

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
"Воронежский государственный университет"
(ФГБОУ ВО ВГУ)

На правах рукописи

Овчинникова Марина Юрьевна

**Эволюция кор выветривания пород нижнепротерозойской железисто-
кремнисто-сланцевой формации Курской магнитной аномалии (КМА) в
палеозое**

Специальность: 25.00.06 – Литология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель –
доктор геолого-минералогических наук,
профессор А.Д. Савко

Воронеж, 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ КМА.....	12
1.1. Стратиграфия и тектоника.....	14
1.1.1. Архейская и протерозойская акротемы.....	20
1.1.2. Магматические образования раннего докембрия.....	24
1.1.3. Фанерозойская эонотема.....	25
ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА КМА.....	27
ГЛАВА 3. ЭПОХИ ОБРАЗОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ КМА.....	35
ГЛАВА. 4. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕЖРУДНЫХ СЛАНЦЕВ.....	40
4.1. Морфология и литология коры выветривания сланцев.....	40
4.2. Минеральный состав коры выветривания межрудных сланцев.....	51
4.2.1. Гипогенные минералы.....	51
4.2.2. Гипергенные минералы.....	53
4.2.3. Диагенетические и эпигенетические минералы.....	63
ГЛАВА 5. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ.....	69
5.1. Морфология и литология коры выветривания железистых кварцитов.....	69
5.2. Минеральный состав коры выветривания железистых кварцитов.....	82
5.2.1. Гипогенные минералы.....	82
5.2.2. Гипергенные минералы.	85
5.2.3. Диагенетические и эпигенетические минералы.....	90
ГЛАВА 6. БИОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И СЛАНЦЕВ.....	94

6.1. Биоморфные структуры в коре выветривания железистых кварцитов	98
6.2. Биоморфные структуры в коре выветривания межрудных сланцев.....	105
ГЛАВА 7. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПАЛЕОЗОЯ КМА.....	111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	123
ЛИТЕРАТУРА.....	126

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность и степень разработанности темы. С корами выветривания (КВ) КМА, развитыми на породах железисто-кремнисто-сланцевой формации, расположенной в западной части Воронежской антеклизы (ВА), связаны крупные месторождения богатых железных руд (БЖР) и бокситов. Это определяет постоянный интерес к их изучению, которое проводится с середины шестидесятых годов прошлого столетия. За это время о КВ были написаны многочисленные статьи, ряд монографий и диссертационных работ, отражавших состояние их изученности на определенные отрезки времени по мере поступления каменного материала и выполнения аналитических исследований. В последних опубликованных работах по БЖР [Никулин, Савко, 2015] и бокситам [Сиротин, Белявцева, 2016] подведены итоги многолетних исследований по этим полезным ископаемым с анализом предшествующих работ. Большое количество залежей БЖР и бокситов КМА остаются невостребованными из-за сложных геологических условий. Вместе с тем остался нерешенным ряд вопросов, связанных с вещественным составом, последовательностью формирования минеральных ассоциаций при выветривании, сопоставлению зональности КВ на разных материнских породах. Практически не исследовано влияние органики на выветривание железистых кварцитов и сланцев, важнейшую роль которой отмечал В. П. Петров [1967], считая КВ древними почвами. До последнего времени этапность и эволюция корообразования на КМА разными авторами трактуется неоднозначно. Это вызвано и тем, что КВ на железистых кварцитах (БЖР) и сланцах (бокситы или каолины) рассматривались отдельно, хотя они представляют единую толщу. Как показано в работах Н. Н. Зинчука и др. [2005, 2007, 2008], ничто лучше не может высветить особенности каждого этапа геологической истории, чем емкая характеристика возникших в соответствующее время основных рудных и нерудных аккумуляций. В этом плане регион КМА является чрезвычайно благоприятным объектом, поскольку здесь имеется ряд

месторождений разных этапов палеозоя. Всё вышеизложенное и определило постановку настоящей работы.

Цель работы: стадийный анализ вещественного состава кор выветривания пород железисто-кремнистой формации КМА для выявления его эволюции в палеозое и определение роли биогенного фактора в образовании богатых железных руд и бокситов.

Для достижения поставленной цели требовалось решение следующих **задач:**

1. Изучение фондовых и литературных источников по геологии докембрийских пород и КВ по ним на территории КМА и ВА.
2. Отбор образцов КВ по керну скважин, из карьеров и Яковлевской шахты КМА;
3. Изучение и уточнение состава и количественных соотношений минералов КВ традиционными петрографическими и аналитическими методами исследований;
4. Определение органики и её роли при формировании КВ на территории КМА;
5. Выявление особенностей и отличий в формировании разновозрастных КВ палеозоя;
6. Выяснение особенностей контролирующих факторов и последовательности формирования минеральных ассоциаций в КВ по железистым кварцитам и межрудным сланцам;
7. Корреляция зональности разновозрастных КВ на различных по составу материнских породах;
8. Установление эволюции минерального состава рассматриваемых КВ и этапности формирования месторождений БЖР и бокситов;
9. Оценка возможности практического использования полученных научных результатов исследований для разработки полезных ископаемых, связанных с КВ.

Научная новизна. Показано, что при выветривании в палеозое межрудных сланцев железисто-кремнисто-сланцевой формации реализуется каолинитовый

профиль. Бокситы образовывались только в позднетурнейско-ранневизейское время на межрудных сланцах в пределах гряд железистых кварцитов, возвышающихся в рельефе докембрия, в Белгородском районе КМА. В его северной части развиты преимущественно гиббситовые, в южной – бемитовые бокситы. В них минералы глинозема образуются непосредственно по иллиту и бертьерину, а также остаточному каолиниту из более древних КВ.

Установлено, что образование БЖР КМА происходило уже в додевонское время. Оно начиналось в зоне гидратации (иллитовой), продолжалось в зоне гидролиза (каолинитовой, бертьериновой) и достигло максимума в латеритном профиле. В этом же направлении увеличиваются мощности и разнообразие типов руд. При этом появляется ассоциация промежуточных минералов, среди которых ведущую роль играют мартит и бертьерин.

По результатам изучения минерального состава КВ выделены 5 этапов формирования КВ: додевонский, девонский, позднетурнейско-ранневизейский, диагенетический, эпигенетический и установлены характерные комплексы минералов для каждого из них.

Впервые для КВ КМА показана важная роль биогенного фактора, его нарастающая с возрастом роль при выветривании. Выполненная корреляция зональности КВ на различных материнских породах показала заметные отличия разновозрастного элювия на одинаковых по составу породах. Установлено широкое распространение бертьерина в промежуточных образованиях при выветривании, отличающегося по составу от ранее изученного другими авторами наложенного (диагенетического).

Практическая и теоретическая значимость. Полученные результаты показали, что БЖР и каолины (первичные и вторичные) формировались во все этапы корообразования в палеозое и их можно прогнозировать на всей территории КМА, тогда как бокситы только в Белгородском районе под визейскими отложениями в пределах гряд развития железистых кварцитов.

Использование данных по минеральному составу БЖР и бокситов позволит при проведении работ СГД расклассифицировать тела полезных ископаемых по

их минеральному составу и физическим свойствам. Это прочность, определяющая степень разрушения пород водной струёй, и сопротивление химическим реагентам при разрыхлении руд.

Защищаемые положения:

1. При выветривании сланцев железисто-кремнисто-сланцевой формации в девонское время реализуется каолинитовый профиль выветривания. Аллитная зона с бокситами образовалась только на межрудных сланцах железисто-кремнисто-сланцевой формации в позднегурнейско-ранневизейское время в Белгородском районе КМА. В его северной части образовались преимущественно гиббситовые, в южной – бемитовые бокситы. В них минералы глинозема образуются непосредственно по бертьерину, а также остаточному каолиниту из более древних кор выветривания. Процессы, наложенные на верхние части бокситов, привели к их силификации и карбонатизации.

2. Формирование богатых железных руд кор выветривания КМА происходило уже в зоне гидратации, продолжалось в зоне гидролиза и достигло максимума в латеритном профиле. В этом же направлении увеличиваются мощности и разнообразие типов руд. При этом появляется ассоциация промежуточных минералов, среди которых ведущую роль играют мартит и бертьерин. Первый образуется по магнетиту, второй по силикатам. При гидролизе мартит превращается в гидрогематит и другие гидроксиды железа, бертьерин разлагается с образованием гетита. Широко проявленные наложенные процессы привели к образованию силикатных и карбонатных разновидностей железных руд.

3. Формирование девонских КВ происходило при ограниченной роли биогенного фактора. Он играл определяющую роль в образовании латеритного профиля, что выразилось в появлении зоны свободного глинозема в КВ на сланцах и резком увеличении мощности богатых железных руд. Обнаруженные микроорганизмы представлены фрагментами нитчатых и коккоидных бактерий, трихомов цианобактерий, гифов микрогрибов, а также продуктами их жизнедеятельности (гликокаликс биопленки, биогенный гематит). Микроорганизмы выполняли деструктивную функцию, выраженную в

разрушении минералов материнских пород, и выступали в роли накопителя рудного вещества.

4. Сопоставление минерального состава зон КВ на различных породах показало, что образование каолинитового профиля в девонских КВ происходило одновременно с формированием богатых железных руд на железистых кварцитах. Эволюция состава КВ в палеозое на КМА выражена сменой в них минеральных ассоциаций в результате меняющихся тектонических, климатических и биосферных условий, а также наложенных эпигенетических процессов, определивших конечный состав выветрелых образований и связанных с ними полезных ископаемых.

Первое защищаемое положение обосновано в 4-ой, второе в 5-ой, третье в 6-ой и четвертое в 7-ой главах.

Фактический материал: в основу работы положены материалы, собранные автором в период научной деятельности в 2014–2019 гг. Они включали данные, предоставленные кафедрой исторической геологии и палеонтологии геологического факультета ВГУ и производственными организациями КМА, а также фондовые и опубликованные работы по проблематике диссертационного исследования. В процессе подготовки диссертации были отобраны 62 пробы, в т.ч. из Стойленского карьера (14 проб БЖР и 3 выветрелых межрудных сланцев), Яковлевской шахты (9 проб БЖР и 4 бокситов), с Висловского (8 проб бокситов), Ольховатского (6 проб бокситов) и Мелихово-Щебекинского месторождений (18 проб бокситов).

Методика исследований и личный вклад автора: в период подготовки диссертации изучались фондовые и опубликованные материалы по месторождениям Белгородского, Оскольского и Михайловского рудных районов КМА, проводилось макроскопическое описание образцов. Строились колонки и разрезы КВ на железистых кварцитах и бокситах КМА. Лабораторные анализы образцов и их интерпретации включали:

1. Изготовление и описание прозрачно-полированных шлифов и аншлифов (62) для отобранных образцов руд, для рыхлых руд изготавливались

искусственные шлифы на основе апоксидной смолы;

2. Выполнение электронно-микроскопических снимков на растровом электронном микроскопе Jeol 6380LV, для получения изображений использовался детектор вторичных электронов (более 250);

3. Рентгеноспектральный анализ элементного состава в разных точках каждого из образцов с помощью системы OXFORD INS. Локальность определения состава составляла около микрона (2–5 μm) (более 250);

4. Изучение минерального состава всех образцов на порошковом рентгеновском дифрактометре ARL X'TRA (62 дифрактограммы).

5. Исследование биоморфоз с помощью СЭМ TESCAN VEGA PXMU в Палеонтологическом институте РАН им. А.А. Борисяка.

Расшифровка и интерпретация всех видов анализов выполнялись лично автором. Достоверность полученных результатов обеспечивается достаточным количеством каменного материала и использованием общепризнанных методов изучения кор выветривания.

Публикации и апробация работы: промежуточные и итоговые результаты диссертационной работы докладывались на 12 международных и всероссийских конференциях: Геохимия литогенеза, 2014, г. Сыктывкар; VIII научно-практическая конференция студентов, аспирантов и молодых ученых с международным участием «Геология в развивающемся мире», 2015 г. Старый Оскол; XV Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, 2015, г. Пермь; Глины-2015, 3 Российское совещание по глинам и глинистым минералам, 2015, г. Москва; IX научно-практическая конференция студентов, аспирантов и молодых ученых с международным участием «Геология в развивающемся мире», 2016, г. Старый Оскол; Экзолит-2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика Годичное собрание (научные чтения), посвященное памяти доктора геолого-минералогических наук, профессора Олега Васильевича Япаскурта, 2018 г. Москва; 12 Уральское литологическое совещание, 2018; XVII Геологический съезд Республики Коми, 2019; IX Всероссийское литологическое совещание (с международным участием),

2019, г. Казань; Экзолит-2019. Фациальный анализ в литологии: теория и практика. Годичное собрание (научные чтения), посвященное 110-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора Григория Федоровича Крашенинникова, 2019 г. Москва; XVII Геологический съезд Республики Коми, 2019, Сыктывкар; Международная стратиграфическая конференция Головкинского, 2019, Казань; Экзолит – 2020. Литологические школы России. Годичное собрание (научные чтения), посвященные 215-летию основания Московского общества природы, 2020, Москва.

По теме диссертации опубликовано 6 статей в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК и индексируемых в базах данных RSCI:

1. Никулин И. И. Типы гипергенных богатых железных руд Белгородского района КМА / И. И. Никулин, А. Д. Савко, **М. Ю. Меркушова** // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2015. – № 3. – С. 71–82.

2. **Меркушова М. Ю.** Сравнительный анализ богатых железных руд Белгородского и Старооскольского железорудных районов КМА / М. Ю. Меркушова, И. И. Никулин // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2015. – № 4. – С. 107–114.

3. **Меркушова М. Ю.** Биоморфные структуры в богатых железных рудах КМА (по результатам электронно-микроскопического исследования) КМА / М. Ю. Меркушова, Е. А. Жегалло // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2016. – № 2. – С. 150–154.

4. **Овчинникова М. Ю.** Ископаемые микроорганизмы и следы их жизнедеятельности в бокситах КМА / М. Ю. Овчинникова, Е. А. Жегалло // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2019. – № 2. – С. 141–146.

5. Савко А. Д. Эпохи формирования кор выветривания и связь с ними месторождений вторичных каолинов и керамических глин в фанерозое Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, А. В. Крайнов, **М. Ю. Овчинникова**, А. В. Милаш, В. М. Новиков // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2019. – № 3. – С. 23–34.

6. Савко А. Д. Новая каолиноносная провинция России в южной части Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, В. М. Новиков, Н. М. Боева, А. В. Крайнов, А. В. Милаш, Е. А. Жегалло, **М. Ю. Овчинникова**, Н. С. Бортников // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 489. – №6. – С. 621–625.

Объем и структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, 7 глав, заключения и списка литературы общим объемом 137 страниц. Текст проиллюстрирован 44 рисунками и 7 таблицами. Список литературы содержит 105 наименований, из которых 23 – в международных изданиях.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю профессору А. Д. Савко за ценные советы и всестороннюю поддержку на всех этапах подготовки и написания диссертации. За помощь в проведении аналитических исследований автор выражает признательность проф. Савко К. А (ВГУ), проф. Ненахову В. М. (ВГУ) и доц. Базикову Н. С. (ВГУ). За каменный материал автор выражает благодарность И.И. Никулину. Отдельную признательность хочется выразить Жегалло Е. А. (ПИН РАН), без чьего участия было бы невозможно бактериально-палеонтологическое изучение пород. Рентгеновские исследования проводились на базе ЦКПНО ВГУ. Помощь и поддержку во время подготовки диссертации оказывали сотрудники кафедры исторической геологии и палеонтологии ВГУ.

ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ КМА

Курская магнитная аномалия (КМА) – один из крупнейших на Земле железорудный бассейн. Железорудная провинция КМА простирается с юго-востока на северо-запад на 625 км при ширине 150–250 км, площадь ее составляет 125 тыс. км². Основные месторождения железных руд с промышленными запасами приурочены к ее центральной части, а именно к территории Белгородской, Курской, частично Орловской областей, где сосредоточены крупнейшие месторождения, участки и аномалии железных руд (Рис. 1.1).

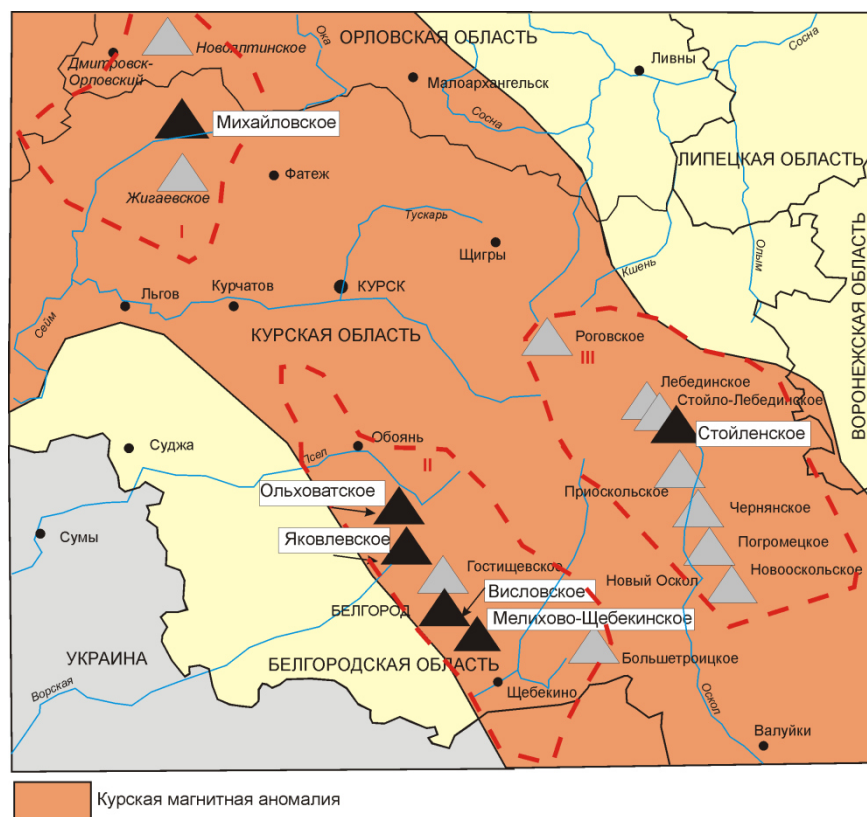


Рис. 1.1. Схема расположения основных железорудных и бокситовых месторождений КМА. I – Михайловский рудный район; II – Белгородский; III – Оскольский. Черным треугольником выделены месторождения, на которых отобраны пробы.

В тектоническом плане территория КМА приурочена к западной части Воронежской антеклизы Русской плиты древней Восточно-Европейской платформы. По запасам и качеству железных руд бассейну КМА принадлежит ведущее место в мире, а по добыче – первое место в России [Железные руды КМА, 2001]. В

регионе КМА к рудоносным относятся формации: железисто-кремнисто-гнейсовая (архей-нижний протерозой), железисто-кремнисто-метабазитовая (александровская свита верхнего архея), железисто-кремнисто-сланцевая (курская серия нижнего протерозоя), железисто-кремнисто-кластогенно-сланцево-карбонатная (оскольская серия нижнего протерозоя), доверхневизейской латеритной коры выветривания. В настоящее время наибольшее промышленное значение имеют железисто-кремнисто-сланцевая и формация остаточных и переотложенных кор выветривания. Наиболее крупные месторождения богатых руд сосредоточены в юго-западной полосе КМА. Прогнозные ресурсы неокисленных кварцитов 856 млрд. т, богатых железных руд 82 млрд. т, в т. ч. общие балансовые запасы железных руд КМА оцениваются в 44,6 млрд. т, в том числе богатых руд 26,1 млрд. т, железистых кварцитов 18,5 млрд. т. Белгородский район сосредоточивает 90,5 % запасов богатых руд КМА по категориям А+В+С1 и 96,9 % по категориям А+В+С1+С2 [Никулин, Савко, 2015]. Среди месторождений Белгородского рудного района нами для изучения были выбраны крупные месторождения БЖР: Яковлевское, Ольховатское, Висловское, Мелихово-Щебекинское, сосредоточенные в пределах Белгородского района (Рис. 1.1), последнее является комплексным железорудно-бокситовым, Висловское наиболее крупное по запасам бокситов, небольшие тела бокситов также имеются на Яковлевском и Ольховатском месторождениях. В Оскольском районе было исследовано Стойленское месторождение, на нем немногочисленные залежи БЖР отработаны и в данный момент ведется добыча железистых кварцитов. Михайловское месторождение приурочено к северу Курской области и расположено в одноименном рудном районе, на месторождении открытым способом ведется разработка железистых кварцитов. Выбранные объекты наиболее полно отражают строение разных по морфологии и времени формирования КВ, а также все типы БЖР и бокситов, встречающиеся на КМА.

1.1. Стратиграфия и тектоника

В геологическом строении КМА принимают участие породы кристаллического фундамента и осадочного чехла. Первый сложен образованиями архея и нижнего протерозоя, второй включает отложения палеозоя и мезокайнозоя общей мощностью от первых десятков до 700 м.

В структурном отношении КМА относится к Воронежскому кристаллическому массиву (ВКМ) Восточно-Европейской платформы. ВКМ представляет собой крупное, неглубокое погребенное поднятие, ограниченное с северо-востока и юго-запада Пачелмским и Днепровско-Донецким авлакогенами, с юго-востока – Прикаспийской впадиной, а с северо-запада – Припятским прогибом [Савко, 2007].

В строение докембрийского фундамента ВКМ выделяются два мегаблока: восточный (Воронежский), сложенный палеопротерозойскими образованиями, и западный (блок КМА), характеризующийся преобладанием пород архейского основания. В пределах западного мегаблока палеопротерозойские отложения фиксируются только лишь в узких линейных синклинорных зонах юго-восток-северо-западного простирания, которые в геодинамическом отношении представляют собой внутриконтинентальные рифты, заложившиеся в палеопротерозое на неоархейской протоплатформе. Центральная часть КМА находится в сводовой и присводовой частях антеклизы [Геология, гидрогеология..., 1969].

