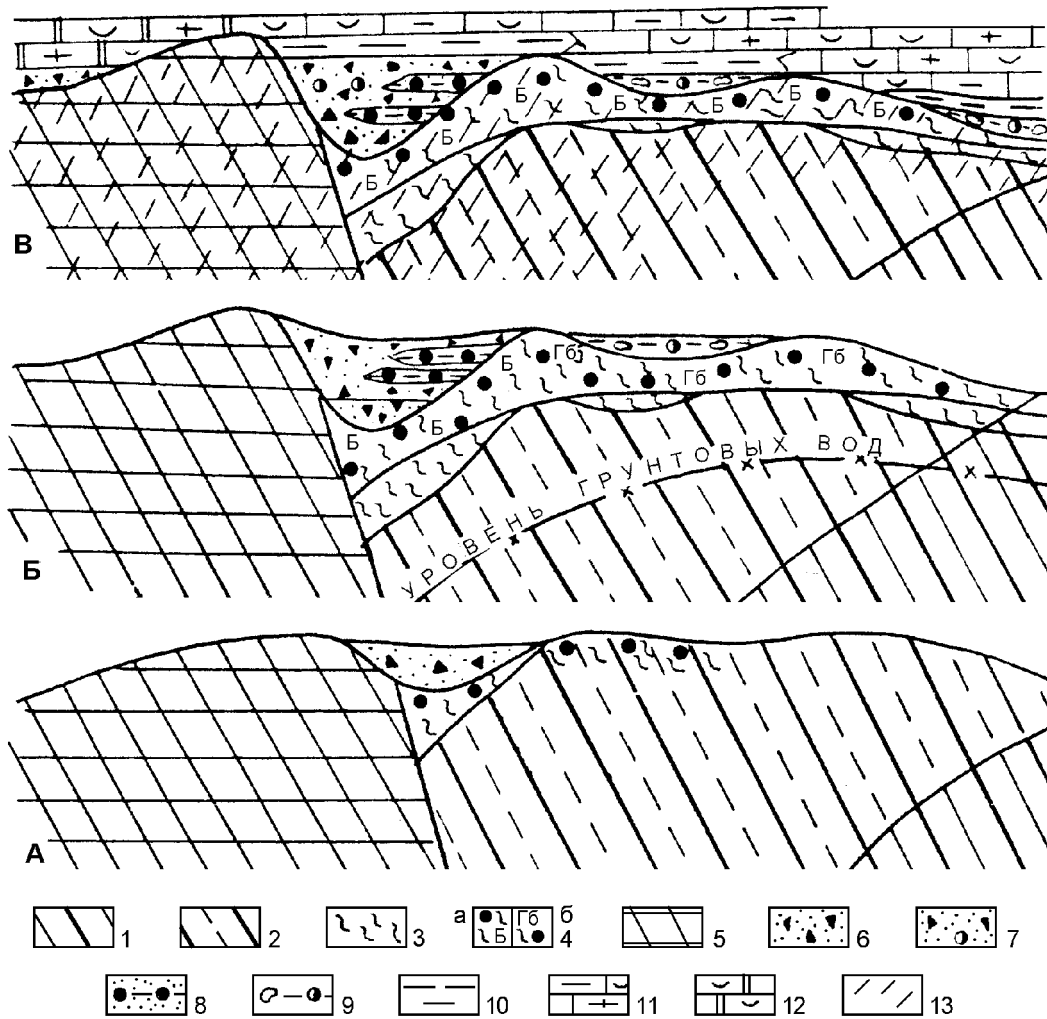
выделяются подзоны аллитов и бокситов (зональность породного уровня); зональность третьего порядка (уровень минералов) широко проявлена, например, в бокситах и выражается в зональном распределении минералов: бемит-бертьерин-каолинит и др. Можно также говорить о зональности четвертого порядка, которая устанавливается с помощью микронзонда, например, зональное распределение элементов в кристалле. Как это следует из установленных минеральных парагенезисов и эволюции структурно-текстурных особенностей пород от эдукта до конечного продукта, образование зональности – процесс многофазный.

В древних палеозойских профилях отсутствует экстралатеритный (сокращенный) тип. Бокситы-латериты развиваются только по породам, прошедшим определенный цикл выветривания. С учетом того, что зоны I и II принадлежат к линейно-площадной, а зоны III и IV – к площадной коре выветривания [15], рассмотрим формирование метасоматической колонки интегрированного профиля выветривания с латеритным покровом.

**История формирования профиля и структуры бокситов с позиции метасоматоза.** Латеритная кора выветривания КМА формировалась многофазно, многостадийно, при этом имеется в виду, что каждая последующая метасоматическая колонка накладывалась на предыдущую.