В основу тектонического районирования КМА положено представление о ее складчато-блоковом строении. Выделяются структуры второго, третьего и более высоких порядков, имеющие северо-западное простирание и расчлененные разрывными нарушениями (Рис. 1.2). К структурам второго порядка относятся грабен-синклинии, горст-антиклинории и нижнеархейские жесткие массивы, а третьего порядка – грабен синклинали.

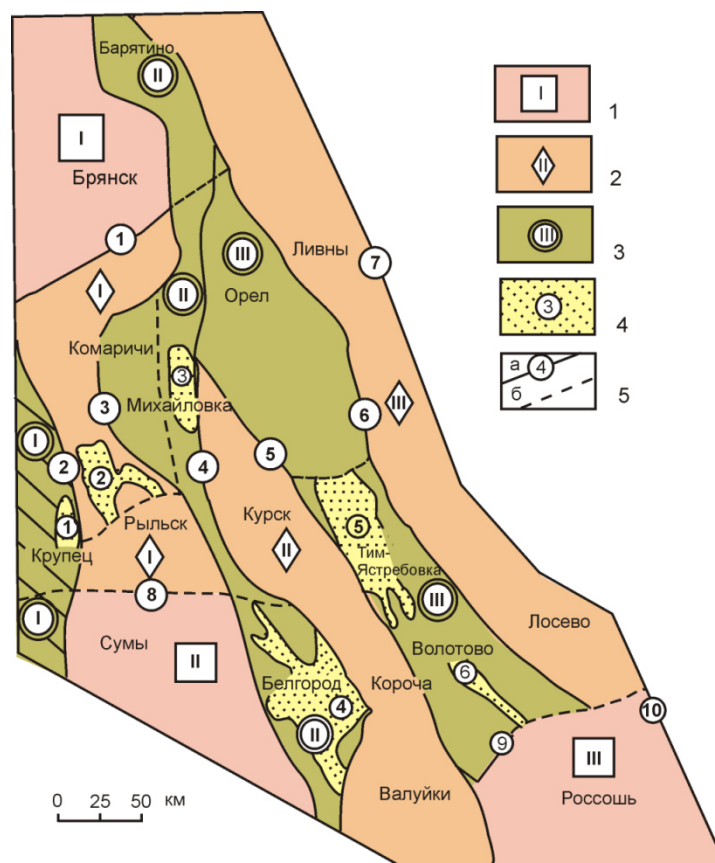


Рис. 1.2. Структурная схема железорудной провинции КМА [Железные руды КМА, 2001; с дополнениями]. Условные обозначения: 1 – нижнеархейские жесткие массивы (I – Брянский, II – Сумский, III – Россошанский); 2 – горст-антиклинории (I – Львовский, II – Курско-Корочанский, III – Ливенско-Лосевский); 3 – грабен-синклинии (I – Крупецкий, II – Михайловско-Белгородский, III – Орловско-Оскольский); 4 – грабен-синклинали (1 – Крупецкая, 2 – Рылская, 3 – Михайловская, 4 – Белгородская, 5 – Тим-Ястребовская, 6 – Волотовская); 5 – разрывные нарушения: а – разломы, расчленяющие территорию КМА на блоки второго порядка: 1– Трубчевский, 2 – Белопольский, 3 – Волчанско-Шаблыкинский, 4 – Большетроицко-Землянковский, 5 – Новооскольско-Воронецкий, 6 – Алексеевско-Жиляевский, 7 – Суджанский, 8 – Платовско-Варваринский, 9 – Коденцовский, 10 – Лосевско-Мамонская зона разломов, б – разломы более высоких порядков.

По совокупности структурно-формационных признаков, особенностям геологического развития, проявлению эпох железнакопления, характеру метаморфизма, составу и строению железорудных формаций, степени геологической изученности и освоенности промышленностью в пределах КМА выделено пять металлогенических зон и две металлогенические области. Они включают четыре рудных, три металлогенических района, 53 рудных

(рудоносных, аномальных) зон, узлов и одно рудное поле (Табл. 1.1). Металлогеническое районирование Курской железорудной провинции выполнено В. П. Орловым с соавторами с учетом изменений в степени изученности геологии и железных руд КМА [Железные руды КМА, 2001].

К металлогеническим зонам относятся структурно формационные зоны второго порядка большой протяженности (Михайловско-Белгородский, Крупецкий, Орловско-Оскольский грабен-синклинории, Львовский, Курско-Корочанский горст-антиклинории). Они ограничены глубинными разломами. Металлогенические области представляют региональные рудные площади изометричной формы, соответствующие геологическим блокам второго порядка – жестким архейским массивам – Брянскому и Россошанскому.

Наиболее изучены Орловско-Оскольская и Михайловско-Белгородская металлогенические зоны, имеющие наибольшее значение в обеспечении промышленности богатыми железными рудами и железистыми кварцитами. В данной работе будут рассмотрены БЖР и бокситы Белгородского, БЖР Оскольского и Михайловского рудных районов.

Белгородский район КМА приурочен к юго-восточной части Михайловско-Белгородской металлогенической зоны и включает крупные и уникальные месторождения БЖР – Яковлевское, Гостищевское, Разуменское, Большетроицкое, Шемраевское, Ольховатское. Висловское, Меликово-Щебекинское, Олимпийское. Площадь Белгородского рудного района 5500 км². В геолого-структурном отношении описываемый район располагается на юго-западном склоне Воронежской антеклизы и приурочен в основном к Белгородскому грабен-синклинорию, частично охватывает горст-антиклинории: Томаровский (на западе), Курско-Корочанский (на северо-востоке) и Большетроицкий (на юго-востоке).

Геология района представлена кристаллическими породами докембрия и отложениями фанерозойской эонотемы в составе каменноугольной, юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

Таблица 1.1. Металлогенические таксоны КМА [Железные руды КМА, 2001].

Металлогеническая зона	Рудный, металлогенический район	Рудные узлы
Орловско-Оскольская	Оскольский	Старооскольский (включает Лебединское рудное поле), Болотовская. Погромецкая. Щигровско-Огибнянская, Ястребовская, Тихососенская, Шаталовско-Алексеевская. Коденцовская, Самаринский
	Орловский	Орловская, Воронежская. Петровско-Вязовская, Малоархангельский. Знаменский, Моховский, Кологреевский, Исаковская, Сосновская
Михайловско-Белгородская	Белгородский	Яковлевско-Таволжанская, Ольховатско-Купиновская, Прохоровско-Болыпетроицкая, Олимпийский
	Михайловский	Железногорский, Фатеевская. Жигаевская. Реутецкий, Нарышкинский, Хотышеикий, Шаблыкинская, Комаричская
	Барятинский	Анисовская, Людниновская, Сталкинский
Курско-Корочанская	Курский	Бесединская. Медвенско-Истошнянская
	Валуйский	Богдановская, Уразовская
Крупецкая		Будский. Крупецкий
Льговская		Ждановский, Рыльский, Севская. Почкпнянская, Тарасовская
Брянская		Малеевский, Дубровкинский. Ровненский. Дьяковская
Россошанская*		Никитовский, Новомосковский, Сагуновский. Сотницкий, Высочановская

Примечание: *Металлогеническая область.

Оскольский железорудный район находится на юго-востоке КМА, где выявлено, разведано или оценено 11 железорудных месторождений. Из них отрабатываются карьерами Лебединское, Стойло-Лебединское, Стойленское. На Коробковском месторождении разработка железистых кварцитов ведется с 1953 г. шахтным способом; разведаны и подготовлены к эксплуатации Чернянское (1960–1971 гг.), Приоскольское (1979–1986 гг.) месторождения, в резерве находятся частично разведанные в 50-е годы: Салтыковское, Осколецкое (магнетитовые кварциты), Погромецкое (БЖР) [Железные руды КМА, 2001].

В структурном плане район находится в центральной и юго-восточной частях Орловско-Оскольского грабен-синклинория и краевой части Курско-Корочанского горст-антиклинория. Площадь его составляет около 15000 км². В соответствии с таким приподнятым положением поверхности докембрийских пород средняя глубина их залегания для различных месторождений от 72 до 168 м [Железные руды КМА, 2001]. Рудные залежи Оскольского района залегают горизонтально в виде плащеобразных тел с более или менее ровной кровлей и неровной извилистой подошвой, имеют сильно вытянутую, узкую форму и небольшие размеры. В геологическом строении кристаллического фундамента Оскольского рудного района участвуют разновозрастные, интенсивно дислоцированные породы архейского и протерозойского возраста. В строении осадочной толщи, залегающей на КВ кристаллических пород, участвуют девонские, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Михайловский рудный район находится в северо-западной части КМА на территории Курской и Орловской областей. В структурном плане район расположен на своде ВКМ и приурочен к Михайловской структуре. На всех породах кристаллического фундамента развита КВ. Верхнеархейский структурный ярус представлен отложениями михайловской серии и их мигматитами и гранитоидами. Нижнепротерозойский ярус включает в себя образования курской и оскольской серий, массивы гранитоидов и мелкие тела габбро.

Фундамент в районе перекрыт осадочным чехлом мощностью 40–250 м, он представлен отложениями девонской, юрской, меловой, неогеновой и четвертичной систем. На территории района выделяется 5 месторождений: Михайловское, Новоялтинское, Курбакинское, Яценское и Дичнянско-Реутецкое, нами будет рассмотрено первое из них.

В вертикальном разрезе нижнего докембрия КМА выделяются архейский и нижнепротерозойский структурные этажи. Железистые формации установлены на трех стратиграфических уровнях: мезоархейском, неоархейском и

* - выделяются две фазы

Рис. 1.3. Схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия [Корреляционная схема..., 1998].

1.1.1. Архейская и протерозойская акротемы

Архейские образования в пределах КМА развиты к западу от Лосевской шовной зоны и слагают нижний и верхний структурные ярусы. Нижний представлен гранитогнейсами обоянской серии и прорывающими интрузивами бесединского комплекса, верхний – зеленокаменными породами михайловской серии.

Обоянская серия относится к ТТГ ассоциации и развита в архейских жестких массивах и горст-антиклинориях. Единичные оценки модельного возраста ТТГ ассоциации по изотопному Sm-Nd отношению 3,6–3,4 млрд. лет [Щипанский и др., 2007].

Михайловская серия распространена преимущественно в Михайловско-Белгородском и Орловско-Оскольском грабен-синклинориях, где мощность и полнота ее разреза наибольшие. В михайловской серии выделяются две свиты: нижняя александровская и верхняя лебединская. Нижняя свита относится к коматиит-пикрит-толеит-диабазовой формации, сложена она ортоамфиболитами и ортосланцами основного состава, верхняя – часто мигматизированными метариолитами, метадацитами, метариодацитами, ортосланцами основного, реже среднего состава, кварц-биотитовыми, кварц-двуслюдянными, кварц-хлоритовыми сланцами. Мощности серии колеблются от 0 до 3000 м, возраст 3264 ± 22 млн лет [Савко, 2002]. К этой серии также относится мало распространенная железисто-кремнисто-метабазитовая формация.

Лебединская свита залегает на александровской, иногда с небольшим перерывом и содержит терригенные породы. Она сложена кварцевыми порфирами, дацитами, реже диабазовыми и андезитовыми порфиритами, амфиболитами, нередко ортосланцы основного, среднего и кислого состава, встречаются песчаники, кварциты. Породы слагают риолит-диабазовую формацию. Мощность ее сотни метров. Метаморфизм михайловской серии чаще отвечает амфиболитовой фации, реже – эпидот-амфиболитовой, иногда –

зеленосланцевой и гранулитовой фации. Радиологический возраст серии (U-Pb метод) составляет 2700 млн лет [Железные руды КМА, 2001].

На породах архея с крупным угловым и стратиграфическим несогласием залегают нижнепротерозойские отложения, накоплению которых предшествовали пенеппенизация территории и мощное корообразование.

Архей-протерозойские образования включают отложения *игнатеевской свиты* мощностью до 800 м и двучленным строением. Нижняя терригенная толща (от 110 до 680 м) сложена полимиктовыми метаконгломератами, метавелитами и метапесчаниками. Верхняя представлена доломитами и известково-силикатными породами максимальной мощностью около 120 м [Савко и др., 2017].

Нижнепротерозойский структурный этаж разделяется на два яруса: нижекарельский 2500–1900±50 млн лет и вышекарельский 1900–1650±50 млн лет. Первый из них слагают протоплатформенные образования курской и оскольской серий, прорванных интрузиями осколецкого, остаповского, стойло-николаевского и ультраметаморфиты павловского комплексов. Породы курской и оскольской серий доминируют в кристаллическом фундаменте, распространяясь в виде полос северо-западного простирания.

Отложения *курсской серии*, включающие карбонатные, терригенные породы и ЖКФ, формировались на архейской платформе и имели площадное распространение, но сохранились от размыва только в узких линейных зонах. Серия делится на две свиты: нижнюю – стойленскую и верхнюю – коробковскую. Метаморфизм пород изменяется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой и гранулитовой фаций. Стойленская свита включает две подсвиты: нижнюю песчаниковую и верхнюю – сланцевую. Мощность ее от 5 до 1000 м. Нижняя подсвита, сложена кварцевыми, слюдисто-кварцевыми метапесчаниками и кварцитами с подчиненными линзовидными прослоями и пачками сланцев, высокоглиноземистых, кварц-мусковитовых и двуслюдяных. Верхняя подсвита включает филлитовидные сланцы, мусковитовые, кварц-серицитовые, кварц-мусковитовые и биотит-мусковитовые.

Коробковская свита залегает на подстилающих породах стойленской свиты без видимого несогласия. Её мощность колеблется от первых до 1200 и более метров. Полные разрезы сохранились от размыва на отдельных участках грабен-синклиналий. Породы коробковской свиты в зависимости от степени метаморфизма, относятся к двум геологическим формациям. В случае метаморфизма зеленосланцевой и эпитод-амфиболитовой фаций – к железисто-кремнисто-сланцевой, развитой преимущественно в грабен-синклинориях, при метаморфизме в амфиболитовой и гранулитовой фаций – к железисто-кремнисто-гнейсовой, распространенной в пределах горст-антиклинорий и жестких архейских массивов, реже в переходных зонах от грабен-синклинорий к горст-антиклинориям. Сложена свита хорошо выдержанными чередующимися толщами железистых кварцитов и сланцев. Это позволило выделить в ней по две подсвиты железистых кварцитов и сланцев.

Нижняя подсвита железистых кварцитов мощностью до 750 м сложена в основном магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми, рибекит-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми железистыми кварцитами. Возле сланцевых прослоев встречаются прослои кварцитов с низким содержанием магнетита или без него мощностью до 5–10 м.

Нижняя подсвита сланцев разделяет подсвиты железистых кварцитов. Она имеет мощность от нескольких до 120 м, реже больше и сложена в основном сланцами, нередко филлитовидными углеродисто-кварц-слюдяными, кварц-биотитовыми и кварц-мусковитовыми с пиритом и пирротином, иногда с гранатом и андалузитом.

В верхней подсвите железистых кварцитов мощностью от первых десятков до 500–870 м преобладают гематит-магнетитовые разности с подчиненными прослоями магнетит-гематитовых, гематитовых, грюнерит-магнетитовых, рибекит-магнетитовых и карбонат-магнетитовых кварцитов.

Верхняя подсвита сланцев завершает разрез ЖКФ. Она встречается в пределах крупных синформ, имеет мощность от нескольких метров до 400 м и

сложена углеродисто-слюдистыми, кварц-мусковитовыми, кварц-хлорит-мусковитовыми, кварц-мусковит-карбонатными сланцами [Савко и др., 2017].

Точный возраст железорудного осадконакопления курской серии не известен. На основании датировок урановых аутигенных минералов в основании разреза считается, что начало осадконакопления могло происходить около 2,5 млрд. лет назад [Савко, 2007]. Верхний возрастной предел оценивается по возрасту перекрывающих отложений тимской свиты оскольской серии, определенный по цирконам из кислых эффузивов – 2254 млн лет [Артеменко, 1998].

На породах курской серии с угловым и стратиграфическим несогласием залегает нижнепротерозойская *оскольская серия*, распространенная лишь в грабен-синклиналях. В ее составе выделяется ряд свит.

На ЖКФ в Курском блоке согласно залегают отложения *роговской свиты*, представленной нижней карбонатно-сланцевой (сланцы с прослоями доломитов) и верхней карбонатной (доломиты) толщами. Породы свиты мощностью до 750 м развиты в Тим-Ястребовской, Волотовской, Михайловской и других структурах. На этих отложениях со стратиграфическим несогласием в Тим-Ястребовской структуре залегают породы тимской, в Михайловской структуре – курбакинской свит.

Породы *тимской свиты* с перерывом и небольшим угловым несогласием залегают на отложениях различных стратиграфических уровней в Тим-Ястребовской структуре. Свита состоит из широко распространенных углеродистых сланцев с подчиненными прослоями метапесчаников, кварцитов, силикатно-карбонатных пород, а также вулканитов мощностью до 170 м

Разрез пород *курбакинской свиты* представлен толщей ритмично переслаивающихся терригенных метаосадков от грубообломочных до пелитовых. Мощность свиты более 1000 м [Савко и др., 2017].

Завершается разрез оскольской серии и всего разреза докембрия КМА образованиями *глазуновской свиты*, имеющей широкое распространение в северной части Орловско-Оскольского грабен-синклинория. Она сложена

диабазовыми и андезитовыми афиритами и порфиритами, их туфами, туфобрекчиями. Мощность свиты непостоянна, наибольшая до 1500 м.

1.1.2. Магматические образования раннего докембрия

К позднеархейским интрузивным образованиям относятся дуниты, серпентинизированные гарцбургиты, серпентиниты, габбро, габбро-амфиболиты *сергеевского*, плагиограниты, гранодиориты *салтыковского* (2760–2955 млн лет), умеренно-щелочные плагиоклаз-микроклиновые биотитовые и биотит-амфиболовые, часто порфировидные граниты *атаманского комплексов* (2615 ± 70 млн лет) [Савко, 2007].

Породы курской серии интродуцированы микроклинизированными плагиогранитами, биотитовыми кварцсодержащими анортозитами, дайками и малыми интрузиями плагиогранитов, и пегматитов, гранит-порфиров, а также субвулканическими телами метариолитов *осколецкого комплекса*. Среди пород верхнеоскольской подсерии встречаются субвулканические тела метариолитов *осташковского комплекса*.

Во второй половине нижнего карелия внедрились перидотиты, серпентиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро и габбро-диориты *стойло-николаевского* и *золотухинского комплексов*. Интрузивные породы верхнего карелия представлены существенно калиевыми субщелочными порфировидными пегматоидными гранитами, пегматитами и гранит-аплитами *малиновского комплекса* (2040–1874 млн лет), кварцевыми сиенитами, граносиенитами, щелочными габбро-пироксенитами *щебекинского* (2060–2080 млн лет) и щелочными пироксенитами, микроклинизированными карбонатитами по ним, щелочно-амфиболовыми метасоматитами *дубровинского комплекса* (1950 ± 50 млн лет) [Савко, 2007].

Окончательное становление Воронежского кристаллического массива (ВКМ) происходило в течение 2100–1990 млн лет, когда в результате раннекарельский складчатости образовалось горное сооружение, которое в

течение второй половины раннего протерозоя, в рифее и раннем палеозое интенсивно денудировалось. Мощная толща осадочных пород, залегающих на архейском основании, претерпела складчатость и метаморфизм с возрастом около 2,07 млрд. лет при коллизии мегаблоков Сарматии и Волгоуралии [Savko et al., 2018].

1.1.3. Фанерозойская эонотема

В Белгородском рудном районе осадочная толща фанерозоя залегает на денудационной поверхности кристаллического фундамента и представлена глинисто-карбонатными породами каменноугольной системы визейского яруса; песчано-глинистыми отложениями юрской системы; песками, мелами и мергелями меловой системы; песками и алевролитами палеогена; песками и глинами неогена и суглинками квартера. Мощность отложений увеличивается в юго-западном направлении от полного их отсутствия на северо-востоке района до 460 м на юге.

Рудно-кристаллический комплекс Оскольского района перекрыт осадочным чехлом субгоризонтально залегающих пород девона, карбона и мезокайнозоя мощностью от 52 до 280 м. Поверхность кристаллического фундамента погружается в юго-западном направлении в среднем 7,5 м на 1 км. Девонские отложения имеют сплошное распространение лишь в северной части района, где представлены франским ярусом, их мощности достигают 70–80 м. В центральной части они сохранились на пониженных участках палеорельефа, в основном на полях сланцев и гнейсов. Нижний отдел каменноугольной системы слагают породы визейского и серпуховского ярусов.

Первый представлен бобриковским, тульским, алексинским, михайловским и веневским горизонтами, сложенными известняками, глинами, песками мощностью до 140 м.

Второй ярус сложен тарусским, стешевским и протвинским горизонтами, которые состоят из органогенных известняков с прослоями и линзами глин, мощность отложений достигает 130 м в южной части территории. Средний отдел

представлен башкирским и московским ярусами. Первый сложен известняками с тонкослоистыми зелеными глинами в основании общей мощностью до 30 м. Второй ярус представлен верейским и каширским горизонтами, которые слагают глины, алевроиты, песчаники, известняки мощностью до 160 м [Савко, 2002].

В Михайловском рудном районе осадочных чехол мощностью 40–250 м сложен образованиями девонской, юрской, меловой, неогеновой и четвертичной систем. Девонская система представлена карбонатными, карбонатно-глинистыми и песчано-глинистыми образованиями живетского яруса среднего девона и франского яруса верхнего девона. Наиболее полный разрез вскрыт на севере района, где мощность отложений составляет 200 м и более, отсутствуют они в южной части района, а также на возвышениях докембрийского фундамента. Характерно их общее пологое погружение в сторону Московской синеклизы.

Юрская система сложена в основном глинисто-песчаными отложениями средней юры (келловейский ярус и нижневолжский подъярус). Развиты они повсеместно, отсутствуют лишь на резких выступах железистых кварцитов. Максимальная мощность 100 м.

Меловые образования наиболее полно представлены лишь в юго-западной части района, где сложены глинами (неокомский подъярус) и песками (аптский, альбский и сеноманский ярусы) мощностью 20–70 м. Локальное развитие имеют отложения туронского, коньякского и сантонского ярусов общей мощностью до 20 м. На севере района верхние горизонты мела сильно эродированы и сохраняются лишь на водоразделах. Неогеновая система представлена аллювиальными песчано-глинистыми отложениями миоцена мощностью 5–8 м, редко до 25 м. Четвертичные образования распространены повсеместно и представлены покровными суглинками и аллювиальными песчано-гравийными отложениями мощностью 15–25 м [Железные руды КМА, 2001].

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА КМА

Курская магнитная аномалия впервые была выявлена академиком П. Б. Иноходцевым в 1783 г., однако лишь с 1874 г. после вторичного ее открытия И. И. Смирновым (вблизи г. Белгорода и станции Крюково), она становится объектом исследований, продолжающихся до наших дней.

Установление промышленной рудоносности КВ Белгородского железорудного района КМА стало возможным благодаря обширному комплексу научно-исследовательских, производственно-тематических, ревизионных и геологоразведочных работ, начатых в 1955 г. сотрудниками Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Академии наук СССР по региональному изучению КВ (А. П. Никитина и др.). Исследованием КВ кристаллического фундамента занимались такие специалисты как К. Г. Глинка, А. А. Дубянский, С. Г. Вишняков, А. П. Никитина, Н. П. Хожайнов, А. Д. Савко, В. И. Сиротин, С. И. Чайкин, В. Н. Клекль, Г. В. Войцеховский и другие.

Проведение поисковых работ на уголь в Белгородской области и открытие богатых железных руд у с. Яковлево в 1953 г. явились основанием для развертывания поисков этих ископаемых в Белгородском районе, где наиболее сохранилась хорошо развитая латеритная КВ на железистых кварцитах и вмещающих их сланцев. Богатые руды в Белгородском районе КМА были выявлены Обоянской угольной геолого-поисковой партией треста Курскгеология (М. И. Яковлев и др.) в 1953 г. вначале у с. Яковлево, затем в 18 км севернее у с. Верховенье. Пробуренные вскоре поисковые скважины показали, что такое же мощное оруденение имеет сплошное распространение на головах железистых кварцитов почти по всему Белгородскому железорудному району. Стоит отметить, что открытие нельзя рассматривать как случайное, так как первую гипотезу о возможной перспективности Белгородского железорудного района высказал А. А. Дубянский [Геология, гидрогеология ..., 1969].

Геологами Б. С. Дубровой, Н. И. Наковником, Н. Ф. Гончарик, Н. И. Успенским и И. А. Русиновичем было дано первое минералого-петрографическое описание БЖР Старооскольского района КМА. Свитальским Н. И. и Дубровой Б. С. высказаны первые соображения о гипергенном генезисе БЖР. По их представлениям, они образовались в результате сидеритизации сильно трещиноватых голов крутопадающих пластов железистых кварцитов. Эта теория позднее была расширена и дополнена геологами И. А. Русиновичем и Ф. С. Золозовым [Никулин, Савко, 2015].

Открытие бокситов на Яковлевском железорудном месторождении повысило интерес к изучению КВ. Однако исследование ее вещественного состава проводилось в то время только по отдельным скважинам, вскрывавших вмещающую породу при оконтуривании железорудных залежей. И. А. Русинович, изучая КВ на прослоях сланцев, встречающихся среди железистых кварцитов, обратил внимание на то, что на этих сланцах развиты руды типа «краски», сложенные в основном гидроокислами железа и алюминия и мартита.

В связи с этим в 1955–1960 гг. резко возросли объемы поискового и разведочного бурения на богатые руды и бокситы в Белгородском рудном районе КМА (Яковлевское, Гостищевское и другие месторождения).

В процессе поисково-разведочных работ на богатые железные руды в Белгородском рудном районе в 1955–1962 гг. выявлены пространственно и генетически с ними связанные проявления бокситов, изучение которых проводилось под руководством И. И. Гинзбурга. В 1961 г. С. В. Вишняков получил первые данные по бокситоносности района, с 1963 г. выполнялись систематические научно-исследовательские (Б. Н. Одокий, С. В. Вишняков), поисково-оценочные и разведочные работы на бокситы и железоалюминиевое сырье сначала на Яковлевском, а с 1968 г. на Висловском и других месторождениях [Никулин, 2017]. В 1963 г. Б. Н. Одокием была составлена генеральная программа тематических работ на бокситы на территории КМА и начата ее реализация, была организована поисковая бокситовая партия, геологическое руководство которой осуществлял В. Н. Клекль. Полученные в

результате поисковых и ревизионно-тематических работ новые данные о бокситоносности КВ дали возможность расширить ряд вопросов генезиса бокситов, их распространения и поисковых критериев. Было установлено (Вишняков, Одокий, Сиротин и др.), что бокситы КМА связаны с латеритной КВ межрудных сланцев. Изучение и реконструкция палеорельефа, а также литолого-фациальный анализ перекрывающих кору визейских отложений дали возможность выявить связь элювиальных бокситов с грядово-холмистыми формами рельефа, а осадочных – с палеодолинами высоких порядков, а также установить, что наиболее благоприятные условия для формирования латеритных бокситов существовали в визейский век [Хожаинов, 1966].

Закономерности размещения месторождений БЖР и бокситов КМА, обусловленные латеритным порообразованием, детально рассмотрены в кандидатской диссертации В. И. Сиротина [Сиротин, 1966], а также в работах С. И. Чайкина, Б. Н. Одокия. В 1963–1964 гг. был изучен вещественный состав железоалюминиевых руд и получены положительные результаты по оценке металлургического шлака как источника глинозема [Сиротин, 1988].

В 1972 г. вышла монография «Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА» под авторством ученых Воронежского университета, в которой был подведен итог почти 18-летних работ по изучению бокситов КМА, были охарактеризованы литология материнских пород (Н. И. Голивкин, Л. М. Штернова), глиноземная КВ (В. И. Сиротин), литология и фации осадочного бокситоносного комплекса (Н. П. Хожаинов, В. Н. Бунеев), генезис бокситов (В. И. Сиротин) и перспективы их поисков (И. Н. Леоненко, Б. Н. Одокий).

Безусловная связь богатых железных руд с формированием палеозойской латеритной КВ обоснована С. И. Чайкиным. Характерными признаками рудообразования латеритного типа в регионе КМА являются высокие концентрации в остаточных продуктах выветривания оксидов железа и глинозема и низкие концентрации кремнезема, щелочных и щелочноземельных элементов. Анализ зависимости мощности покровных залежей остаточных руд от возраста

перекрывающих осадочных образований указывает на достаточно узкий интервал формирования КВ. Вывод С.И. Чайкина согласуются с результатами исследований эпох корообразования в истории ВКМ и Воронежской антеклизы А. Д. Савко. Продукты размыва и выщелачивания выносились преимущественно за пределы провинции КМА. Площадная кора девонского возраста полностью срезана, реликты линейных кор отмечаются в отдельных тектонических зонах. Образование наиболее древних богатых железных руд А. Д. Савко связывает с позднеэфельско-раннеживетской и раннефранской эпохами корообразования. Основная масса БЖР сформировалась в турнейско-визейскую эпоху корообразования [Чайкин, 1964].

Углубленное изучение КВ железистых кварцитов дало возможность научно обосновать и развить ранее высказанную теорию о происхождении БЖР в результате латеритного выветривания с последующей их эпигенетической карбонатизацией и хлоритизацией. Это нашло отражение в работах: М. И. Калганова, С. И. Чайкина, И. А. Русиновича, А. П. Никитиной, И. П. Калинина, И. И. Гинзбурга и В. П. Рахманова, М. И. Калгановым определено образование БЖР в континентальных условиях. Карбонатизацию и хлоритизацию он связывал с попаданием рудных залежей, первоначально сложенных рыхлыми рудами, в зону цементации в девонскую, каменноугольную и юрскую эпохи. Придерживаясь концепции о БЖР, как о КВ железистых кварцитов, И. П. Калинин пришёл к выводу, что образование БЖР происходило в короткий континентальный промежуток времени, охватывающий конец среднего девона (мосоловские слои – живетский ярус) и начало верхнего девона (до щигровских слоёв). Являясь сторонником гипергенной гипотезы образования БЖР В. П. Рахманов рассматривал вопросы генезиса БЖР на основе анализа парагенетических ассоциаций.

В 1978–1988 гг. в результате поисков и поисково-оценочных работ на бокситы в Белгородском рудном районе попутно открыты и оценены Олимпийское и Разуменское месторождения БЖР. Выявлены крупные залежи глубоко залегающих (400–800 м) высококачественных БЖР, значительная часть

которых представляет собой рыхлые образования. Под руководством И. И. Романова произведены прогнозные ресурсы большинства проявлений БЖР. Затем исследования приостановились, так и не выяснив генетические особенности БЖР, железистых кварцитов и бокситов КМА. В этот период произошла типизация бокситов КМА в связи с оценкой их промышленного значения [Сиротин, 1982], осуществлялось изучение редкоземельного состава бокситов и стадийный анализ глиноземной КВ [Сиротин, 1973, 1979]. Обобщение результатов исследований выполнено в докторской диссертации В. И. Сиротина [Сиротин, 1988].

В 1988–1995 гг. на Шемраевском месторождении проведены геологоразведочные опытно-методические работы по скважинной гидродобыче БЖР, сопровождавшиеся большим количеством научных опубликованных геологических трудов. В 1996–1998 гг. А. Г. Балашовым были начаты подобные работы, но уже на Гостищевском месторождении. В это время интерес к изучению бокситов сократился до минимума.

В поле внимания бокситы КМА появились снова в 1997 г. вследствие экономической и эколого-геологической оценки железорудных и бокситовых месторождений белгородской группы с учетом возможности отработки методом скважинной гидродобычи. Появилось предположение использовать метод СГД и для бокситов, однако, его возможно было осуществить только для рыхлых и полурыхлых разностей, залегающих на стыке с БЖР. Такая благоприятная обстановка известна только на Висловском месторождении. Но добыча неизбежно должна была привести к смешению БЖР и бокситов.

В 2001 г. вышла монография Железные руды КМА под ред.: В. П. Орлова, где собрана наиболее актуальная на тот момент информация о геологических, гидрогеологических и геофизических исследованиях месторождений КМА.

В 2007–2013 гг. под руководством А. Г. Балашова возобновились работы в Белгородском рудном районе. Их объектами послужили Большетроицкое месторождение и Хохловский участок Гостищевского месторождения.

Достигнуты рекордные показатели по добыче рыхлых богатых железных руд – добыто около 500 тыс. т с глубин более 700 м [Никулин, Савко, 2015].

Последние исследования проблемы добычи БЖР рассмотрены в работах И. И. Никулина, в которых сформулирована сложившаяся экономическая конъюнктура и основные результаты проведенных работ по гидродобыче [Никулин, 2012, 2013, 2014, 2017; Никулин, Савко 2015; Никулин, Сиротин, 2017]. В 2016 г. вышла монография под авторством В. И. Сиротина и Е. Е. Белявцевой, где отражены результаты многолетнего изучения бокситов КМА [Сиротин, Белявцева, 2016].

Роль микроорганизмов в геологических процессах, в образовании минералов и их разложении известна уже давно. На важную роль организмов в зоне гипергенеза впервые обратил внимание В. И. Вернадский. Многие видные геологи также обращались к этому вопросу (Я. В. Самойлов, В.С. Буткевич и др.). О существенной роли микроорганизмов в выветривании пород и образовании минералов в КВ было отмечено еще И. Н. Гинзбургом. Л. С. Бергом впервые была высказана гипотеза биогенного происхождения девонских бокситов. В 1943 г. А. Г. Вологдин опубликовал данные о присутствии железобактерий в виде округлых телец в железистых кварцитах КМА, а последующие исследования подтвердили их бактериальную природу [Вологдин, 1947]. А. Г. Вологдин выступил с представлениями о важном участии микроорганизмов в сложении различных руд, в том числе и бокситов Североуральского района и Салаирского кряжа, кембрийских бокситов Боксонского месторождения (Восточный Саян) и меловых бокситов Северного Казахстана. Его данные основаны на наблюдениях оптической микроскопии, не позволяющей реального наблюдения микроорганизмов. В дальнейшем эти представления были забыты в связи с их критикой ведущими специалистами и появлением новых геологических материалов.

На макрофауну и макрофлору, а также споры и пыльцу растений в осадочных бокситах обращали внимание лишь в связи с необходимостью определения возраста, определения климатических обстановок и генезиса.

Микрофоссилии отмечались эпизодически и не всегда доказательно.

Серьезный прорыв в развитии микробиологической палеонтологии связан с появлением электронных микроскопов высокого разрешения. Первые сведения о присутствии в бокситах микроорганизмов, замещенных минералами глинозема, были получены А. Д. Слукиным с коллегами, А. П. Никитиной, Ю. Г. Цеховским, Т. В. Аристовской, Л. В. Зыкиной, А. Ю. Розановым. Т. В. Аристовская с коллегами обосновывала важную роль микроорганизмов для отложения вещества бокситов. Вклад в изучение бокситоносных КВ внес М. Т. Хейдеман с соавторами [Heydeman et.al., 1983]. В 1986 году А. Д. Слукиным с коллегами с помощью сканирующего электронного микроскопа были получены сведения о присутствии в бокситах микроорганизмов, замещенных минералами глинозема [Слукин и др., 1986].

Большое значение имеет монография Э. Я. Школьника с соавторами [Школьник и др., 2004], по изучению биоморфоз в бокситах Австралии, Северной и Южной Америки, Африки, Азии и России. В ней широко показана ведущая роль минерализованных бактериальных сообществ в формировании вещества бокситов, в том числе некоторых диагностируемых цианобактерий, а также эукариотных организмов. Биоморфозы установлены в фосфоритах, бокситах и марганцевых рудах в разных регионах России и мира [Слукин и др., 1986; Bardossy, Aleva, 1990; Школьник и др., 2004; Астафьева, Розанов, 2010; Бортников и др., 2013; Астафьева, 2017; Астафьева и др., 2017]. Влияние органики на формирование глинистых минералов рассматривалось в диссертации Боевой Н. М. [Боева, 2016]. БЖР КМА, на примере Яковлевского и Стойленского месторождений, с точки зрения бактериально палеонтологического изучения впервые исследовались автором [Меркушова, Жегалло, 2015]. Н. М. Боевой с коллегами было проведено исследование биогенного наносидерита в окисленных железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА [Боева, 2016]. Бокситы КМА на предмет биоморфоз рассмотрены в монографии [Школьник и др., 2004] на примере Висловского месторождения и в публикациях автора [Овчинникова, Жегалло, 2019]. В настоящее время в ИГЕМ РАН под руководством академика

Бортникова Н.С. активно развивается научное направление по изучению роли биогенного вещества в формировании месторождений полезных ископаемых КВ.

Таким образом, крупные месторождения БЖР и бокситов КМА связаны с КВ докембрийского фундамента. Это обозначило постоянный интерес к их изучению, которое проводилось с середины шестидесятых годов прошлого столетия. За это время по КВ были написаны многочисленные работы, отражавшие состояние их изученности на определенные отрезки времени по мере поступления каменного материала и выполнения аналитических исследований. Большое количество залежей БЖР и бокситов КМА остаются невостребованными из-за сложных геологических условий. Вместе с тем, остался нерешенным ряд вопросов, связанных с минеральным составом, последовательностью формирования минеральных ассоциаций при выветривании, сопоставлению зональности КВ на различных материнских породах. Почти не освещена роль биогенного фактора, при выветривании, за исключением работ по сидериту из Стойленского железорудного карьера в Старооскольском районе [Боева, 2016], по биогенному гематиту Беленихинского месторождения Белгородского района [Новиков и др., 2017] и по Висловскому месторождению бокситов [Школьник, 2004]. Если на геолого-стратиграфическом уровне этапность и эволюция корообразования на КМА в палеозое изучена достаточно хорошо [Савко, Хожайнов, 1975; Савко, 1984], то на минералого-петрографическом требует дальнейшего доизучения, особенно прецизионными методами.

ГЛАВА 3. ЭПОХИ ОБРАЗОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ КМА

В результате предыдущих исследований многих авторов в геологических разрезах фундамента Воронежской антеклизы (ВА) и в ее осадочном чехле были обнаружены многочисленные перерывы в осадконакоплении, обозначенные продуктами физического и химического разрушения пород различной мощности, состава и распространения [Савко, 1979, 1984; Савко, Додатко, 1991; Савко и др., 2007].

Эпохи корообразования, когда происходила масштабная гипергенная дифференциация вещества, отмечаются в течение всей геологической истории Земли. В неогее на территории ВА длительность континентальных перерывов, когда доминировали процессы выравнивания и корообразования, значительно превосходила длительность эпох осадконакопления. При этом масштабы гипергенных изменений были весьма значительны. Так в позднем протерозое в результате физического и химического выветривания и сноса в окружающие ВА авлакогены был эродирован кристаллический фундамент мощностью свыше 800 м [Савко, Додатко, 1991].

Наиболее ранними экзогенными образованиями были иллит-каолиновые *доверхнерифейские КВ* (Рис. 3.1). Они развиты по кристаллическим породам фундамента на северо-западе и северо-востоке Воронежской антеклизы, где она граничит с Оршанским и Пачелмским прогибами. Блоки, в которых установлены эти неметаморфизованные КВ, ограничены глубинными разломами. Эти КВ были размыты в последующее время, сохранились только их корни в линейных зонах.

Додевонская КВ формировалась в течение 120–150 млн лет [Савко, 1984]. Образование элювия в начале этапа происходило в гумидном климате, господствовавшем в регионе в кембрийское, ранне- и среднеордовикское время. Начиная с позднего ордовика до конца раннего девона и, частично, в эйфельское время, стал преобладать аридный климат, о чем свидетельствуют толщи эвапоритов – доломитов с включениями гипса, ангидрита, а также залежи галита.

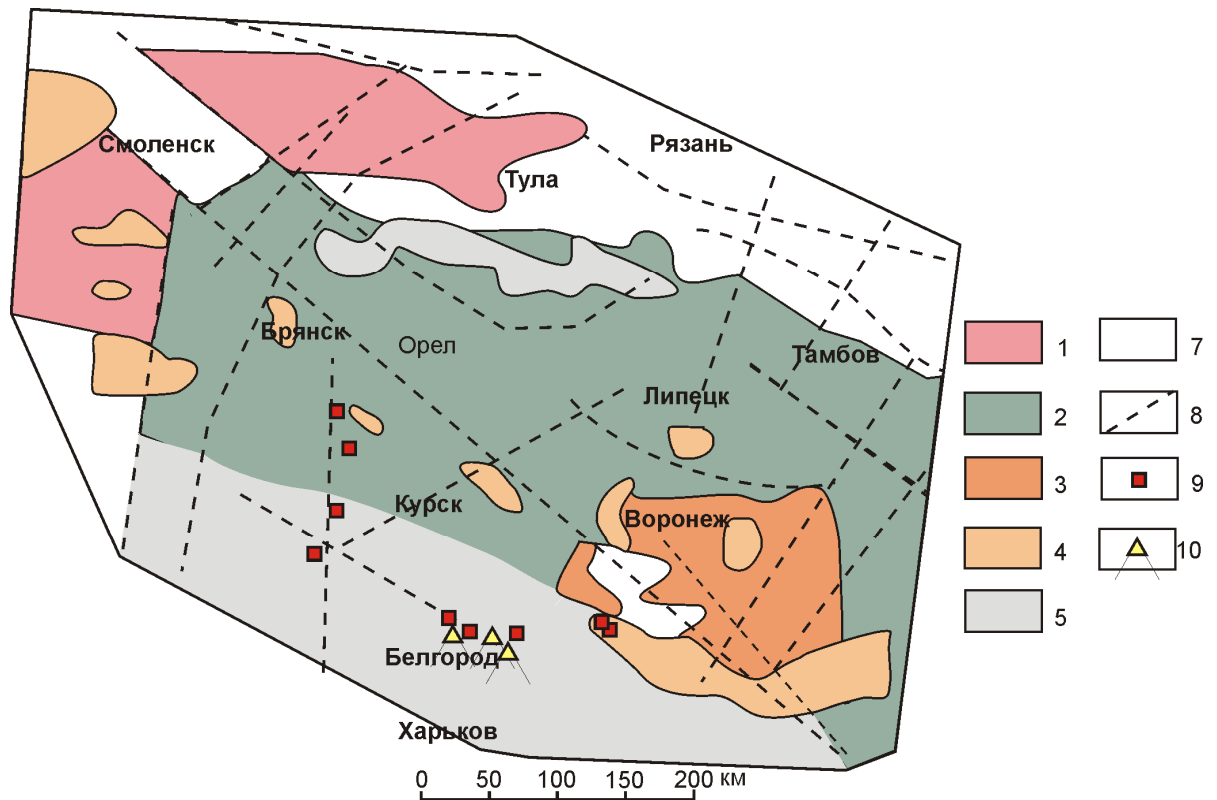


Рис. 3.1. Схема современного распространения домезозойских КВ на территории ВА (Савко, 1979). 1–7 коры выветривания: 1 – позднерифейская; 2 – додевонская; 3 – позднейфельская-раннеживетская; 4 – девонская; 5 – позднегурнейско-ранневизейская; 7 – участки отсутствия КВ; 8 – разломы; 9 – богатые железные руды; 10 – бокситы.

На территории антеклизы сформировался расчлененный рельеф, унаследованный от позднерифейского пенеплена. За его пределами морское осадконакопление в каледонский этап происходило на западе платформы и в центральной части Московской синеклизы, где образования нижнего палеозоя сложены глинисто-песчаными, меньше карбонатными, сульфатными и фосфатными породами мощностью до 2 км.