Долатеритная стадия. Колонка имеет строение 0-I-II, а в зоне "силикатного" карста 0-I-II-III [15]. Более вероятно развитие метасоматической колонки сразу на всю глубину с последующим развитием вышележащей зоны за счет нижележащей. В этом нас, в частности, убеждает существование зоны I-II. Вероятно, ее образование происходило в более специфических условиях постоянного увлажнения непосредственно выше уровня грунтовых вод. Продукты коры выветривания – типичные акомпенсированные метасоматиты, гидрометасоматиты, преобладает вынос вещества. В зоне II, особенно в верхней ее половине, наблюдается метасоматическая контракция по типу когезии, что приводит к увеличению концентрации  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и, вероятно,  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$  в единице объема. Происходит обогащение и окончательное формирование бокситоматеринского субстрата – "родителей" бокситов [15].

Латеритная стадия. Формируется новая метасоматическая колонка IV-III или IV-II (рис.1), т.е. образуются бокситы-латериты и одновременно усиливается каолинитизация в зоне II, что приводит местами к расширению объемов, занятых зоной III. Механизм формирования метасоматической колонки весьма близок к тому, который описывает В.А.Бронева [3,4]: в начале образуется латерит непосредственно по субстрату, но в дальнейшем, вероятно, при затухании латеритного процесса, каолинит во фронтальной части может "отрываться" от зоны латерита и, таким образом, последняя подстилается каолинитовой зоной собственной метасома-



**Рис.1. Эволюция латеритного покрова (вариант с карстовым рельефом):** А – раннепротерозойское время, акомпенсированные метасоматиты; усадка по типу когезии. Начало латеритизации (алюминиевого метасоматоза). Б – позднепротерозойское время (первая половина); авто- и анхикокомпенсированные метасоматиты; В – позднепротерозойское время (вторая половина); авто- частично алло- и акомпенсированные метасоматиты. Алюминиевый, железный, кремнистый метасоматоз. 1 – зона I; 2 – зона II, серицитовая с примесью каолинита; 3 – зона III, каолинито-серицитовая и серицит-каолинитовая; 4 – зона IV, латеритная: а – бемитовая, б – гиббситовая; 5 – богатые железные руды; 6 – переотложенные железные руды (конгломерато-брекчии); 7 – то же со свободным глиноземом (железо-алюминиевые руды); 8 – красные тонкодисперсные бокситы; 9 – обломочные бокситовые породы (с гиббситом и бемитом); 10 – глины углестые; 11 – известняки органогенно-обломочные; 12 – известняки доломитизированные; 13 – породы коры выветривания, метасоматически измененные в диагенезе и катагенезе.

тической колонки. Интегрированный профиль выветривания приобретает вид: 1) 0-I-II-IV или 2) 0-I-II-III-IV (рис.1). В условиях интенсивного выноса  $\text{SiO}_2$  и щелочей возникает критическая пористость, что в свою очередь создает благоприятные условия для метасоматической контракции и дрейфа алюминия, железа и титана. Имеется определенное различие в механизме концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в бемитовом и гиббситовом первичных профилях: в бемитовом профиле субстрат испытывает когезионную контракцию в полном объеме до начала образования бемита, при этом резко возрастает величина "плочного всасывания" воды капиллярно-пористым (каолинит-серицитовым) агрегатом, что доказано экспериментально [13]. В колонке проявлялась метакolloидная (возможно, в начале процесса – аморфная) фаза оксида алюминия (бемита). Можно

предполагать, что в самом верху была зона сплошной гелефикации с преобладанием бемитовой фазы (обломки гелеморфных бемитовых бокситов встречаются исключительно редко). Возможно, эта предполагаемая зона метакolloидного бемита самоликвидировалась в результате "потребления" для "внутренних целей", для поддержания аутометасоматических процессов в зоне латерита. Остальная часть зоны латерита была обогащена кремнистоалюможелезистым гелем, особенно вдоль зон интенсивного водообмена и транзита, где могли создаваться условия кинетического флюида [13]. В некотором удалении от зон интенсивного водообмена сохраняются условия для псевдоморфизма, здесь обособляются будущие псевдобобовины, сохраняющие реликтовую текстуру каолинит-серицитовых пород. В гиббситовых профилях избирательная кристаллизация

гиббсита в пятнах-очках происходит до когезионной контракции, они "держат объем" неуплотненного каолинит-серицитового субстрата, а последующее когезионное уплотнение приводит к образованию микроплойчатой текстуры основной массы [14,15 и др.]. Таким образом, в этих породах пятна-очки изобъемны, их не касается механизм образования микроплойчатости, что позволяет их использовать для определения коэффициента уплотнения при формировании латеритного профиля (по П.В.Зарицкому) [7]. Если весь гиббсит в пределах пятен-очков возникает в результате конечного гидролиза серицита и каолинита, заключенных в их объеме, то должен возникать прирост пористости к уже существующей на 35 % [15], т.е. они должны быть сильно пористыми образованиями. В действительности пятна-очки не имеют высокой пористости. Это дает основание считать, что гиббсит в пятнах образуется не только за счет "местного сырья", но и за счет привнесенного  $Al_2O_3$ , т.е. пятна-очки являются остаточными-автометасоматическими образованиями. Эта часть гиббситового профиля с точки зрения метасоматоза характеризуется противоречивостью, парадоксом метасоматоза: с одной стороны, наблюдается сохранение реликтовой лепидобластовой структуры и реликтовой сланцевой текстуры (и, следовательно, псевдоморфное замещение с тенденцией к сохранению объема), но с другой стороны, отмечаются явная контракция по типу когезии, микродеформации, микроплойчатость, причем последняя возникает независимо от пятен-очков [14,15]. Выше по разрезу увеличивается количество пятен-очков, а объем псевдоцемента (основной массы) уменьшается, причем в нем происходят существенные структурно-текстурные и минеральные изменения: наряду с микроплойчатостью появляется пластическая деформация микроскладок; явление перетекания вещества, что сопровождается постепенным уничтожением реликтовой текстуры сланцев; вполне закономерно при этом уничтожается и рисунок облекания основной массой пятен-очков. Справедливости ради, с целью выяснения последовательности формирования гиббситового профиля, рассмотренный механизм изменения структурно-текстурных особенностей необходимо характеризовать в обратном порядке: сначала (сверху) сплошная гиббситизация, затем избирательная гиббситизация и, наконец, спорадическая гиббситизация (внизу) с образованием "очковой" структуры. И в гиббситовом профиле псевдоцемент в ряде случаев вполне можно рассматривать как результат далеко зашедшего точечного метасоматоза, приводящего к образованию кинетического флюида, "перемешиванию" и ликвидации псевдоморфизма [13].

Основная работа конденсационной зоны граничной фазы заключается в образовании метасоматита (латерита). Конденсация – это образование зародышей (бемита и гиббсита) и их дальнейший рост. Намечается два пути конденсации: 1) в гиббситовых

профилях наблюдается рост зародышей и переход их в макрокристаллы, причем кристаллосборка вполне соответствует схеме деструктивно-эпитаксиальных превращений [5,11 и др.]; 2) в бемитовых профилях кристаллические зародыши, вероятно, приобретают свойства "мицелл", они удерживаются базовой поверхностью, их агрегация в макрокристаллы затрудняется и вместо кристаллической пленки образуется пленка граничного коллоида, которая затем может испытать перекристаллизацию. Таким образом, в результате процессов конденсации вещества твердое тело латерита будет наращиваться за счет возникновения в адсорбированном слое граничных кристаллических (гиббситовых) или метакolloидных (бемитовых) пленок с последующей раскристаллизацией.

Диagenетическая стадия. Изменение параметров физико-химической среды в латеритном профиле вызывает формирование диagenетической метасоматической колонки, которая накладывается на латеритную, а нередко – и на долатеритную колонки. Не уничтожая зональности латеритной коры выветривания, диagenетическая колонка значительно усложняет ее строение. Формируются фациальные типы профилей (таблица). Наиболее распространенной является следующая метасоматическая колонка (рис.1,2). Строение метасоматической колонки зависит от степени привноса – выноса алюминия, железа и привноса кремнекислоты в конкретной фациальной обстановке захоронения латеритного профиля. Формирование диagenетической колонки характеризуется противоречивостью: с одной стороны, оно начинается от уровня грунтовых вод (снизу) при его относительно стабильном положении, но резко усиливается (сверху) при максимуме, например, тульской или алексинской трансгрессии [13]. Незначительные опускания уровня грунтовых вод приводили к вклиниванию окислительных процессов [14,15 и др.].

Рассмотрим существо метасоматических процессов в выделенных диagenетических подзонах (рис.2). Подзона IVд (сверху вниз) представляет собой результат кремниевое метасоматоза с привносом кремнекислоты; алюминий иногда остается неподвижным, но чаще – слабо или умеренно выносятся; железо выносятся (глеевый профиль), стабильно или накапливается. Предельным случаем метасоматоза является образование каолинитовых ("сухарных глин") и бертьериновых пород (соответственно промывная и застойная среды). Структурно-текстурные признаки бокситов уничтожаются, сохраняются "тени" псевдобобовин.

Переход к нижележащей подзоне постепенный, иногда резкий: глиноподобные разности бокситов (вниз по разрезу) сменяются каменистыми. Сохраняются структурно-текстурные признаки бокситов и реликты минералов свободного глинозема (бемита или гиббсита), аллиты сменяются низкокачественными бокситами. Образование этой метасоматической подзоны происходит в специфических

Таблица

Фациальные типы профилей на стадии диагенетического преобразования бокситов

Типы профилей по степени подвижности основных компонентов	По подвижности железа		По подвижности кремнекислоты		Минералогические типы	Другие диагенетические процессы
	По подвижности $Al_2O_3$	По подвижности $Fe_{общ}$ с перераспределением в пределах зоны IV	С привносом кремнекислоты	С подвижности кремнекислоты		
I. Стабильного $Al_2O_3$	1. Глеевый	1. Глеевый 2. Стабильного $Fe_{общ}$ с перераспределением в пределах зоны IV 3. Глеевый 4. С накоплением железа 6. С накоплением железа	С привносом кремнекислоты	С подвижности кремнекислоты	Гиббситовый	Пиритизация
	1. Глеевый		С привносом кремнекислоты	С подвижности кремнекислоты	Бемитовый	" - "
	2. Стабильного $Fe_{общ}$ с перераспределением в пределах зоны IV		Без привноса кремнекислоты	Без подвижности кремнекислоты	Гиббситовый	Сидеритизация
II. Незначительной миграции; привноса и транзита $Al_2O_3$			С привносом кремнекислоты	С подвижности кремнекислоты	Гиббситовый, гиббсито-бемитовый, бемитовый	Пиритизация
			Без привноса кремнекислоты	С подвижности кремнекислоты	Бемитовый, бемитовый	Сидеритизация
			С незначительным привносом кремнекислоты	С подвижности кремнекислоты	" - "	" - "