Рассматриваемая КВ имеет линейно-площадной характер и повсеместно перекрыта рязско-морсовскими отложениями эйфельского яруса среднего девона. Мощность её около 20 м, но по зонам трещиноватости она возрастает до ста метров. Наиболее сохранившаяся КВ отмечена в районе Курско-Бесединских аномалий. Хорошо выраженные разрезы КВ наблюдаются в зонах разломов и на пологих сводах понятий. В эрозионных ложбинах и на крутых склонах она размыта. В Михайловской районе КМА с раннепалеозойской КВ связаны

маломощные БЖР Михайловского района, представленные мартит-магнетитовыми разностями. Раннапалеозойская КВ была уничтожена на значительной части антеклизы. За 120–130 млн лет, в течение которых здесь преобладали условия выветривания, климат менялся от гумидного субтропического до аридного и семиаридного [Савко, 1984].

Позднеэйфельская-раннеживетская КВ развита на юго-востоке и востоке антеклизы под мосоловскими и старооскольскими отложениями. Она перекрывает гранитоиды, сланцы, базиты и гипербазиты. Особенностью этой преимущественно каолиновой КВ, возникшей по кристаллическим породам, является её малая мощность (5–7 м) и формирование полного хорошо выраженного профиля, но без подзоны свободного глинозёма. Эта КВ заметно отличается от раннепалеозойской, для которой отмечены повышенная мощность нижних зон и широкое развитие иллита.

Девонская КВ развита в присводовой северной части антеклизы, на ее северо-западе и, особенно, юго-востоке. Наиболее мощная каолиновая кора (до 20–25 м) развита по сланцам и гнейсам и приурочена к перерыву между живетскими и франскими отложениями. Охристо-каолининовая КВ на базальтах петинского возраста в пределах юго-восточной части Воронежской антеклизы четко стратифицирована, поскольку перекрыта песчано-каолиновой толщей (ПКТ) верхнего франа-фамена. В Оскольском районе КМА с раннефранским времени связано образование мартитовых БЖР и иллит-каолининового профиля на межрудных сланцах [Савко и др., 2019].

Раннекаменноугольная КВ на юге антеклизы начала формироваться в турнейское время на гранитоидах. Она имеет хорошо проработанный профиль мощностью 5–20 м, с кварцево-каолиновой верхней зоной. Но максимум корообразования пришелся на *позднетурнейско-ранневизейское время*. Данная КВ описана многими исследователями на юго-западе ВА [Никитина, 1968; Никулин, 2015; Сиротин, Белявцева, 2016]. Там она наблюдается в пределах крупного тектонического блока, где развита на породах докембрия и, в меньшей степени, девонских. Эта наиболее мощная и развитая КВ перекрыта породами среднего

визе и юры. Её подошва облекает сложный эрозионный рельеф [Никулин, Савко, 2015]. Позднетурнейско-ранневизейская кора, развитая по железистым кварцитам, содержит богатые железные руды, а в «сланцевом» варианте концентрирует свободный глинозём [Сиротин, 1973]. Кора этого же возраста описана А. Д. Савко и в Курском грабене [Савко, 1984], где она имеет мощность до 35 м и представлена каолинизированными глинами ястребовского, ардатовского, воробьевского горизонтов. Породы на 60–70 %, а в верхней части на 80–90 %, сложены каолинитом.

Распространение различных типов КВ связано с древним рельефом. На его положительных формах, сложенных железистыми кварцитами и сланцами, развит латеритный профиль с подзоной свободного глинозема. Здесь по гипсометрическому положению выделяются КВ низкого и высокого уровня [Савко и др., 2011]. Первый к началу визейского времени – это рельеф эрозионной равнины с системой речных долин. Второй уровень – рельеф денудационной равнины, где создавались благоприятные условия для формирования КВ. В зонах повышенной тектонической раздробленности возрастает вероятность унаследования корней КВ древних эпох.

КВ высокого (останцового) уровня, распространённые исключительно в зонах развития пород раннего протерозоя, характеризуются большой мощностью. Она для богатых железных руд резко изменяется от первых до 300–400 м, а иногда и более. Для латеритной КВ сланцев мощность колеблется от 45–50 до 150–200 м. За пределами внешнего контура месторождений железных руд она падает до нескольких десятков метров, а на породах низкого гипсометрического уровня – до 5–10 м. КВ низкого уровня имеет каолиновый профиль. Различие в мощностях и составе объясняется тем, что железистые кварциты в силу их большой устойчивости всегда возвышались в рельефе докембрия и условия дренирования их были весьма благоприятными, чему способствовали также многочисленные плоскости рассланцевания и тектонические нарушения.

Породы нижних горизонтов визейского яруса тесно связаны с размывом КВ. Они представлены на склонах поднятий и в мелких долинах обломочными

железными рудами и бокситами, кварц-каолининовыми породами, каолининовыми, в том числе сухарными глинами и осадочными бокситами хемогенно-коллоидного происхождения [Сиротин, Беявцева, 2016]. С удалением от гряд распространены преимущественно кварцевые пески и алевроиты, каолининовые и иллит-каолининовые глины. Большая глубина залегания отложений (свыше 300 м), образованных за счет размыва раннекаменноугольной КВ, отрицательно сказывается на перспективах разработки месторождений БЖР и бокситов.

Таким образом, КВ в истории Воронежской антеклизы формировались неоднократно. Наиболее мощные и продуктивные из них образовались по породам кристаллического фундамента в палеозое: раннепалеозойская, позднеэфельская-раннеживетская, раннефранская, раннекаменноугольная КВ. В раннепалеозойское (додевонское) время образовались маломощные мартит-магнетитовые БЖР Михайловского района, а в раннефранское (девонское) – БЖР Оскольского. С раннекаменноугольной (позднетурнейско-ранневизейской) КВ связаны крупные месторождения богатых железных руд на железистых кварцитах и бокситов на сланцах в Белгородском районе.

ГЛАВА. 4. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕЖРУДНЫХ СЛАНЦЕВ

4.1. Морфология и литология коры выветривания сланцев

Все известные бокситы КМА связаны с позднетурнейской-ранневизейской латеритной КВ филлитовых сланцев верхней и нижней свит курской серии протерозоя Белгородского района. Сланцы непосредственно подстилают или перекрывают железистые кварциты, а также образуют в них прослой. В рельефе поверхности фундамента образованные по межрудным сланцам бокситы-латериты пространственно тесно связаны с БЖР, стыкуясь с ними по контакту железистых кварцитов и сланцев (Рис. 4.1). Бокситы располагаются на «головах» сланцев, аналогично БЖР. Размещение КВ контролировалось довизейской поверхностью выравнивания. Все бокситовые залежи КМА связаны с останцово-карстовыми формами рельефа высоко уровня [Сиротин, Белявцева, 2016].

Выделяется четыре морфологических типа бокситоносных КВ, различающихся между собой по положению в древнем рельефе, мощностям, структурно-текстурным признакам и особенностям минерального состава:

1 – площадной тип КВ развит на «столовых» поверхностях гряд и особенно на участках замыкания складок, где увеличены площади развития материнских для КВ сланцев. Мощности элювия до 50 м, в том числе аллитов – до 10 м. Бокситы имеют очковую структуру, а основным минералом глинозема является гиббсит с примесью оксидов железа, каолинита и бертьерина. Распространен в северной части Белгородского района КМА (Ольховатское месторождение). Максимальная мощность бокситов на Ольховатском месторождении 18,6 м [Железные руды КМА, 2001]. Отмечается многократное чередование полос, образованных бокситами и БЖР. Такое чередование бокситовых и железорудных полос, по-видимому, связано с изменением состава и строения свиты железистых кварцитов (замещения их филлитовыми сланцами) и за счет сложноскладчатой структуры месторождения, в результате которой сланцы двух сланцевых подсвит свиты многократно чередуются в эрозионном срезе докембрия. Протяженность

бокситоносных зон изменяется от нескольких километров до нескольких десятков километров в зависимости от протяженности структур.

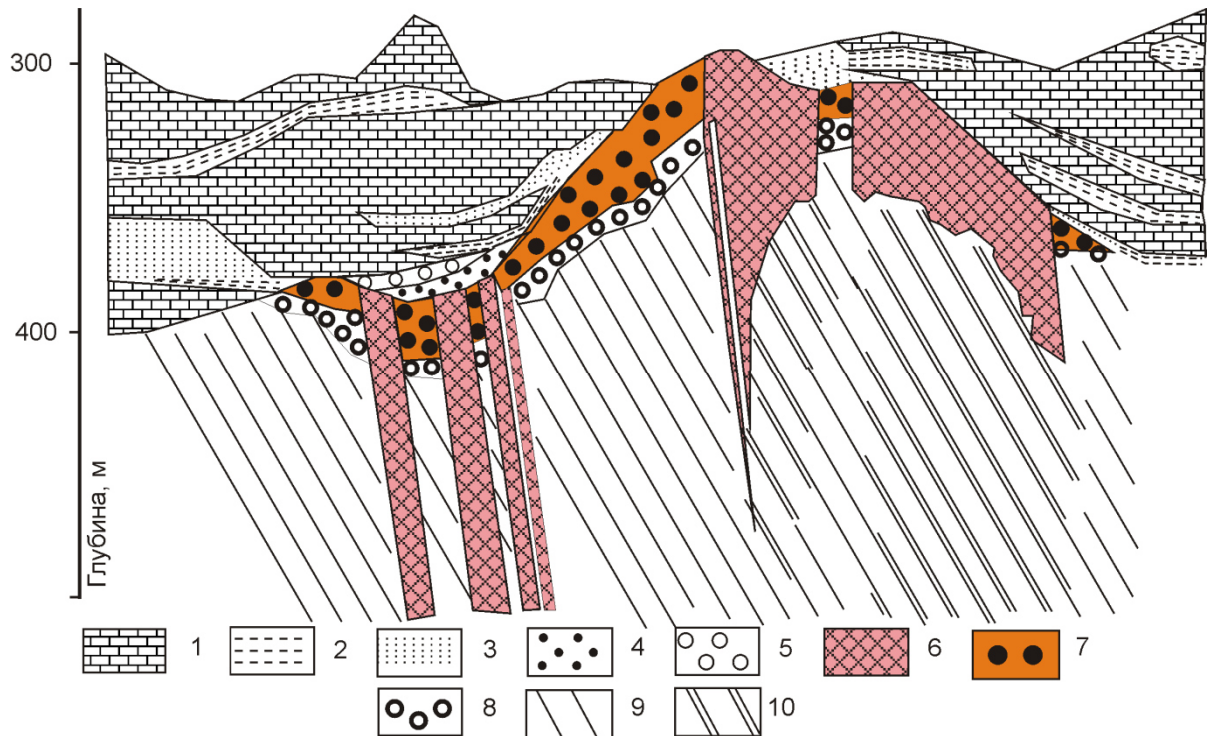


Рис. 4.1. Схематический геологический разрез Ольховатского месторождения [Никулин, 2017; с изменениями]: 1 – известняки органогенно-обломочные, 2 – глины, 3 – алевриты, 4 – аллиты переотложенные, 5 – железорудная конглобрекция, 6 – БЖР, 7 – бокситы, 8 – аллиты, 9 – железистые кварциты, 10 – сланцы и алеврофиллиты.

2 – *линейно-площадной тип КВ* характерен для тектонических зон сочленения архейских и протерозойских пород, когда мощности КВ могут достигать первых сотен метров. В морфологическом отношении этот тип приурочен к краевым частям гряд. Текстуры бокситов – брекчиевидные, обломочные, реликтовые сланцеватые, реже очковые, окраска бурая, пятнистая. Основными минералами являются бемит, бертьерин, гетит, каолинит. Бурением скважин на Яковлевском и Гостищевском месторождениях установлено, что на значительную глубину бокситы не распространяются. На Яковлевском месторождении бокситы не образуют непрерывной залежи. Они распадаются на цепочковидно вытянутые залежи небольших размеров. В большинстве случаев залежи характеризуются в поперечном сечении клиновидной формой и

увеличенной мощностью (до 20–30 м) в приконтактной зоне с железными рудами и выклиниваются в противоположную сторону.

Висловское месторождение по количеству запасов бокситов и их качеству является самым крупным в Белгородском рудном районе. Залежи бокситов представлены относительно узкими в плане (50–400, максимально до 1470 м), сильно вытянутыми (1–10 км) телами, плащеобразно залегающими в самой верхней зоне (полного химического разложения) латеритной КВ, контактирующими с залежами БЖР и сланцев (Рис. 4.2). Мощность бокситов на месторождении от 0,25 до 48,6 м. Форма залежей линзовидно-клиновидная. Поскольку бокситы приурочены в главной своей массе к склонам холмовидных гряд, сложенных железистыми кварцитами, морфологические особенности бокситовых залежей определяются особенностями рельефа склонов этих холмов.

3 – контактно-площадной тип КВ развит в пограничных площадях развития сланцев и железистых кварцитов. Эти породы смещались относительно друг друга при тектонических процессах из-за их различной степени пластичности. Именно к этому типу тяготеет значительная часть железоалюминиевых руд. Они приурочены к неглубоким пологим вытянутым впадинам в пределах рассматриваемых гряд. Подобные структуры встречаются на всех крупных месторождениях БЖР и бокситов КМА. Структурно-текстурные признаки аллитов сходны с таковыми линейно-площадного типа. Основными минералами КВ являются бемит, мартит, гетит, бертьерин.

4 – карстовый тип КВ. Формирование бокситов в карстовых полостях происходило при «проточном диагенезе» за счет обрушенных обломков силикатных пород. Увеличение размера впадин приводит к разрушению латеритного покрова и образованию более чем характерных для предыдущих типов крупных тел бокситов. Форма залежей пласто- и линзообразная, иногда воронкообразная, залежи небольшой мощности 10–15 м. Текстуры аллитов: брекчиевидные, обломочные, в самой верхах разрезов – пятнистые и очковые, основные минералы бемит и бертьерин [Савко, Овчинникова, 2019].

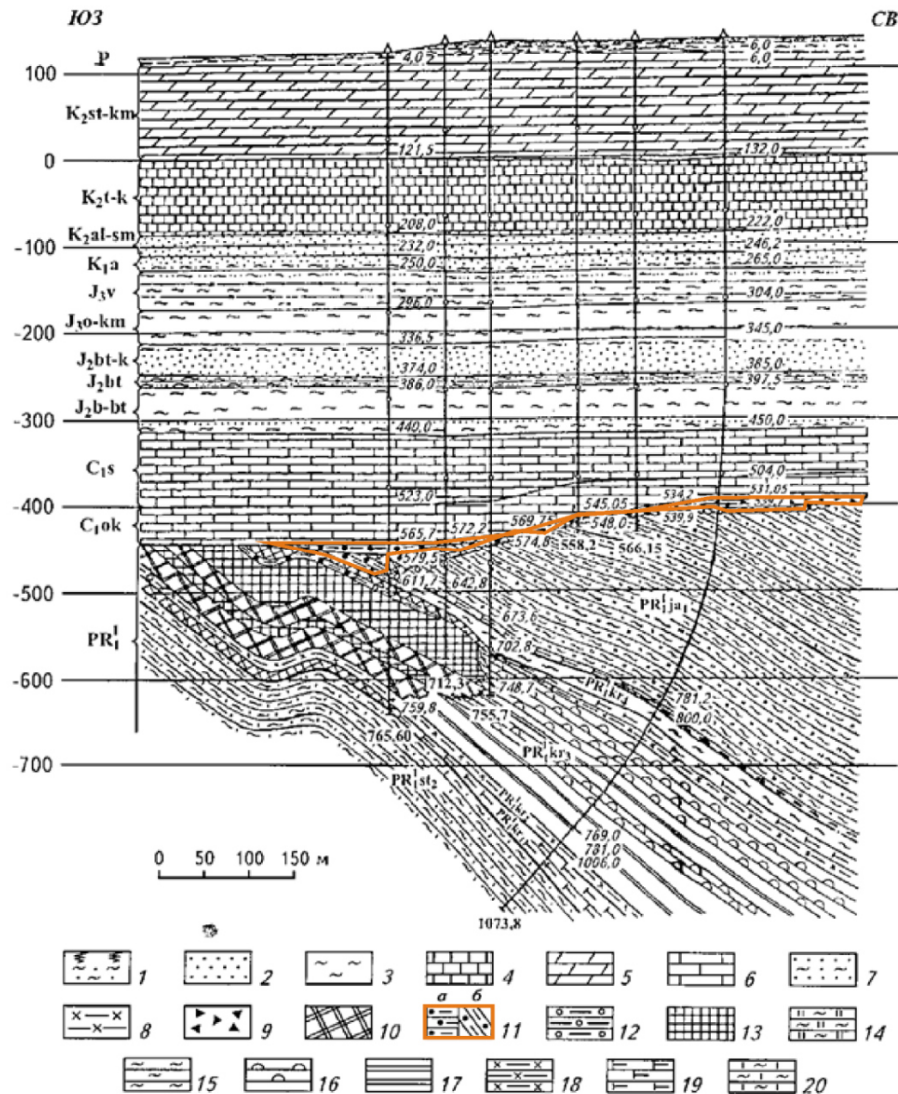


Рис. 4.2. Схематический геологический разрез Висловского месторождения [Железные руды, 2001]. Условные обозначения: 1-8 – осадочные породы чехла: 1 – суглинки, 2 – пески, 3 – глины, 4 – мела, 5 – мергели, 6 – известняки, 7 – пески глинистые, 8 – песчаники; 9 – руды переотложенные; 10 – руды мартитовые, железослюдково-мартитовые; 11 – бокситы осадочные (а), элювиальные (б); 12 – аллиты, ферроаллиты; 13 – руды мартит-гидрогетитовые и мартит-гидрогематитовые; 14 – яковлевская свита, нижняя подсвита (PR_{1ja1}) – сланцы углисто-кварц-слюдяные тонкослоистые с прослоями малорудных и безрудных кварцитов и метаконгломератов в основании; курская серия: 15-19 – коробковская свита: 15 – верхняя сланцевая подсвита (PR_{1kr4}) – углеродистые микросланцы, 16-17 – верхняя железорудная подсвита (PR_{1kr3}): 16 – кварциты силикатно-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые с прослоями междурудных сланцев, малорудных и безрудных кварцитов, 17 – кварциты магнетитовые, железослюдково-магнетитовые, 18 – нижняя сланцевая подсвита (PR_{1kr2}); 19 – нижняя железорудная подсвита (PR_{1kr1}); 20 – стойленская свита (PR_{1st2})

КВ алюмосиликатных пород имеет мощность от нескольких метров до 150 м и обладает четко выраженной зональностью [Сиротин, 1966] (Табл. 4.1).

Таблица 4.1. Схема зональности латеритной КВ алюмосиликатных пород Белгородского района КМА (с использованием данных работы [Сиротин, 1988])

Зона	Литологические признаки, мощность	Минералы
Эпигенетических процессов (карбонатизации)	Серые, зеленовато-серые массивные карбонатизированные породы. Мощность до 1 м	Минералы IV зоны + зоны диагенеза+ <i>карбонаты</i>
Диагенетических процессов (сиаллитно-аллитная)	Осветленные и зеленовато-серые разубоженные, пелитоморфные и массивные бокситы. Мощность 0,1–1,5 м	Минералы IV зоны + <i>бертьерин, каолинит, шамозит, сидерит, сульфиды, мушкетовит</i>
IV – конечного (бокситовая) гидролиза	Бокситы пелитоморфные белые с желтоватым оттенком, красновато-бурые, местами обохренные, с реликтовой слоистостью, псевдобобовые, пятнистые, макро- и микропористые, массивные. Мощность 3–10 м	<i>бертьерин, каолинит, гидроксиды железа +бемит, гиббсит</i>
III – конечного разложения - гидролиза и окисления	Породы светлые, бледно-зеленые, иногда бурые на поверхности, с реликтовой слоистой текстурой, мягкие, жирные на ощупь. 5–40 м.	<i>Бертьерин, каолинит, +маршаллитизированный кварц, гидроксиды железа</i>
II – промежуточного разложения (обширной гидратации и окисления)	Сохраняется реликтовая текстура сланцев, породы, дезинтегрированные до щебнево-дресвяной отдельности. По цвету породы белесые, светло-серые с пятнистым окраскованием. Мощность 10–45 м.	Минералы материнских пород, + <i>иллит, в небольшом количестве каолинит, бертьерин</i>
I – начального разложения – дезинтеграции	Сохраняются структурно-текстурные признаки материнских пород, породы частично дезинтегрированы, мощность зоны от 10 до 50 м.	Минералы материнских пород

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. Мощности зон и подзон КВ крайне изменчивы из-за неоднородного состава материнских пород субстрата, морфологии рельефа, размывов и наложенных процессов. Наиболее полные профили пространственно тяготеют к

залежам БЖР. Мощные КВ связаны с зонами повышенной трещиноватости на контактах железистых кварцитов и сланцев.

Бокситовая подзона конечного гидролиза характеризуется наибольшей обогащенностью глиноземом и большей частью представлена кондиционными бокситами. Кремневый модуль Al_2O_3/SiO_2 в породах этой подзоны нередко достигает 5–6 [Сиротин, Белявцева, 2016]. Сиаллитно-аллитовые подзоны, хотя и обогащены глиноземом, но кремневый модуль в них не превышает 2. Верхняя из них образовалась при наложенных на бокситы эпигенетических процессах. Границы между бокситовой и сиаллитно-аллитовыми подзонами постепенные. В составе пород III зоны существенную роль играют каолинит и бертьерин, в ней еще сохраняются текстурные особенности материнских пород. Породы II зоны частично дезинтегрированы, несут текстурные признаки сланцев, содержат иллит, реликты материнских минералов, в том числе кварц.

Переход между аллитами и сиалитами постепенный, через слой глинистого состава, выделяемых иногда под названием «литомарж». Лишь в редких случаях граница между зонами достаточно четкая и может быть намечена по внешнему облику пород. Бокситы в профиле выветривания развиты не повсеместно. Нередко они отсутствуют, что связано не только с их размывом, но и с тем, что процессы десиликации здесь не достигли тех значений, которые необходимы для того, чтобы выветрелые сланцы стали бокситами.

На завершающих этапах развития все КВ КМА попадали в иную термодинамическую обстановку и вследствие этого подвергались воздействию диагенетических и эпигенетических метасоматических преобразований в верхних частях профиля, что определило образование силикатных и карбонатных разновидностей руд. Термины диагенез и эпигенез для бокситов введены в работах Г. И. Бушинского [Бушинский, 1971].

В петрографическом и минералогическом смысле бокситы – это объединение множества генетически родственных высокоглинозёмных горных пород, состоящих из гиббсита, бёмита, диаспора или их смесей [Боева, 2016]. Литологические типы бокситов выделяются по внешним, макроскопическим и

структурно-текстурным признакам, определяемым физическими свойствами слагающих минералов и способом заполнения пространства. Минеральный состав бокситов непосредственно зависит от состава исходных пород, а также диагенетических и эпигенетических процессов. В работах предыдущих исследователей по текстурным признакам и минеральному составу выделялось до 12 типов бокситов [Хожанов, 1972; Сиротин, Белявцева, 2016]. Для большинства из них нет подтверждений данными РСМА и дифрактометрии. Использование нами этих методов по соотношению основных минералов (бемит, гиббсит, бертьерин, каолинит, гематит) установлено 5 минеральных типов бокситов: 1 – существенно бемитовые с примесью бертьерина и каолинита (до 50 % от объёма всех типов бокситов); 2 – бертьерин-бемитовые; 3 – каолинит-бертьерин-бемитовые; 4 – гематит-бертьерин-бемитовые 5 – гиббситовые (бертьерин-гиббситовые) разности.

Тонкопористые существенно бемитовые бокситы – разновидность бокситов, структура которых характеризуется размером пор менее 0,05 мм, их количество может составлять до 50 % объёма породы. По внешнему облику породы землистые, рыхлые, белого и кремового цветов, по физическому состоянию хрупкие, полурыхлые, без сохранения текстурных признаков материнских пород (Рис. 4.3а). Основная масса микрокристаллическая, однородная, под оптическим микроскопом отдельные зерна не просматриваются, только под электронным микроскопом становятся различимы минеральные агрегаты. Поэтому для изучения минерального состава бокситов был применен рентгенографический метод (Рис. 4.3). В их составе помимо бемита (70–90 %), отмечается каолинит, содержание которого достигает 10–15 % и бертьерин 15–20 %. Бемит почти всегда находится в тонко- и скрытокристаллической форме в тесной агрегации с каолинитом. Данный тип бокситов выделяются в верхней зоне конечного гидролиза в подзоне кондиционных бокситов. Выше по профилю в результате диагенетических перообразований переходит в бертьериновые и каолинитовые разности бокситов.

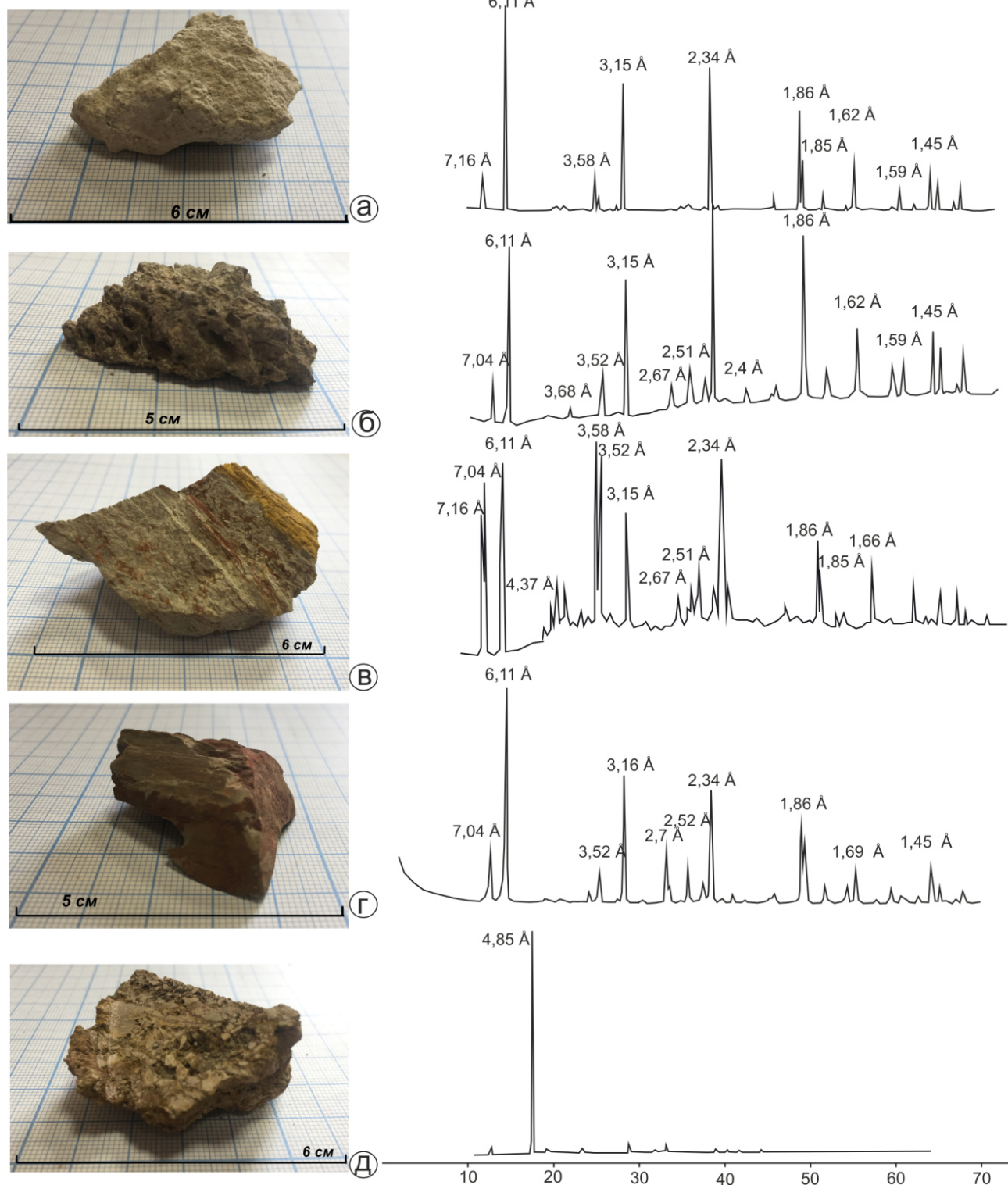


Рис. 4.3. Бокситы КМА и их дифрактограммы: а – существенно бемитовый с каолинитом (Мелихово-Щебекинское месторождение); б – кавернозный бертьерин-бемитовый (Висловское); в – каолинит-бертьерин-бемитовый (Яковлевское); г – бурый каменистый гидрогематит-бертьерин-бемитовый (Мелихово-Щебекинское), д – гиббситовый (Ольховатское).

Макропористые бертьерин-бемитовые бокситы. Данная разновидность характеризуется рельефной поверхностью покрытой многочисленными порами и кавернами, размеры последних достигают 1 см, при больших размерах каверн образуются губчатые разновидности (Рис. 4.3б). По физическому состоянию бокситы плотные, каменистые, с неровным изломом, крепкие. Породы светлоокрашенные, преимущественно светло-зеленой или серовато-зеленой окраски в зависимости от преобладающего в их составе минерала. Основной масса породы разнородная микрокристаллическая, представлена бемитом и бертьерином в различных процентных соотношениях. Бертьерин-бемитовые (бемит-бертьериновые) бокситы встречаются в зоне конечного гидролиза в сиаллитно-аллитной подзоне и подзоне кондиционных бокситов в зависимости от генезиса бертьерина.

Массивные каолинит-бертьерин-бемитовые – по физическому состоянию плотные, глиноподобные, структура их тонкозернистая. Внешне породы светлоокрашенные с преобладанием светло-зеленой или серовато-зеленой окраски. Местами по поверхности напластования опребредают охряно-желтый окрас за счет примеси гидроокислов железа. Иногда данная разновидность бокситов имеет полосчатую текстуру, обусловленную чередованием полос кремово-серого цвета (каолинитового и бемитового составов) и грязно-зеленого (бертьеринового состава). Основная масса породы сложена гелеморфным каолинитом с примесью бертьерина и скрытокристаллического бемита. Минеральный состав: каолинит 50 %, бертьерин 30 %, бемит 20 %, распределение минералов в породе равномерное. Внешний вид и дифрактограмма данного типа бокситов приведены на рис. 4.3в. Бемит-бертьерин-каолинитовые бокситы приурочены к верхней зоне профиля КВ.

Каменистые гидрогематит-бертьерин-бемитовые бокситы. По физическому состоянию породы плотные, каменистого облика, со ступенчатым изломом, по текстуре – неясно полосчатые, иногда –

мелкопятнистые. Бокситы пестрые, темно-красной, красновато-бурой и кирпично-красной окраски за счет присутствия гидроокислов железа. В минеральном составе помимо каолинита и гидрогематита имеется бертьерин, придающий рудам плотное сложение (Рис. 4.3г), минералы распределены неравномерно. Каолинит-гидрогематит-бемитовые бокситы встречаются в приконтактной зоне с БЖР в верхней подзоне профиля КВ.

Псевдобобовые существенно гиббситовые и бертьерин-гиббситовые бокситы приурочены к поднятиям высшего порядка [Сиротин, Бежавцева, 2016] и распространены только в северной части Белгородского района КМА (Ольховатское месторождение). Они – псевдобобовые, макропористые, зеленоватого, светло бурого, иногда бурого цветов с пятнистым распределением окраски, каменистые, средней крепости.

Порода состоит из псевдобобовин и основной массы. Подобная текстура характеризуется присутствием в боксите неравномерно распределенных сферических конкреций диаметром 0,5–1 см, плотно сцементированных основной массой. Бобовины распределены неравномерно, редко соприкасаются, чаще разделены цементом между собой. Этот тип боксита отличается широким развитием пор среди цемента. Псевдобобовины сложены гиббсит-бертьериновой массой и имеют более светлую, светло-серую и светло-бурую окраски, тогда как их цемент коричневато-бурый с преобладанием гиббсита и гетита (Рис. 4.3д). Структура последнего мелкозернистая. До 80 % объема породы составляет гиббсит, также присутствуют гетит и бертьерин, в бобовинах обнаружены скопления мелкокристаллического гематита. Существенно гиббситовые и бертьерин-гиббситовые бокситы встречаются в зоне конечного гидролиза в подзоне кондиционных бокситов.

Распределение породообразующих минералов в основных типах бокситов отличается. В существенно бемитовых разностях бемита 70–80%, бертьерина и каолинита по 10–15%. В бертьерин-бемитовых породах первого минерала 30–40%, второго 60–70%, в каолинит-гидрогематит-бертьерин-

бемитовых – 5 %, 5–10 %, 10–15 %, 70–80 % соответственно. В псевдобобовых существенно гиббситовых разностях бертьерина 10–15 %, гетита 5–10 %. Количество остальных второстепенных минералов в разных сочетаниях не превышает первых процентов. Следовательно, на КМА развиты своеобразные бертьериновые бокситы.

Таким образом, определено, что бокситы КМА связаны с позднеурнейской-ранневизейской латеритной КВ филлитовых сланцев курской серии протерозоя Белгородского района. Бокситы-латериты пространственно тесно связаны с БЖР и располагаются на «головах» сланцев. Выделяется четыре типа морфологических типа бокситоносных КВ, различающихся между собой по положению в древнем рельефе, мощностям, структурно-текстурным признакам и особенностям минерального состава: площадной, линейно-площадной, контактово-площадной и карстовый. КВ алюмосиликатных пород имеют мощности до 150 м и обладает четко выраженной зональностью. Мощности зон и подзон крайне изменчивы из-за неоднородного состава материнских пород, рельефа, размывов и наложенных процессов. Структурно-текстурные особенности пород определяются физическими свойствами слагающих минералов и способом заполнения межзернового пространства. Выделяются: тонкопористые существенно бемитовые, макропористые бертьерин-бемитовые, массивные глиноподобные каолинит-бертьерин-бемитовые, каменистые гидрогематит-каолинит-бемитовые, псевдобобовые существенно гиббситовые и бертьерин-гиббситовые бокситы. Псевдобобовые существенно гиббситовые и бертьерин-гиббситовые распространены в северной части Белгородского района КМА, в его южной части встречаются бемитовые разности, что связано с гипсометрическим положением в рельефе во время выветривания.

4.2. Минеральный состав коры выветривания межрудных сланцев

Исследование бокситов показало их сложный минеральный состав и позволило выделить минеральные ассоциации разных этапов образования и преобразования КВ. Формирование состава бокситов происходило в несколько этапов, первым из которых был девонский этап формирования каолинового профиля с образованием иллита, каолинита и бертьерина. На втором этапе (позднетурнейско-ранневизейском) происходило дальнейшее разложение образованных ранее и уцелевших от выветривания минералов первого этапа. К этому этапу относится появление основных минералов алюминия: бемита, гиббсита. Самым распространенным в бокситах КМА является бемит, гиббсит встречается гораздо реже. От материнских пород сохраняются такие устойчивые минералы как гематит, рутил, ильменит, монацит, циркон. На последующих этапах диагенетического и эпигенетического преобразования КВ образовывались пирит, наложенный бертьерин, каолинит, карбонаты. Минералы, из которых состоят бокситы, за редким исключением, имеют очень малые размеры, находятся в тесном сростании друг с другом и трудно поддаются макроскопическими и оптическими методами определения, которые преимущественно использовались предыдущими исследователями. Поэтому в настоящей работе особое внимание уделено прецизионным методам исследования состава рассматриваемых образований.

4.2.1. Гипогенные минералы

К гипогенным минералам КВ относятся минералы, унаследованные от материнских пород и уцелевшие в процессах выветривания.

Бокситоносная КВ в пределах КМА развивается по межрудным сланцам железисто-кремнистой формации коробковской свиты курской серии. Сланцевые подсвиты коробковской свиты (нижняя сланцевая и

верхняя сланцевая подсветы) образуют пласты мощностью от нескольких до 200 м. По минеральному составу в нижней сланцевой подсвете выделяются углисто-слюдистые сланцы, наиболее благоприятные для образования бокситовых залежей. Они представлены углисто-биотитовыми и углисто-серицитовыми разностями при различных соотношениях биотита и серицита, содержание кварца в них от 10 до 30 %. Верхняя сланцевая подсвета по своему составу более разнообразна. В ней выделяют: углисто-слюдистые, углисто-кварц-слюдистые, кварц-серицитовые, карбонатно-кварц-серицитовые разности. Биотит и серицит присутствуют в виде мелких ориентированных чешуек. Аксессуориями являются гематит, ильменит, сфен, рутил, пирит, турмалин, циркон, монацит.

Из гипогенных минералов в бокситах нами были обнаружены следующие:

Гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ является одним из основных минералов железистых кварцитов и БЖР. Находится в микрокристаллических единичных пластинчатых и таблитчатых реликтов (1–5 $\mu\text{м}$), обнаружен в бемитовых бокситах (2–5 % объема породы). В гиббситовых разновидностях сосредоточен в бобовинах, где образует плотные скопления, и может составлять до 15 % от ее объема (Рис. 4.4а). Основная масса гематита выше по разрезу переходит в гидроокислы железа и гидрогематит.

Циркон (ZrSiO_4) встречается в виде столбчатых и обломочных зерен размером 20–50 $\mu\text{м}$, обнаружен в существенно бемитовом боксите (Яковлевское месторождение) (Рис. 4.4б). Содержание в образце составляет доли процентов.

Монацит (Ce, La, Nd...) (PO_4) обнаружен только в образце кавернозного бертьерин-бемитового боксита (Висловское месторождение) в виде пластинчатого обломочного зерна размеров 100x150 $\mu\text{м}$ (Рис. 4.4в).

Рутил (TiO_2) наиболее устойчивый и широко распространенный минерал титана в бокситах. Кристаллы игольчатого и столбчатого облика. Развиг в виде обломочных зерен размером от 5 до 20 $\mu\text{м}$. Присутствует в

существенно бемитовых бокситах (Мелихово-Щебекинское месторождение). Содержание в породе около 2 % (Рис. 4.4г).

Ильменит (FeTiO_3) и *кварц* в КВ сланцев КМА распространены в ограниченном количестве и представлены единичными реликтами.

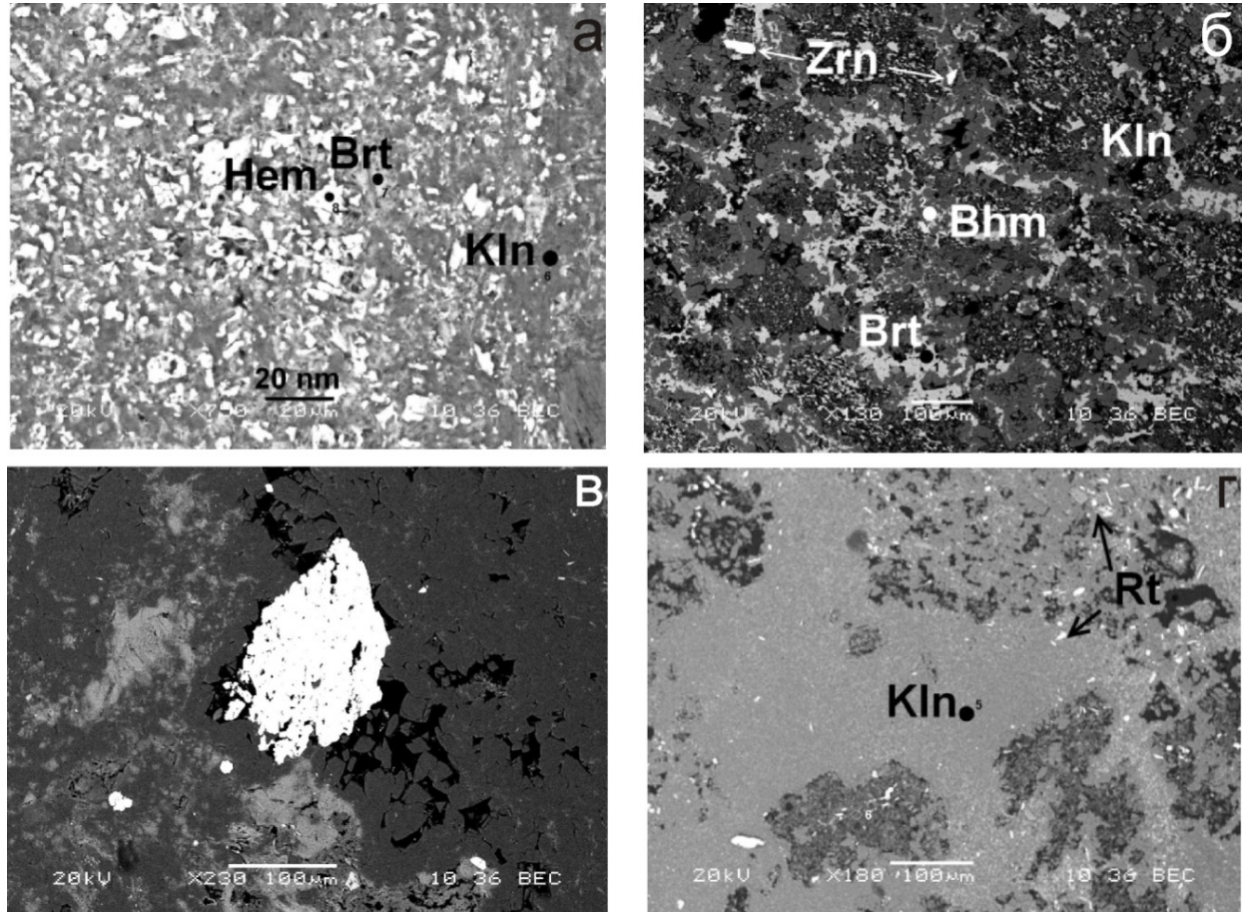


Рис. 4.4. Гипогенные минералы в коре выветривания сланцев: а – увеличенное строение бобовины, содержащей скопления гематита; б – циркон в образце существенно бемитового боксита (Яковлевское месторождение); в – монацит в образце кавернозного бертьерин-бемитового боксита (Висловское месторождение); г – рассеянные кристаллы рутила в бемитовом боксите (Мелихово-Щебекинское месторождение). *Примечание:* Здесь и далее все буквенные обозначения минералов даны по [Whitney, Evans, 2010].

4.2.2. Гипергенные минералы

К группе гипергенных относятся минералы, образованные в результате выветривания исходных пород. Нами выделены следующие из них: бемит, гиббсит, бертьерин, каолинит, гетит, гидрогематит.

Бемит – наиболее распространенная разновидность свободного глинозема в КВ сланцев КМА. Минерал из класса гидроокислов с химической формулой $\gamma\text{-AlO(OH)}$. Макроскопически бемитовые бокситы часто бесцветные или белые с желтоватым, красноватым, розоватым, зеленоватым оттенком. В бокситах почти всегда находится в тонко- и скрытокристаллической форме в виде плотных сплошных землистых масс в тесной агрегации с каолинитом, бертьерином (Рис. 4.5а, б). Отдельные кристаллы можно различить лишь под электронным микроскопом, где на снимке (Рис. 4.5в, г) видна хлопьевидная поверхность образца, состоящая из тонких табличатых кристаллов бёмита (Рис. 4.5г).