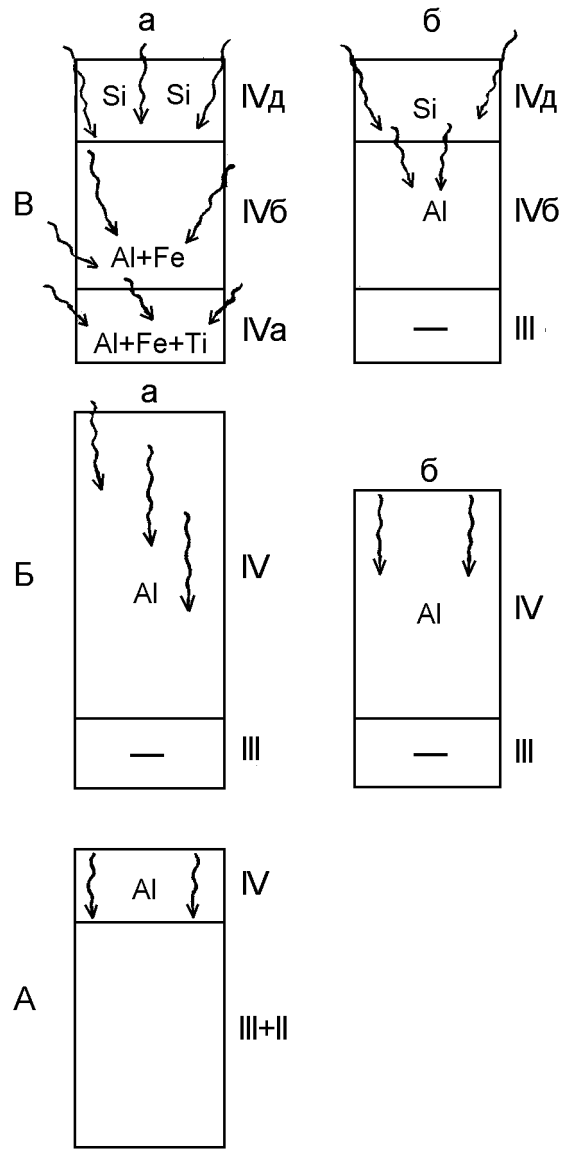
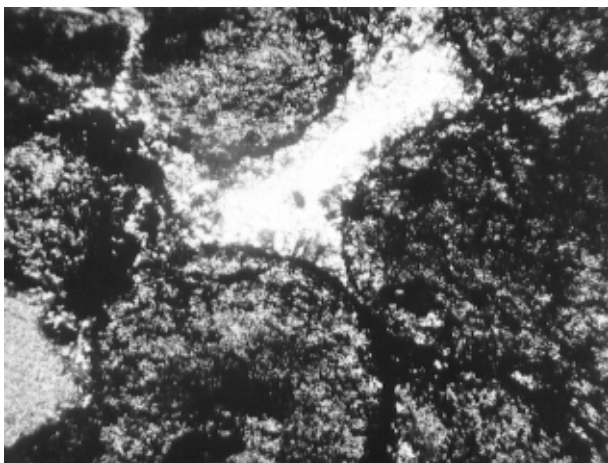


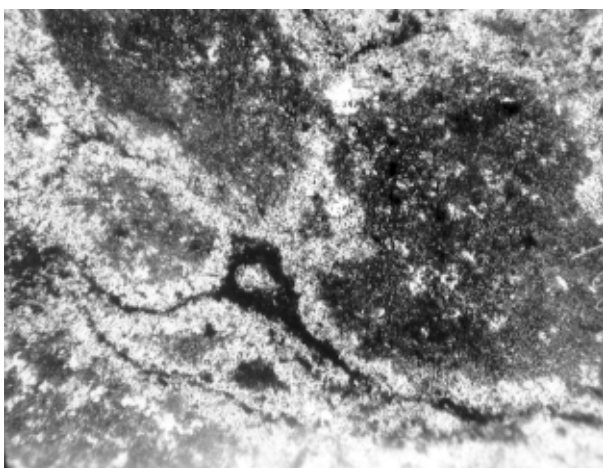
Рис.2. Схема развития метасоматических колонок во времени: А – киселовско-ранневизейское время; Б – поздневизейское время (первая половина); В – поздневизейское время (вторая половина). Варианты строения зоны IV: а – трехчленное, б – двухчленное; подзоны IVa – нижняя аллитная; IVб – кондиционных бокситов; IVд – дебокситизации. Стрелками показан привнос элементов.

условиях подвижности железа, алюминия и титана, привноса и транзита кремния. Породы зоны вполне можно рассматривать как гипергенные аллометасоматиты. За исключением самой верхней части профиля метасоматоз протекает изобъемно.

Подзона IVб наиболее разнообразна как по минеральному составу. Так и по структурным признакам. Она включает все промышленные и литолого-минералогические типы бокситов [10,14,15 и др.] и представляет метасоматически преобразованную зону латерита. С геохимической точки зрения это зона определенной подвижности и перераспределения алюминия, железа и титана. Ее можно также характеризовать как зону алюмогелевого метасоматоза, приводящего к бемитизации, бертьеринизации



**Рис.3. Псевдобовиный макропористый бертьерин-бемитовый боксит:** Бемит II в оторочках псевдобовин, в центре – пора. Скви. 636. Гостищевское месторождение. Николи II. Увеличение 45. В псевдобовинах – микроучастки кристаллов бемита.

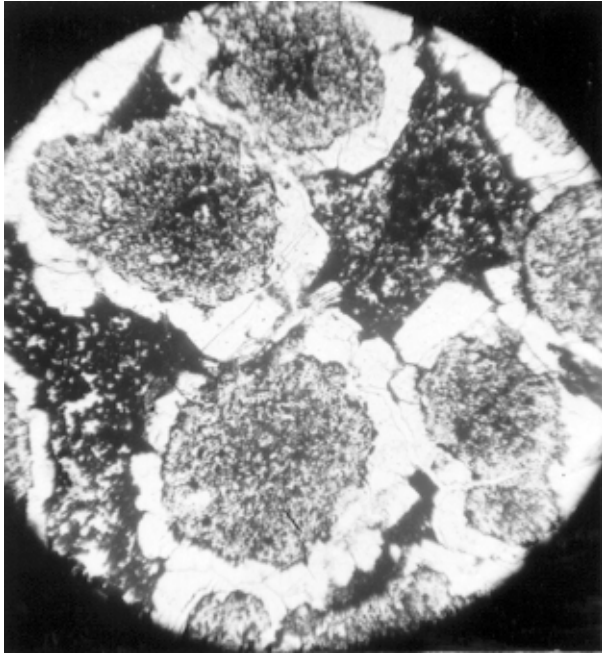


**Рис.4. Боксит псевдобовиный плотный, бертьерин-бемитовый:** скви. 789, гллуб. 478,11 м. Белгородский участок КМА. Николи II. Увеличение 50. В оторочках – бемит.

с последующей раскристаллизацией гелей. Роль кремниевого метасоматоза незначительна и убывает сверху вниз до полной ликвидации в таких типах бокситов, как макропористые псевдобовиные и "губчатые". Эволюция структур и типов бокситов детально рассмотрена нами в работах [14 и др.]. Псевдобовиная структура может частично рассматриваться как унаследованная от латеритной стадии, но она приобретает окончательную завершенность лишь на диагенетической стадии. Все макропористые структуры бокситов, а также все микроструктуры псевдобовин и псевдоцемента могут быть описаны с позиций гипергенного метасоматоза и, в частности, физики граничного слоя с учетом пестроты распределения геохимических барьеров и, в частности, окислительно-восстановительного потенциала. Рассмотрим, например, образование широко распространенных в бокситах оторочковых (крустификационных) структур. Базовой поверхностью для оторочек являются псевдобовины. С внешней стороны (в псевдоцементе) минеральные ассоциа-

ции всегда указывают на понижение окислительно-восстановительного потенциала, а с внутренней стороны (вокруг псевдобовин) еще сохраняются следы окислительной обстановки ("рубашка" гематита). Возникновение оторочек наиболее удачно описывается с позиций особенностей работы конденсационной зоны с образованием метаколлоидных фаз в условиях ликвидации "последних оплотов" окислительной обстановки. Наиболее вероятно, что кристаллические зародыши приобретают свойства мицелл и поведение их будет зависеть от притяжения к базовой поверхности или отталкивания от нее под влиянием вандерваальсовских сил и от взаимного притяжения или отталкивания под влиянием двойного электрического слоя. При образовании бемитовой оторочки возможны следующие варианты: 1) суммарные силы притяжения друг к другу и к базовой поверхности меньше сил отталкивания – мицеллы выталкиваются за пределы граничной фазы в объемную, где они могут служить затравками для объемной кристаллизации (рис.3): например, в псевдобовином плотном типе боксита нередко оторочек бемита нет, или она плохо выражена, а в псевдоцементе наблюдаются микроучастки кристаллизации бемита [15]; 2) адгезионные силы притяжения больше сил отталкивания, наблюдается конденсация с образованием пленки-оторочки (рис.4) из кристаллического бемита [15]; 3) силы притяжения уравновешены силами отталкивания, образуется метаколлоидная пленка бемитового или бертьеринового геля; 4) силы отталкивания и притяжения уравновешены, однако, нет равновесия между мицеллами и базовой поверхностью, а также зарядами адсорбционного слоя, начинает преобладать отталкивание, пленка граничного коллоида вытесняется из граничной фазы и затем или рассасывается, или стягивается в пределах поры в каплю геля с последующей кристаллизацией. Хотя коллоидизация адсорбированного слоя достаточно распространенное явление, но в граничной фазе из истинных растворов вполне могут сразу формироваться кристаллические среды – наблюдаются матричные механизмы кристаллосборки на фазовых границах (формирование двумерных зародышей, а на их основе – трехмерных кристаллов). Таков, вероятно, механизм образования крустификационных структур в гиббситовых псевдобовиных бокситах [15]. Кристаллы гиббсита в оторочках (рис.5,6) можно рассматривать как результат диспергирования (растворения), производимого забойной зоной и последующей кристаллосборки в конденсационной зоне (рис.4). При этом на границе забойной зоны и базовой поверхности аккумулируется пленка из коллоидных гидроксидов железа, создающая диффузионное торможение перед забойной зоной и в конечном счете прекращающая процесс перекристаллизации гиббсита. Формирование метаколлоидных твердых пленок, "бронирующих" участки пород от активного замещения, является основной причиной сохранности останцов первичного субстрата в массе