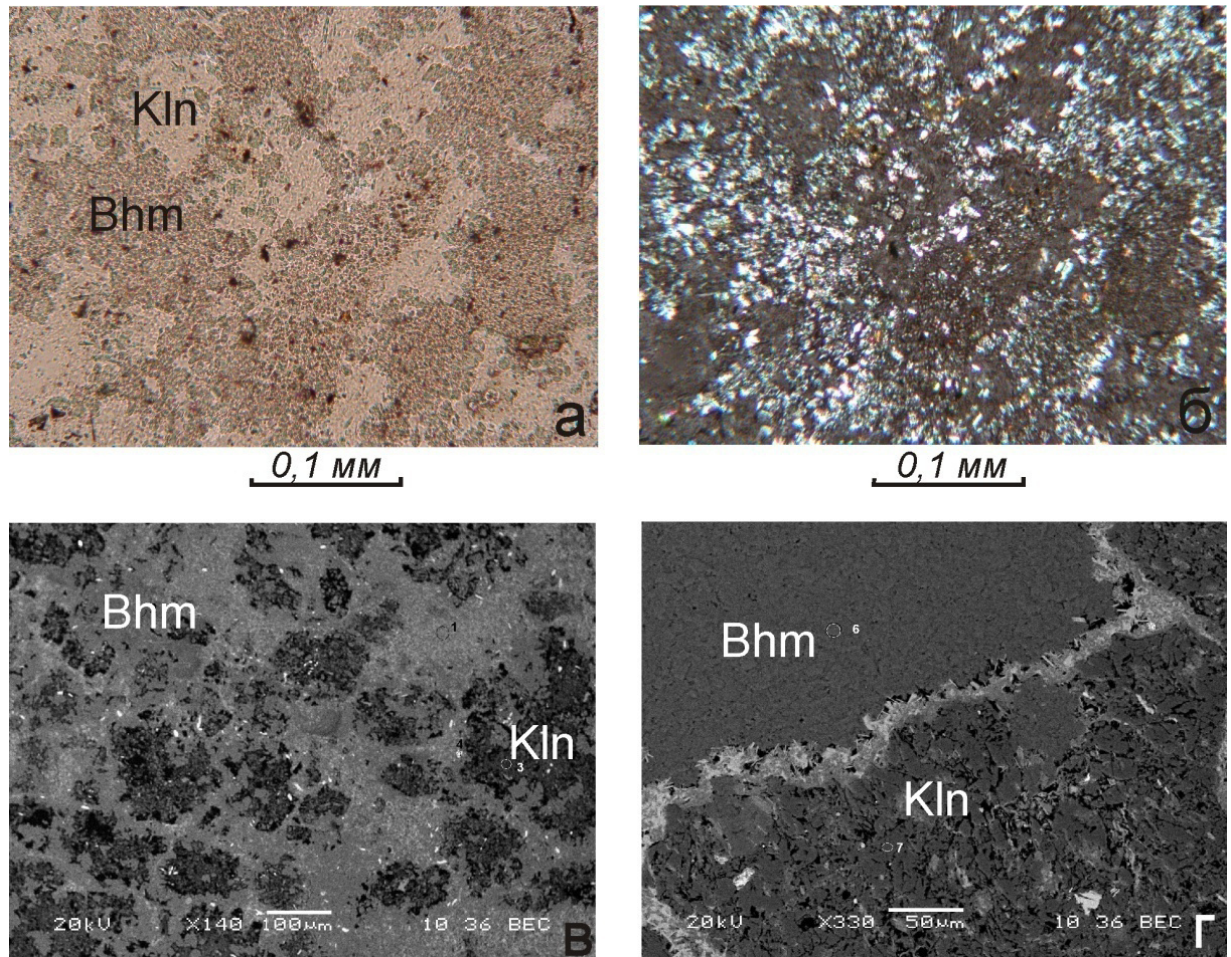


Рис. 4.5. Формы выделения бемита: а, б – существенно бемитовый, микропористый боксит (Мелихово-Щебекинское месторождение), (слева николи //, справа +); в; г – боксит плотный бертьерин-бемитовый (Яковлевское месторождение)

Теоретический химический состав минерала (вес.%): Al_2O_3 – 85 %, H_2O – 15 %. Химический состав бемита в образцах бокситов КМА представлен в табл. 4.2. В составе отмечаются повышенные содержания H_2O , и примесь FeO (до 1,28 вес. %). При увеличении количества воды в структуре бемита формируется гелеобразный псевдобемит, химическая формула которого $\text{AlOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $n=0,3-1,0$ [Семенов, 2019].

Таблица 4.2. Химический состав бемита в шлифах бокситов КМА по данным микрозондирования

Компоненты	Содержание компонентов в бемите, вес. %			
	1	3	5	10
SiO_2	2,64	0,98		
Al_2O_3	73,76	75,65	78,96	76,17
$\text{FeO}_{\text{общ}}$	1,18	1,29		
Сумма	77,58	77,92	78,96	76,17

Примечание: 1 – боксит бемитовый, микропористый (Мелихово-Щебекинское месторождение); 3 – боксит бертьерин-бемитовый (Висловское месторождение); 5 – боксит бемитовый (Яковлевское месторождение); 10 – боксит плотный бертьерин-бемитовый (Яковлевское месторождение).

Наиболее точно бемит идентифицируется рентгенографически. На дифрактограммах образцов бокситов явно выражены характерные для минерала пики базального отражения: 6,11 Å; 3,16 Å; 2,35 Å; 1,86 Å (Рис. 4.3).

Дифрактограммы кристаллического бемита и псевдобемита практически совпадают, однако, для псевдобемита характерно некоторое смещение отражений, отвечающих межплоскостным расстояниям для плоскостей (002) и (003), а сами пики уширены [Пущаровский, 2000] (Рис. 4.6б).

Гиббсит $\text{Al}(\text{OH})_3$ или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ менее распространен на месторождениях КМА. В бокситах он наблюдается в виде сплошных скрытокристаллических масс.

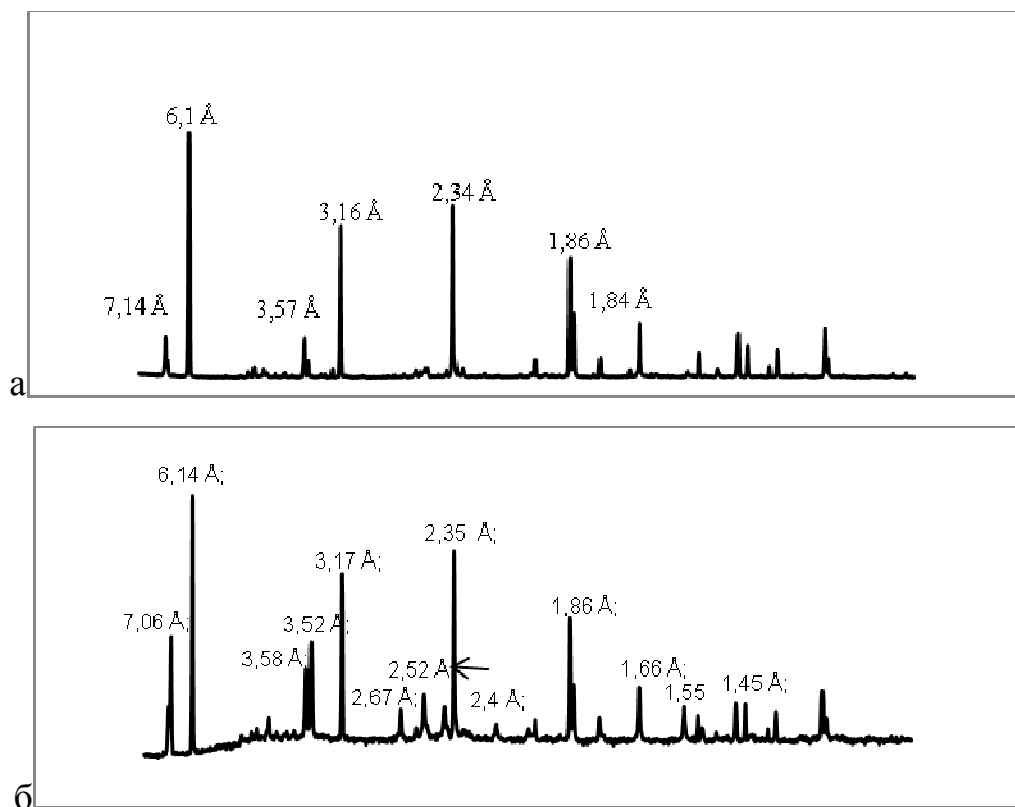


Рис. 4.6. Дифрактограммы: а – бемитового боксита с каолинитом (Мелихово-Щебекинское месторождение); б – бемитового боксита с бертьерином (Яковлевское месторождение), бемит представлен, вероятно, псевдобемитом.

Форма выделения разная – в бобово-пизолитовых породах чистый гиббсит присутствует в основном в виде цементирующей массы совместно с гетитом (Рис. 4.7а, б) послойной концентрации, а в бобовинах и пизолитах он находится чаще в ассоциации с бертьерином (Рис. 4.7в, г). Теоретический химический состав (вес.%): Al_2O_3 — 65,36 %, H_2O — 36,64 %. Средний химический состав гиббсита КМА (по данным микрозондирования, вес.%): 58,13 % – Al_2O_3 ; 41,87 % – H_2O .

Идентификация гиббсита, в том числе и в смесях с другими минералами, надежно производится рентгеновскими методами по характерным для него рефлексам: 4,85 ($I=100$); 4,37 ($I=36$) и 4,31 Å ($I=18$) (Рис. 4.3д). На дифрактограмме гиббсит характеризуется узкими и четкими рефlekсами, что свидетельствует о его хорошей степени

окристаллизованности [Салтыков, 2009]. Ассоциирует с гетитом и бертьерином.

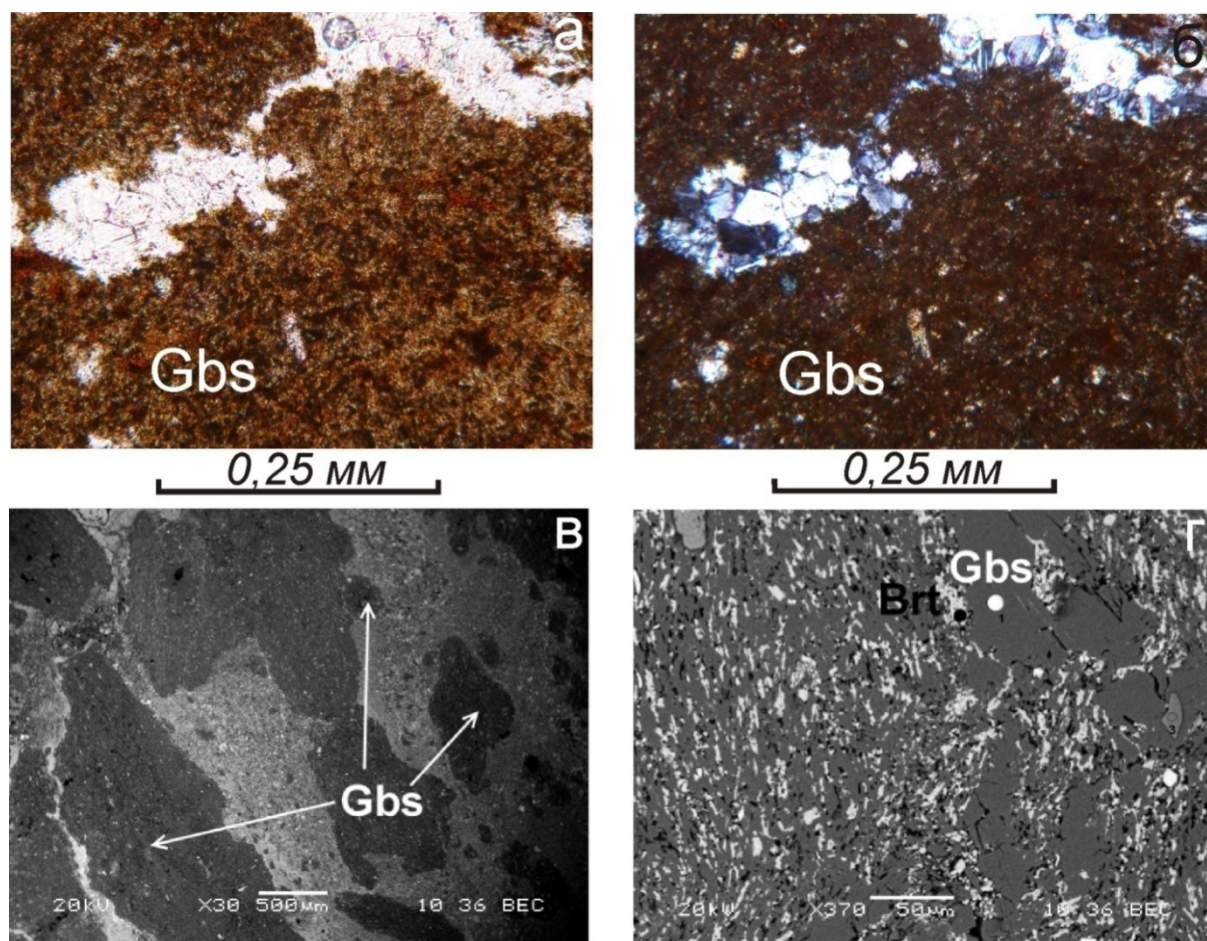


Рис. 4.7. Формы выделения гиббсита в псевдобововом гиббситовом боксите (Ольховатское месторождение): а, б – сплошные гиббситовые массы в оптическом микроскопе (слева николи //, справа +); в – электронномикроскопический снимок гиббситовых бобовин в бертьериновой основной массе; г – крупный план бобовины.

Гетит – минерал группы гидрооксидов железа с формулой $\alpha\text{-FeOOH}$ или $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Макроскопически образует землистую массу и придает бокситам жёлтый, охряно-жёлтый, жёлто-бурый, бурый цвета. В бокситах КМА ассоциирует с гиббситом и бертьерином, обнаружен только в образцах гиббситового боксита Ольховатского месторождения, где развивается по бертьерину. В породе гетита 10–15 %. В шлифах видно, что он слагает тонкокристаллические сплошные массы, имеет концентрические формы в виде изогнутых колломорфных жилкообразных масс с двойной каемкой на периферии, с разным содержанием воды и железа (Рис. 4.8).

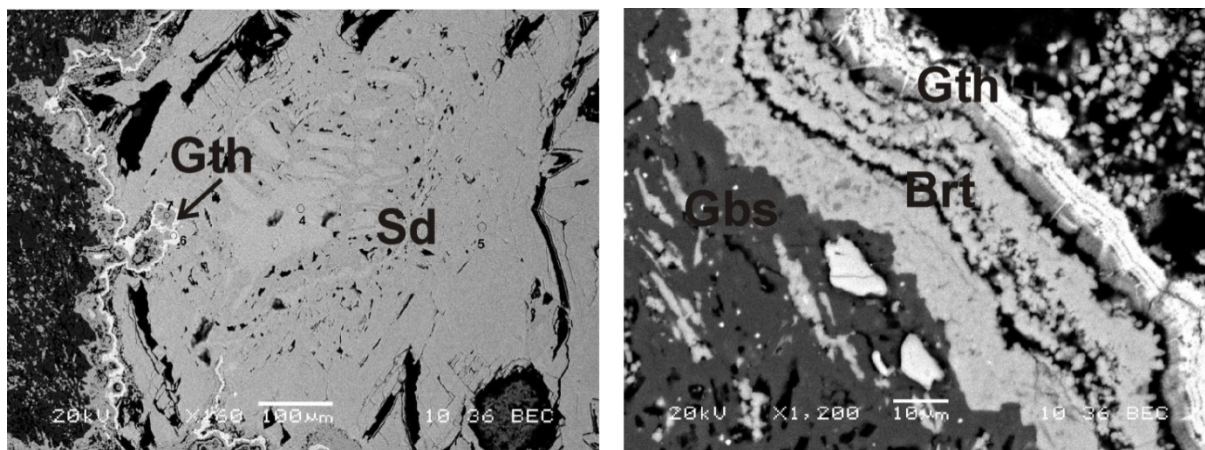


Рис. 4.8. Гетит в ассоциации с гиббситом и бертьерином в псевдобововом макропористом гиббситовом боксите (Ольховатское месторождение).

Гидрогематит – это тонкодисперсный гематит с адсорбированной водой. В КВ сланцев изучен в гидрогематит-бертьерин-бемитовом боксите (Мелихово-Щебекинское месторождение). Этот минерал придает бокситам бардовый и бурый цвета. Часто его выделения наблюдаются на плоскостях напластования на границе с БЖР в виде бесформенных пятнистых образований. Рентгенограмма гидрогематита такая же, как у гематита (Рис. 4.3). Гидрогематит представляет собой продукт гидратации окиси железа – гематита, может также образовываться при окислении сидерита, а в условиях жаркого климата — при гидратации гидроокисей железа.

Каолинит $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – один из самых распространенных силикатов в КВ сланцев. Каолинит представлен двумя разновидностями: каолинитом второй стадии выветривания (иллит-каолинитовой), реликты которого обнаружены в неизмененных вторичными процессами бемитовых и гиббситовых бокситах, а также в выветрелых межрудных сланцах Стойленского месторождения, и каолинитом, образованным при каолинитизации (обелении) сформированных бокситов [Сиротин, Белявцева, 2016]. Вторая разновидность будет рассмотрена в разделе диагенетических минералов.

Макроскопически бокситы с каолинитом в составе глиноподобные, белые, переходящие в кремовые и бледно-желтые. Реликтовый каолинит в

гиббситовой массе представлен единичными пластинками размером от 25 до 50 мкм, уцелевшими в процессе латеризации (Рис. 4.9а). Вероятно, большая часть каолинита при латеризации перешла в гиббсит. В бемитовом боксите каолинит слагает скрытокристаллические массы в ассоциации с бертьерином и бемитом (Рис. 4.9б).

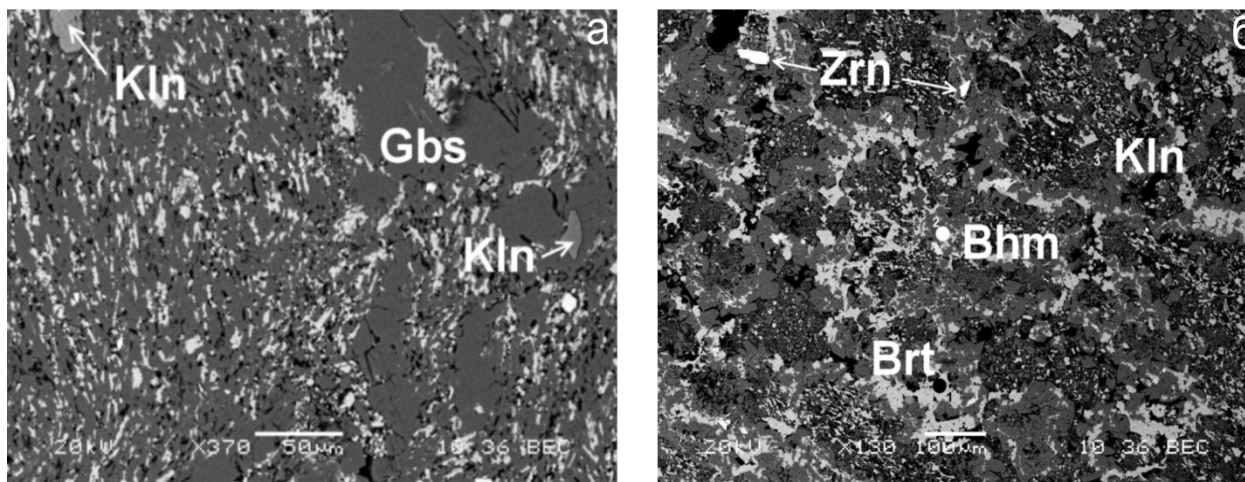


Рис. 4.9 Реликты каолинита в: а – псевдобобовом макропористом гиббситовом боксите (Ольховатское месторождение), б – существенно бемитовом боксите (Яковлевское месторождение).

Химический состав каолинита в бокситах КМА представлен в табл. 4.3.

Таблица 4.3. Химический состав каолинита в шлифах бокситов КМА по данным микрозондирования

Компоненты	Содержание компонентов в каолините, вес. %							
	1	2	4	4	10	10	10	11
SiO ₂	37,55	36,64	38,17	39,68	43,67	44,79	42,28	35,52
Al ₂ O ₃	32,19	30,94	32,44	33,28	36,47	39,10	35,86	40,15
FeO _{общ}	2,38	3,95	3,71	6,2			1,34	0,61
Сумма	72,36	71,52	74,96	79,67	80,14	83,89	79,47	79,72

Примечание: 1 – Боксит существенно бемитовый, микропористый (Мелихово-Щебекинское месторождение), 2 – Бокситоматеринский субстрат - зона III коры выветривания сланцев, 4 – Боксит осадочный макропористый реликтово-обломочный (Висловское месторождение), 10 – Боксит плотный бертьерин-бемитовый с реликтовой текстурой (Яковлевское месторождение), 11 – Боксит псевдобобовый макропористый гиббситовый (Ольховатское месторождение). **Жирным шрифтом** выделен анализ реликтового каолинита.

Каолинит реликтовый отличается меньшим содержанием SiO₂ и FeO, и большим Al₂O₃ по сравнению с новообразованным. Во всех анализах

диагенетического каолинита присутствуют примеси FeO , что можно объяснить инфильтрацией из железистых толщ.

В оскольских рудах каолинит обнаружен в нижних частях профиля, в выветрелых сланцах, не затронутых латеризацией в визейское время, там каолинит ассоциирует с иллитом. *Иллит* – минерал из подгруппы гидрослюд группы слюд. Он наблюдается в чешуйчатых и тонкопластинчатых белых массах, жирных на ощупь. Вероятно, иллит, образованный за счет разложения биотита, в процессе эпигенеза в кислой среде выше по профилю превратился в каолинит, который в дальнейшем в визейское время перешел в гидраты глинозема. Иллит, каолинит и бертьерин диагностированы рентгенографическим методом в Зонах II и III КВ сланцев Стойленского месторождения (Рис. 4.10).