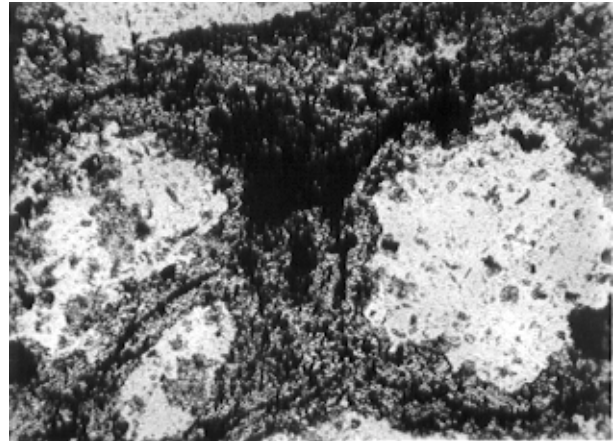
**Рис.5. Боксит псевдобовиный плотный бертьерин-гидрогематит-гипбситовый:** в псевдобовинах – гипбсит I с примесью гидрогематита и бертьерина, в оторочках – гипбсит II. Скв. 1137. Ольховатское месторождение. Николи II. Увеличение 35.



**Рис.6. Оторочки крупнокристаллического гипбсита II вокруг псевдобовин бертьерин-гипбситового боксита:** скв. 1230, глуб. 597,0 м. Петропавловский участок. Николи II. Увеличение 25.

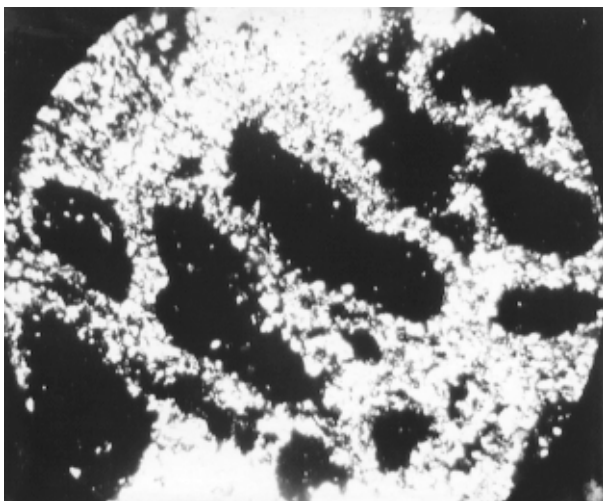
метасоматита. Например, на латеритной стадии часто сохраняются без изменения чешуйки серицита, окруженные аморфными гидроксидами железа: на латеритно-диагенетической стадии сохраняются останцы латерита (псевдобовины) при полном метасоматическом замещении псевдоцемента каолинитом.

В целом в рассматриваемой зоне преобладает гелевый метасоматоз [13]. Важной отличительной чертой которого является сосуществование с истинными растворами объемной фазы, содержащими закисное железо, кремнекислоту, а на более поздних этапах диагенеза – Mg, Ca и другие компоненты. Подобное сосуществование создает широкие возможности для формирования смешанных гелеморф-



**Рис.7. Боксит макропористый, губчатый, бемит-бертьериновый:** скв. 430. Ольховатское месторождение. Николи II. Увеличение 40. Светлое – поры, серое – агрегат бемита, бертьерина и гели (в центре).

ных веществ и стадийного метасоматического преобразования латеритов. Особенно интенсивно эти процессы проявлены в псевдоцементе, который характеризуется микрizonaльным строением, удивительно точно совпадающим и повторяющим макро-зональность диагенетической колонки в целом (один из парадоксов метасоматоза). Таким образом, в микрizonaльности запечатлевается как бы история латеритного профиля в целом. В связи с этим особо следует отметить развитие диагенетической пористости, которая развивается как при растворении вещества псевдоцемента, так и вещества псевдобовин. В последнем случае растворение гипбсита вполне можно рассматривать как интенсивное проявление работы забойной зоны, приводящей к диспергированию (растворению) и выносу раствора в псевдоцемент, где происходит кристаллизация бемита непосредственно или через стадию метаколлоидных веществ (гелей). В макрообъемах это приводит к замещению первичных гипбситовых бокситов макропористыми "губчатыми" бемитовыми [14]. Наличие реликтовой, гелеморфной фазы в "замороженном виде" свидетельствует о более широком распространении гелей в бокситах латеритной стадии и последующей собирательной их перекристаллизации с участием поровых растворов. Чаще всего развивается микрizonaльность двух типов: 1) пора (бывшая гипбситовая псевдобовина) – бемит кристаллический (в оторочке или без нее) – бемит скрытокристаллический с примесью бертьерина – бурый гель (рис.7); иногда межпоровое пространство полностью представлено бемитом (рис.8); в геле, а также в порах иногда сохраняются реликты серицита [14], 2) в других случаях развивается пористость в псевдоцементе и возникает иная зональность: пора (центральная часть псевдоцемента) – каолинит (иногда в смеси с бертьерином) – бемит кристаллический (в оторочках, в смеси с бертьерином) – псевдобовина (существенно гипбситового, бертьерин-гипбситового, бертьеринового с примесью бемита состава). Исходя из тезиса: микрометасоматические колонки должны отражать строение



**Рис.8.** Боксит макропористый губчатый бертьерин-бемитовый: скв. 1559, глуб. 586,7. Белгородский участок. Николи II. Увеличение 40. Темное – поры, светлое – бемит с примесью бертьерина.

макроколонки (один из парадоксов метасоматоза), первый тип микрозональности отражает бемитизацию профиля с повышением качества бокситов (Висловское месторождение); второй тип отражает также бемитизацию гиббсита, но неполную, качество бокситов зависит от степени бертьеринизации и каолинизации, если она высокая; в целом метасоматическая микрозональность доказывает полное растворение верхней части латеритного профиля и перераспределение вещества при формировании метасоматической колонки в макрообъемах.

Подзона IVa соответствует нижней аллитной подзоне интегрированного профиля (см. рис.2), структурно-текстурные особенности и вещественный состав ее описаны в работах [10,14,15 и др.]. По существу она представляет метасоматически преобразованную верхнюю часть литомаржа первичной метасоматической колонки. В каждом конкретном случае она оказывается всегда более железистой (бертьеринизированной) по сравнению как с вышележащими зонами метасоматической колонки. Здесь обычно располагается нижний максимум бертьеринизации. В верхней половине подзоны породы имеют структурно-текстурные особенности бокситов. В нижней половине подзоны породы не отличимы по текстурным особенностям от нижележащей зоны III. Ее вполне можно рассматривать как зону железистого и алюможелезистого авто- и аллометасоматоза. Пористость пород зоны часто обычная для зоны литомаржа, но нередко резко падает, что наблюдается при сплошной бертьеринизации, при которой развитие бертьерина по серицит-каолининому агрегату сопровождается выполнением микропор.

### Выводы

1. Интегрированный профиль выветривания КМА с латеритным покровом вполне можно рассматривать как результат многоэтапного "полихронного" метасоматоза, поэтому продукты пред-

шествующего этапа метасоматоза могут рассматриваться как первичные по отношению к продуктам последующих стадий. Акомпенсированные метасоматиты первой (долатеритной) стадии сменяются метасоматитами с контракцией и автометасоматитами, а последние – диагенетическими метасоматитами с существенным перераспределением вещества.

2. При рассмотрении метасоматических колонок, особенно латеритно-диагенетической стадии, в полной мере проявляется противоречивость и парадоксальность метасоматических процессов. Вот некоторые парадоксы гипергенного метасоматоза: 1) При формировании метасоматической колонки имеется тенденция к образованию зон с четкими границами и тенденция к формированию нечетких постепенных, расплывчатых границ. Последняя особенно ярко проявляется существованием микрозональности, когда микрозона, например, кондиционного боксита может характеризоваться зональным распределением вещества, повторяющим строение макроколонки. 2) Структурная чувствительность (псевдоморфизм) и структурная независимость метасоматоза, которые ярко проявляются в сохранении, например, реликтовой текстуры сланцев в псевдобоковинах и полном ее уничтожении в псевдоцементе в основной массе "губчатых" бокситов. 3) Избирательность замещения и всезаменяемость при метасоматозе. Например, каолинизация, с одной стороны, развивается селективно – по псевдоцементу, но, с другой стороны, может развиваться предельносплошная каолинизация, при которой полностью уничтожается структура исходных пород и могут сохраняться лишь "тени", "вуали" псевдобоковин. 4) Повышение плотности массы при замещении (например, в бертьериновых породах); уменьшение плотности (например, в губчатых бокситах). 5) Сохранение объема при замещении и метасоматическая контракция. 6) Метасоматоз с образованием пористости и метасоматоз без заметного прироста пористости, без заполнения или с заполнением пор. В целом рассмотренная метасоматическая модель подтверждает: 1) латеритный процесс визейского века – это суммарная (аккомпенсированная и автометасоматическая) концентрация в единице объема Al, Fe, Ti, сопровождаемая минеральной контракцией, и 2) стадийность бокситообразования.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Алесковский В.Б. Химия твердых веществ. –М., 1979. –155с.
2. Боголепов В.Г. Геологические аспекты метасоматических реакций // Минералогия и генетические особенности месторождений Казахстана. –Вып. 1. –Алма-Ата, 1975. –С. 4-37.
3. Бронева В.А. Метасоматизм в зоне гипергенеза // Метасоматизм и рудообразование. –М., 1975. –С.71-80.
4. Бронева В.А. О некоторых особенностях формирования бокситоносного элювия // Докл. АН СССР. –1981. –Т. 260, № 2. –С. 469-474.