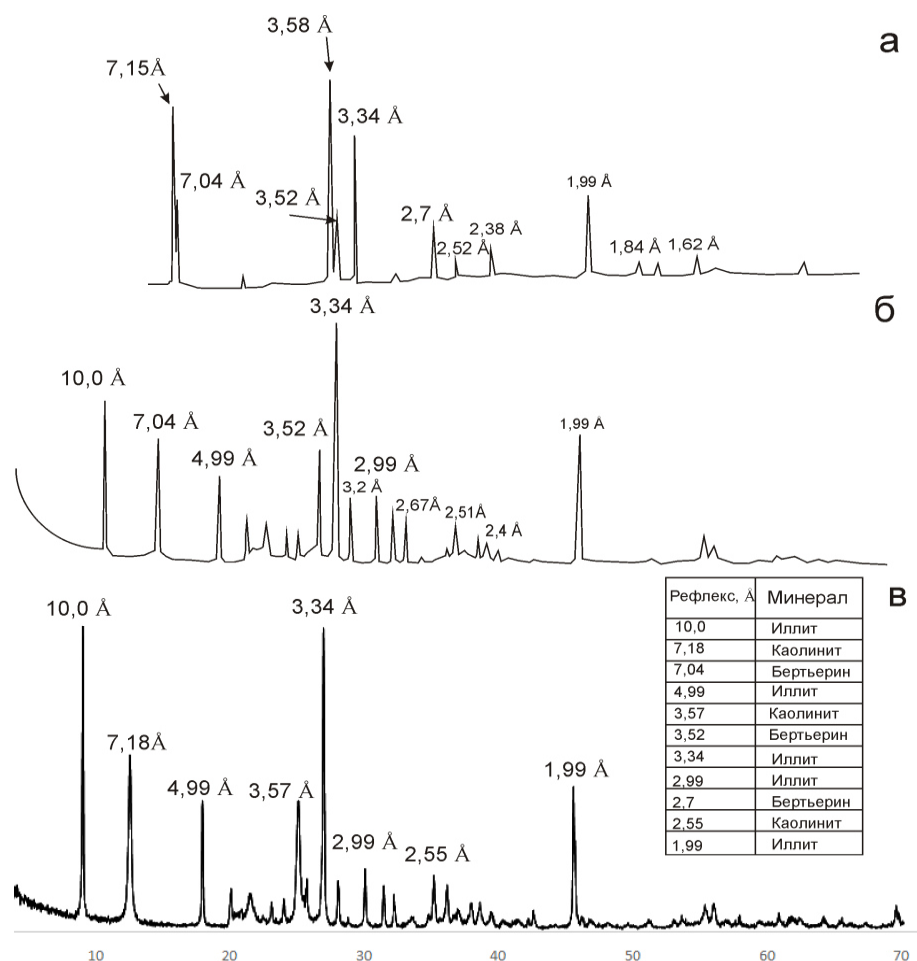


Рис. 4.10. Дифрактограммы выветрелых сланцев КВ Стойленского месторождения: а – Зона III, сложенная каолинитом и бертьерином; б – Зона II, сложенная иллитом и бертьерином; в – Зона II, сложенная иллитом и каолинитом.

Бертьерин – моноклинный слоистый силикат из подгруппы серпентина группы каолинита серпентина. Широко распространен в бокситах КМА и является порообразующим. В большинстве предыдущих работ (1950–1980 гг.) по КМА при его идентификации использовались термины – шамозит, диагенетический хлорит, железистый хлорит, и указывались физико-химические характеристики, присущие бертьерину. Мы выделяем две модификации бертьерина – гипергенную и диагенетическую, выделенные по морфологическим признакам.

Гипергенный бертьерин развит в виде скрытокристаллических масс, встречающихся, чаще всего, в неизмененных вторичными процессами бемитовых и гиббситовых бокситах, образует собственные минеральные разности. Макроскопически характеризуется светло-зеленым до грязно-зеленого цветом с перламутровым блеском. Под оптическим микроскопом представлен сплошной скрытокристаллической массой, находящейся в тесном взаимодействии с бемитом, гиббситом, каолинитом и гидроокислами железа. Выполняет прослои и иногда составляет основную массу породы. В ряде образцов под электронным микроскопом обнаружено постепенное замещение бертьерина по периметру бемитом (Рис. 4.11а, б, в) и гетитом (Рис. 4.11г).

По физическим свойствам известны две структурные разновидности бертьерина – ортогональный 1Н и моноклинный 1М. Авторы работ [Brindley, 1982] и [Bailey, 1988] выяснили, что бертьерины с высоким содержанием Al_2O_3 чаще встречаются в 1М типе, а 1Н тип чаще встречается в образцах с низким Al_2O_3 и высоким содержанием SiO_2 . По результатам исследований [Клекль и др., 1990; Никулин, Савко, 2015] определено для бокситов и БЖР КМА, что бертьерин 1М высокоглиноземистый и малокремнистый, кремниевый модуль $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ в нем составляет 1,4–1,56. В ортогональном 1Н он 0,74–1,04 [Клекль и др., 1990]. Чаще всего встречается бертьерин с неупорядоченной структурой и сочетанием моноклиальной и ортогональной политипных модификаций [Brindley, 1982].

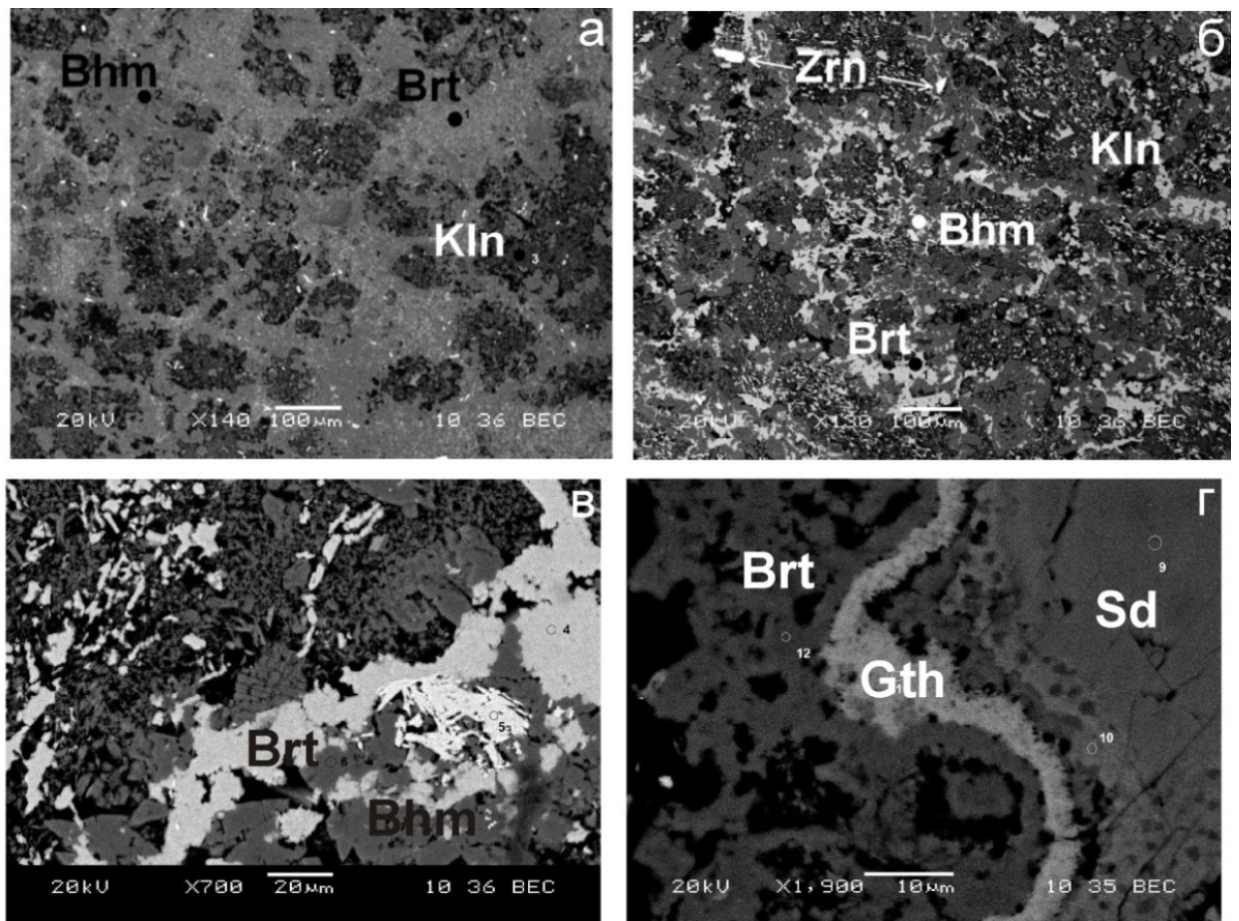


Рис. 4.11. Формы выделения гипергенного бертьерина в бокситах: а – существенно бемитового, микропористого (Мелихово-Щебекинское); б, в – землистого, существенно бемитового (Яковлевское); г – гиббситового боксита (Ольховатское месторождение).

Химический состав бертьерина бокситов следующий: SiO_2 17,52–30,98 вес.%, Al_2O_3 23,5–33,37 вес.%, FeO 14,45–44,83 вес.%, MgO 0,77–1,39 вес.%. По сравнению с гипергенным бертьерином БЖР, в бокситах минерал содержит большие количества Al_2O_3 и меньшие SiO_2 . Химический состав изученных бертьеринов соответствует эталонным, указанным в работе [Brindley. 1982]. Изучаемые бокситы представляют собой тонкодисперсные смеси различных минералов и при зондировании предполагаемых бертьеринов освободиться полностью от примесей не удастся, поэтому основным методом определения бертьерина и его содержаний является дифрактометрический.

Кремниевый модуль бертьерина в бокситах КМА 1,08–1,36 (Табл. 4.4), в связи с чем он относится к типу 1Н с различной долей модификации 1М.

Таблица 4.4 Состав бертьерина в шлифах по данным микрозондирования в бокситах КМА

Компо- ненты	Содержание компонентов в бертьерине бокситов, вес. %										
	3	3	10	10	10	10	10	1	5	11	11
SiO ₂	19,2	18,77	23,65	30,97	30,67	26,34	22,22	30,98	19,73	19,38	20,87
Al ₂ O ₃	25,69	25,61	26,61	31,5	30,92	27,54	26,72	33,37	25,64	26,34	25,12
FeO	39,8	38,58	35,63	24,51	29,4	28,41	29,08	14,45	44,89	41,41	41,21
MgO	1,64	1,59	2,62	2,15	2,1	2,54	2,92	1,59	1	1,32	1,41
Сумма	86,77	84,55	88,51	89,13	93,09	84,83	80,94	80,39	91,26	88,45	88,61
Al ₂ O ₃ / SiO ₂	1,34	1,36	1,13	1,02	1,01	1,05	1,20	1,08	1,30	1,36	1,20

Примечание: 1. Боксит существенно бемитовый, микропористый (Мелихово-Щебекинское месторождение); 3. Боксит кавернозный бертьерит-бемитовый (Висловское месторождение); 10. Боксит плотный бертьерин-бемитовый с реликтовой текстурой (Яковлевское месторождение); 11. Боксит псевдобобовый макропористый гиббситовый (Ольховатское месторождение). **Жирным шрифтом** выделены анализы игольчатого диагенетического бертьерина.

На дифрактограммах бертьерин идентифицируется по основному рефлексу 7,04–7,1 Å, который несколько выше значений для шамозита и хлорита (Рис. 4.3б, в). На дифрактограммах бертьерин 1М отличается пониженными значениями всех d_{00L} . Однако установление политипной модификации бертьерина осложнено тем, что изучаемые объекты представлены тонкодисперсными смесями глиноземных, глинистых и других минералов, поэтому на дифрактограммах рефлексы разных модификаций минерала частично или полностью перекрываются. Вероятно, образование гипергенного бертьерина происходит уже в иллит-каолинитовом профиле за счет разложения слюд исходных кристаллических сланцев. Это объясняется распространением минерала по всему профилю, даже в его нижних частях.

4.2.3. Диагенетические и эпигенетические минералы

Среди диагенетических ведущую роль занимают новообразованные каолинит, бертьерин, сидерит, судьфиды. Диагенетическая минерализация в некоторых профилях КВ достигает больших значений, образуя новые типы

руд, наиболее значимыми из которых являются сидеритизированные и бертьеринизированные разновидности. Кальцит встречается редко, сосредоточен, главным образом, в кровле КВ, возникновение его связано с инфильтрационными процессами из вышележащих карбонатных толщ.

Диагенетический каолинит образуется в восстановительных условиях при обелении бокситовых толщ, формируется по бемиту, гиббситу, находится в тесной ассоциации с диагенетическим бертьерином. Представлен сплошными скрытокристаллическими массами. Каолинит слабо раскристаллизован, гелеморфный, что усложняет его изучение в оптическом микроскопе и требует дополнительного электронномикроскопического исследования (Рис. 4.12), размеры минерала составляют менее 1 $\mu\text{м}$.

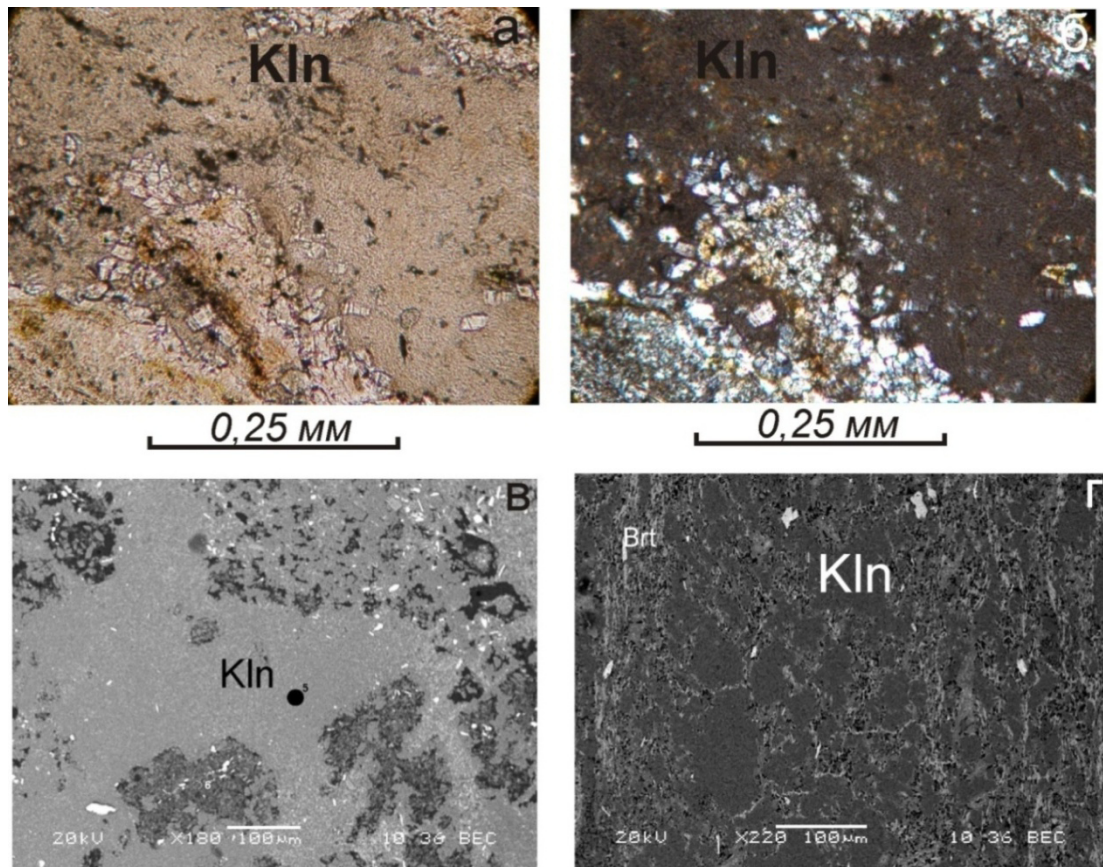


Рис. 4.12. Формы выделения каолинита: а, б – боксит существенно бемитовый, микропористый (Мелихово-Щебекинское месторождение), (слева николи //, справа +); в – электронномикроскопический снимок развития каолинита в боксите существенно бемитовом, микропористый (Мелихово-Щебекинское месторождение); г – электронномикроскопический снимок каолинита в бертьерин-бемитовом боксите с реликтовой текстурой (Яковлевское месторождение);

В разных типах бокситов КМА содержание каолинита варьирует от 10 до 50 %. Под оптическим микроскопом минерал прозрачен, бесцветен, иногда слабо желтоватый, цвета интерференции серые. Местами он сконцентрирован в слойки. В смесях с другими минералами каолинит надежно определяется по рефлексам 7,15; 3,57 и 2,37 Å, проявляющимися на дифрактограммах (Рис. 4.1, 4.3).

Диагенетический бертьерин в бокситах макроскопически не отличим от гипергенного и выделен по морфологическим признакам. В электронном микроскопе он представлен мелкими удлиненными кристаллами. Они имеют размер около 1 мкм и обнаружены только в образце бемит-бертьеринового боксита (Яковлевское месторождение), где он ассоциирует с фрамбоидами пирита (Рис. 4.13).

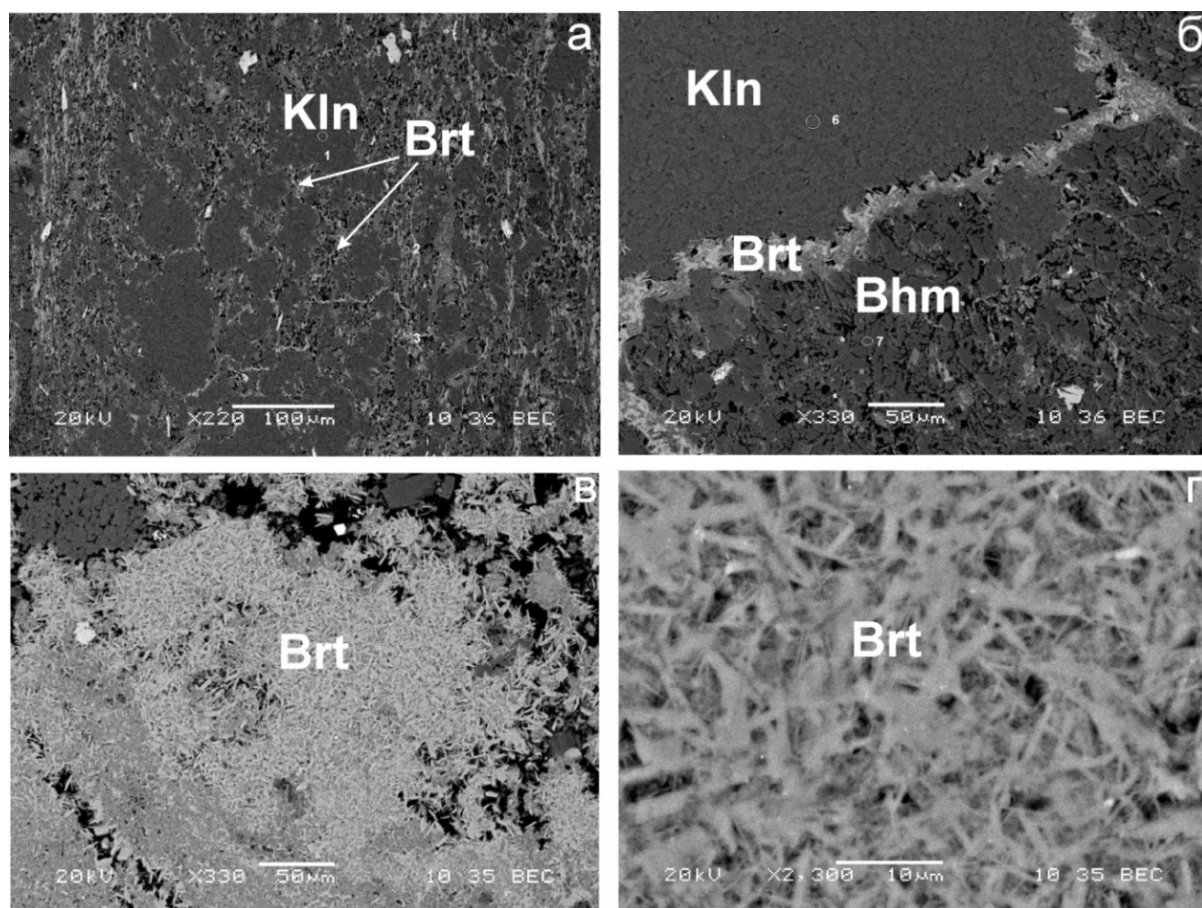


Рис. 4.13. Диагенетический бертьерин в образце бертьерин-бемитового боксита (Яковлевское месторождение): а, б – заполнением бертьерином пор и трещин между каолинитом и бемитом; в, г – выделение игольчатых кристаллов бертьерина

Кристаллы бертьерина кристаллизуются в порах и трещинах породы, заполняя собой свободное пространство. Интересно, что такая ассоциация ранее была обнаружена в железистой формации западных Балкан [Damyanov, Vassileva, 2001] (Рис. 4.13).

Резкое окончание бертьериновых кристаллов у основания, а также отсутствие замещающих текстурных связей между минералами подтверждают диагенетическое образование этого морфологического типа [Damyanov, Vassileva, 2001]. Ассоциирует такой бертьерин с каолинитом, бемитом и карбонатами, развит в верхних частях залежей.

Диагенетический бертьерин по химическому составу богаче SiO_2 и MgO , содержание компонентов в нем варьирует (вес. %): Al_2O_3 26,61–31,5, FeO 24,51–35,63 SiO_2 22,22–30,97 MgO 2,1–2,92 (Табл. 4.4). Значение кремниевого модуля в среднем меньше, чем у гипергенной разновидности.