5. Геохимия литогенеза. –М., 1963. –460с.
6. Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР / Д.Г.Сапожников, А.П.Никитина и др. –М., 1978. –256с.
7. Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений (на материалах Донецкого бассейна). –Харьков, 1970-1971. –Ч. 1-2.
8. Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. –М., 1968. –364с.
9. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. –Новосибирск, 1978. –152с.
10. Клекль В.Н., Сиротин В.И. Литолого-минералогические типы бокситов Белгородского района КМА и их промышленное значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. –1972. –№ 10. –С. 89-107.
11. Лебедев В.И. О механизме преобразования кристаллических веществ в процессах эпигенеза – явление дэпитизации // Вестн. ЛГУ. –1981. –№ 12. –С.21-35.
12. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. –Л., 1986. –240с.
13. Поспелов Г.П. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. –Новосибирск, 1973. –355с.
14. Сиротин В.И. История минералов свободного глинозема и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА // Литология и полезн. ископаемые. –1973. –№ 6. –С.68-83.
15. Сиротин В.И. Стадиальный анализ древней глиноземной коры выветривания КМА // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. –М.: Наука, 1980. –С.239-253.

УДК 551.248:550.311:551.73(470.5)

Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В., Андреев В.Л.

## ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ИЗОТОПНОЕ ОМОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ДОУРАЛИД И ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА В ПАЛЕОЗОЕ

Анализ палеозойских изотопных датировок доуральских комплексов Северной и Приполярной частей Западного Урала позволил выделить их частотные максимумы (440-420, 400-380 и 360-330 и 300-250 млн. лет). Показана синхронность основных эпизодов ремобилизации доуралид Западного Урала с этапами эволюции уралид Восточного Урала и несоответствие их стадиям омоложения гранитоидов Кокчетавского массива Казахстана. Сделано предположение о принадлежности уралид к средне-позднепалеозойской активной окраине Восточно-Европейского, а не Казахстанско-Киргизского континента.

Начиная с 1948 г., после известной публикации Н.П.Хераскова [8], за крупнейшими тектоническими комплексами Урала: нижним – позднекембрийско-среднекембрийском (байкальским) и верхним – позднекембрийско-позднепалеозойским (каледоно-герцинским), закрепились названия доуралиды и уралиды, соответственно.

Уралиды распространены как на западном, так и на восточном Урале. Различия западноуральских и восточноуральских комплексов уралид общеизвестны и заключаются в следующем. На западе это, главным образом, дислоцированные толщи терригенно-кремнистых и терригенно-карбонатных пород, охватывающие стратиграфический интервал от верхнего кембрия до верхов палеозоя включительно. Базальные образования этого комплекса представлены мощными (до 1000 м) существенно песчано-конгломератовыми толщами (тельпосская свита Среднего, Северного и Приполярного Урала и её аналоги в других частях Западного Урала), налегающими со стратиграфическим несогласием на различно метаморфизованные толщи рифея и венда.

В противоположность уралидам Западного Урала, восточноуральские уралиды представлены преимущественно вулканогенно-осадочными, вулканогенными и гранитоидными образованиями возрастного диапазона от аренига до поздней перми. Их взаимоотношения с фрагментарно развитыми здесь комплексами доуралид исключительно текто-

нические у стратифицированных образований, и интрузивные у гранитоидов.

Западные уралиды в рамках учения о геосинклиналях обычно интерпретируются как комплекс каледоно-герцинской миогеосинклинали, а в тектонике литосферных плит – как комплекс палеозойской пассивной (атлантического типа) окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Соответственно, уралиды Восточного Урала рассматривают либо как эвгеосинклинальные, либо как образования, формирование которых происходило преимущественно на активных окраинах Уральско-палеоокеана.

В строении уралид Восточного Урала участвуют несколько крупных разновозрастных среднепалеозойских ассоциаций структурно-вещественных комплексов осадочно-вулканогенных и осадочных пород. Наиболее древняя из них распространена в Тагильской зоне Среднего и Северного Урала и Карталинско-Варненской зоне Южного Урала. А более молодая - слагает Магнитогорскую зону Южного Урала и её продолжение на Среднем и Северном Урале. В мобилистских построениях эти ассоциации интерпретируются как образования древних островодужных систем. Активное развитие этих систем имело место в силуре и в эмско-фаменское время, то есть., соответственно, во временные интервалы, ограниченные рубежами примерно 450 – 420 и 400-360 млн. лет.