Карбонаты в бокситах представлены сидеритом и кальцитом, встречаются в кровле залежей. Выполняют пустоты и трещины, а также образуют прожилки и гнездообразные скопления. Кальцит встречается редко, заполняет трещины, где представлен полнокристаллическими агрегатами. Сидерит выступает в качестве цемента плотных руд, обнаружен в виде тонкозернистых масс и мелкозернистых скоплений (Рис. 4.8, 4.11). Он обычен в цементе плотных руд в верхних частях залежей, образует различные по размерам и форме зерна и агрегаты – от микрокристаллических бесформенных скоплений до хорошо образованных идиоморфных кристаллов. Формируется в восстановительных условиях при диагене.

Пирит FeS_2 встречается в образцах бемит-бертьериновых бокситов Висловского и Яковлевского месторождения. Представлен скоплениями мелких, менее 1 μm кубов и реже октаэдров (Рис. 4.14), образующих плотные скопления округлой формы – фрамбоидов. Среднее его содержание в породе 1–5 %. В литературе образование фрамбоидных структур связывают с бактериальной переработкой и последующей минерализацией органического вещества в морской среде. [Астафьева и др., 2005]. Фрамбоиды пирита

образуются в осадке на стадии раннего диагенеза [Berner, 1984]. Подобные агрегаты в бокситах, по мнению [Бардоши, 1981; Taylor, 1990; 2011], также формируются под воздействием бактерий и получили название «бактериопирит». Много бактериопиритовых агрегатов обнаружено в бокситовом руднике Феликс I месторождения Сёц в Венгрии [Рис. 4.14].

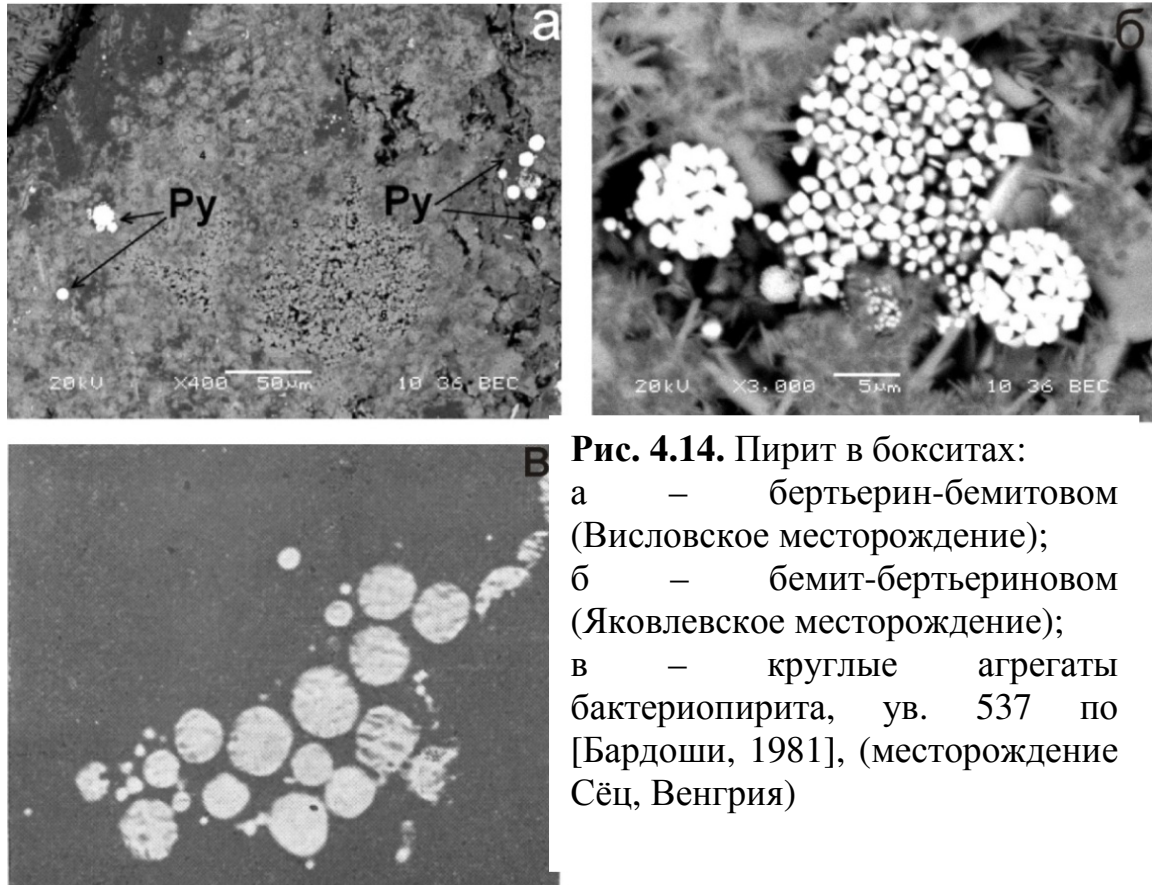


Рис. 4.14. Пирит в бокситах:
а – бертьерин-бемитовом (Висловское месторождение);
б – бемит-бертьериновом (Яковлевское месторождение);
в – круглые агрегаты бактериопирита, ув. 537 по [Бардоши, 1981], (месторождение Сёц, Венгрия)

Таким образом, главными минералами бокситов КМА являются бемит, гиббсит, бертьерин, каолинит, гетит и гидрогематит. Преимущественно гиббситовые бокситы тяготеют к северной части Белгородского района КМА, бемитовые – к его южной части. Это объясняется более повышенным рельефом на севере и интенсивной промываемостью профиля выветривания с образованием пизолитовых бокситов, сложенных тригидратом алюминия.

Моногидрат алюминия слагает распространенные южнее бемитовые разности, сохранившие реликтовые сланцеватые текстуры. Вне гряд железистых кварцитов на архейских гнейсах, занимавших пониженные формы рельефа, в позднегурнейское-ранневизейское время формировалась

каолиновая КВ. В девонское время на межрудных сланцах одновременно с образованием БЖР формировался иллит-каолинитовый профиль КВ.

Аллитная зона с бокситами образовалась на межрудных сланцах в позднегурнейско-ранневизейское время только в Белгородском районе КМА. В бокситах минералы глинозема образуются непосредственно по иллиту, а также каолиниту и бертьерину из более древних кор выветривания. Эпигенетические процессы, наложенные на верхние части бокситов привели к их силификации и карбонатизации. Образование тех или иных минералов контролировалось условиями корообразования, а также диагенетическими и эпигенетическими процессами. Одной из основных особенностей бокситов является широкое развитие бертьерина по всему профилю выветривания, который в основной своей массе является сингенетическим минералом КВ.

Проведенные исследования позволили обосновать специфический тип бертьериновых бокситов, формировавшихся в платформенных обстановках позднего палеозоя. Аллиты этого времени отличаются от более поздних разновидностей геосинклинального (средиземноморского) типа («терра-росса») в терригенно-карбонатных толщах триаса-неогена и латеритных покровов эоцен-четвертичного возраста в тропических странах меньшими масштабами и пониженными содержаниями глинозема. Палеозойские месторождения бокситов, приуроченные к присклоновым частям угленосных бассейнов, тяготеют к широкой полосе, протягивающейся от Эршайра (Шотландия) через Восточно-Европейскую платформу, Урал, юг Сибири и весь Китай вплоть до его юго-восточного окончания [Зинчук и др., 2008]. На всей этой территории, расположенной в раннем карбоне в экваториальной зоне, господствовал влажный тропический климат, благоприятный для формирования аллитов. Их бертьериновая разновидность представляет специфическое звено в эволюции процессов бокситообразования в истории Земли.

ГЛАВА 5. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

5.1. Морфология и литология коры выветривания железистых кварцитов

Месторождения БЖР КМА сложены додевонскими (Михайловский район), девонскими (Оскольский район) и позднетурнейско-ранневизейскими КВ (Белгородский район). Среди довизейских КВ КМА выделяются следующие морфологические типы: линейно-площадной и линейный [Никулин, Савко, 2015]. Среди раннекаменноугольных – площадные, линейные, линейно-площадные типы кор. И. И. Никулиным впервые выделены и охарактеризованы закарстованные железорудные КВ, развитые за счёт сифонного режима грунтовых вод в железистых кварцитах. Они выполняют карстовые формы на месторождениях Белгородского рудного района (Восточная часть площади Яковлевского, Олимпийское, Большетроицкое, Шемраевское) [Никулин, Савко, 2015; Никулин, 2017].

1 – площадные КВ развиты преимущественно на железистых кварцитах в Оскольском (Стойленское, Приоскольское, Салтыковское, Панковское, Осколецкое и Огибнянское месторождения), Белгородском (Яковлевское и Разуменское) и Михайловском (Михайловское, Курбакинское, Новоялтинское, Дичнянско-Реутецкое месторождения и Истобнянском участке) рудных районах [Никулин, 2017]. На Стойленском месторождении КВ плащеобразно развита на нижней и верхней железорудных подсвитах (Рис. 5.1). Такие КВ протягиваются на значительные расстояния при небольшой мощности, существенно не меняя своего строения. Породы профиля выветривания сохраняют текстурные и структурные особенности материнских пород, лишь в кровле КВ отмечены частичные нарушения реликтовой структуры. Кору характеризуются пластообразными формами с неровными, но плавными подошвами.

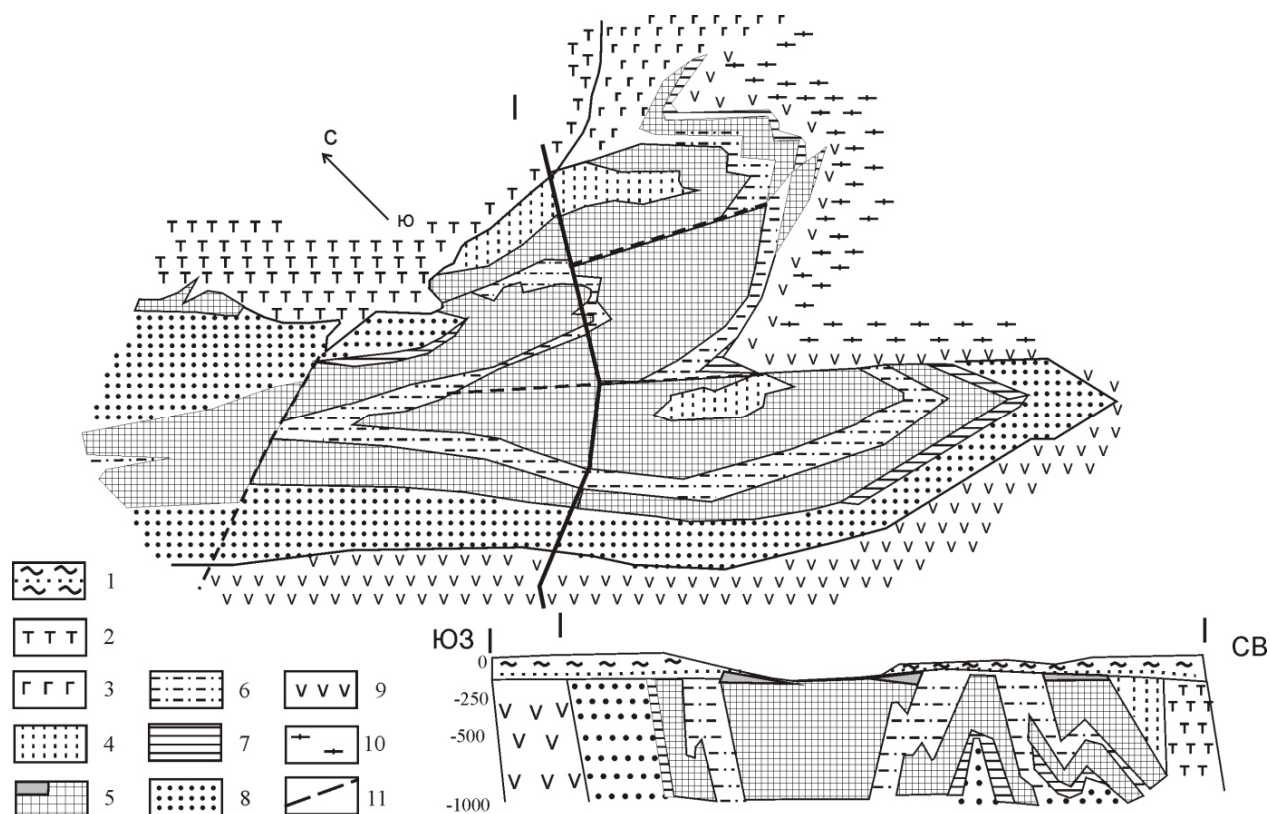


Рис. 5.1. Схема геологического строения Стойленского месторождения [Геология, гидрогеология...1969; с изменениями]. Условные обозначения: 1 – песчано-глинистые и карбонатные отложения девонско-четвертичного возраста; 2 – диориты и кварцевые диориты; 3 – габбро-диориты; 4–8 породы курской серии: 4 – сланцы верхней подсвиты; 5 – железистые кварциты верхней подсвиты и БЖР (на разрезе); 6 – сланцы нижней подсвиты; 7 – метапесчаники и конгломераты нижней подсвиты; 8 – кварцевые порфиры, сланцы и амфиболиты михайловской серии; 9, 10– гнейсы и мигматиты архея; 11 – тектонические нарушения.

2 – *Линейные КВ* развиты в Оскольском (Тимской участок) и Белгородском (Западная часть Яковлевского, Таволжанский участок, Висловское, Олимпийское, Гостищевское и Ольховатское месторождения) рудных районах [Никулин, 2017]. По морфологии характеризуются как линейные с реликтами площадной. Площадные формы между линейными образуют мелкие и незначительные по мощности участки.

Чаще всего на месторождениях КМА встречаются совмещенные линейно-площадные типы КВ.

3 – *линейно-площадные КВ* развиты в Оскольском (Лебединское, Коробковское, Огибнянское), Белгородском (Мелихово-Шебекинское

месторождение, Яковлевское) и Михайловском (Михайловское месторождение) рудных районах, характеризуются площадными формами тел с неровными и секущими подошвами, уходящими на значительную глубину [Никулин, 2017]. На Яковлевском месторождении руды имеют линейно-площадное распространение и в отдельных профилях прослежены скважинами на глубину 300–400 м от поверхности докембрия. Форма рудной залежи в таком случае – клиновидная или корытообразная (Рис. 5.2).

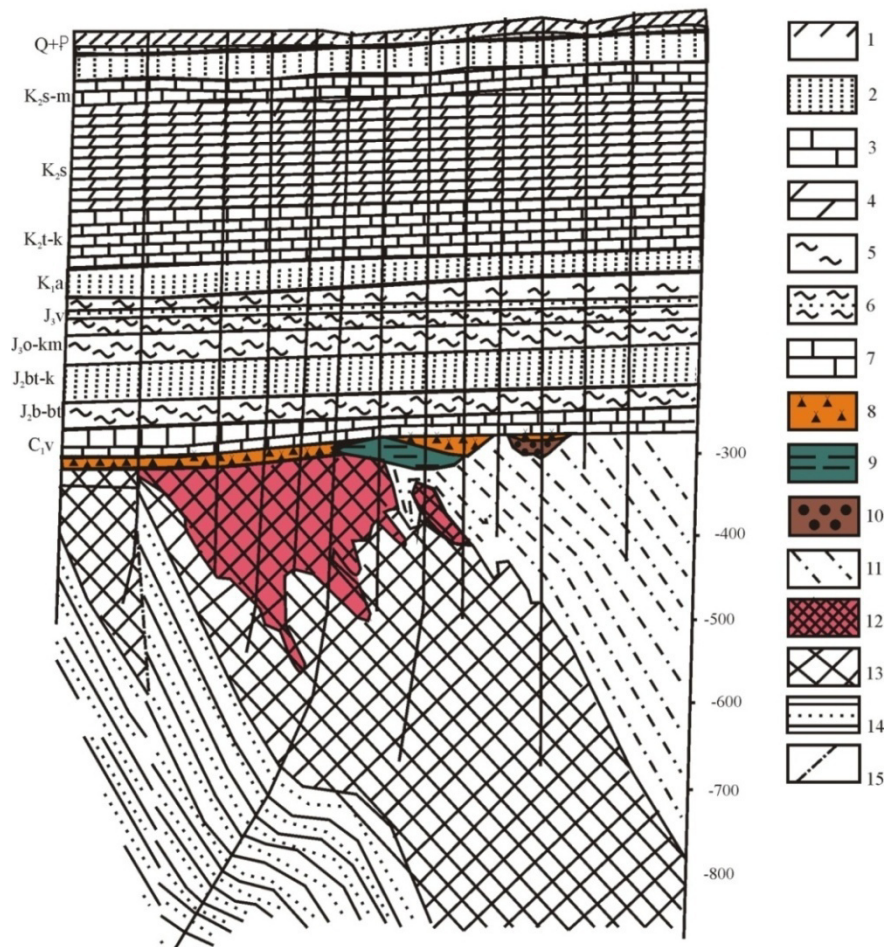


Рис. 5.2. Геологический разрез коры выветривания Яковлевского месторождения по линии III-400, Яковлевская залежь [Железные руды КМА, 2001, с дополнениями]. Условные обозначения: 1 – осадочные породы чехла: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – пески; 3 – мела; 4 – мергели; 5 – глины; 6 – глины с прослоями песчаника; 7 – известняки; 8 – переотложенные руды; 9 – осадочная глинисто-шамозитовая порода; 10 – бокситы; 11 – яковлевская свита, сланцы, метаалеврофиллиты, прослои конгломератов; 12 – богатые железные руды; 13 – железистые кварциты PR₁kr; 14 – породы стойленской свиты (PR₁st₂); 15 – линия разлома.

На Мелихово-Щебекинском месторождении КВ линейно-площадного типа достигают значительной мощности на контактах двух перемежающихся разнородных по составу пород (пачек железистых кварцитов с пачками сланцев) и вдоль ослабленных зон трещиноватости, по которым происходило интенсивное воздействия грунтовых вод (Рис. 5.3).

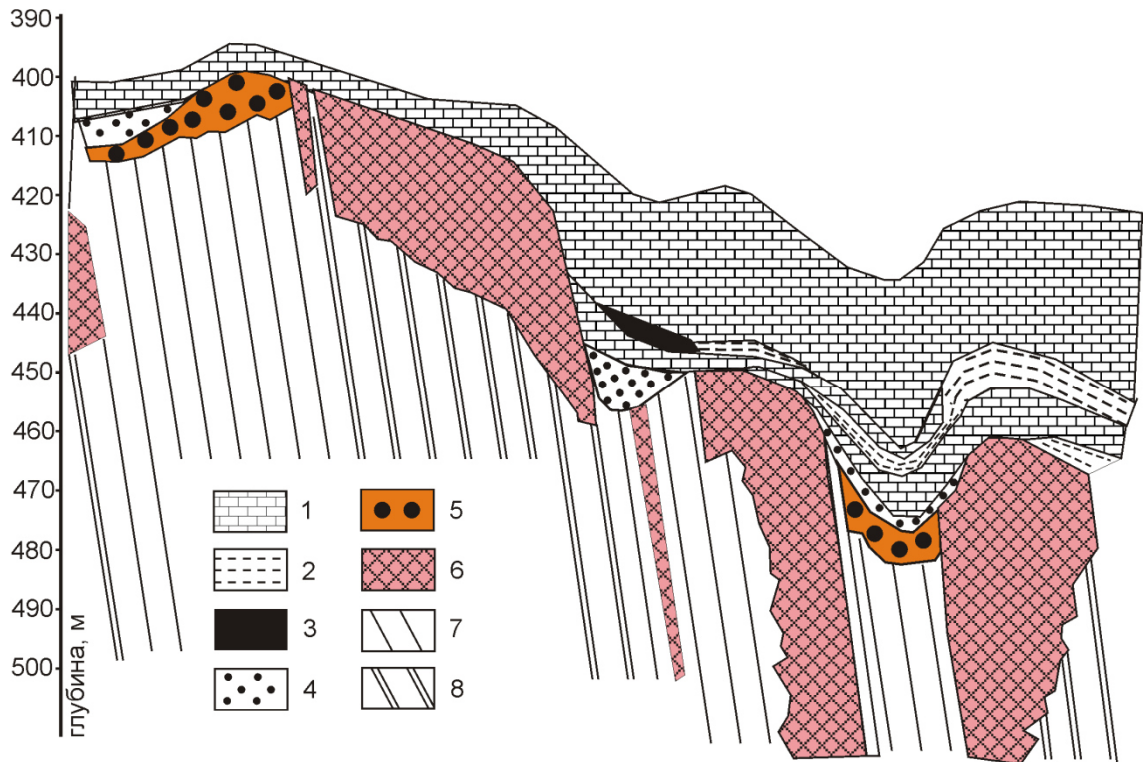


Рис. 5.3. Схематический геологический разрез коры выветривания Мелихово-Щебекинского месторождения [Геология, гидрогеология...1969; с дополнениями]. Условные обозначения: Осадочный чехол (C_{1v}): 1 – известняки органогенно-обломочные; 2 – глина; 3 – уголь; 4 – железорудная конгломерато-брекчия; 5 – бокситы; 6 – богатые железные руды; 7 – железистые кварциты; 8 – сланцы и алеврофиллиты;

На Михайловском месторождении БЖР развиты в виде линейно-площадных залежей небольшой мощности, располагающихся на головах окисленных кварцитов (Рис. 5.4). Плащеобразная залежь окисленных кварцитов развита на всей площади месторождения. Мощность ее непостоянна и на коротких расстояниях может изменяться от 5 до 200 м. Клинообразные участки окисленных железистых кварцитов глубоко вдаются

в толщу неокисленных разностей, формируя линейные залежи. Последние имеют мощность до 400 м.

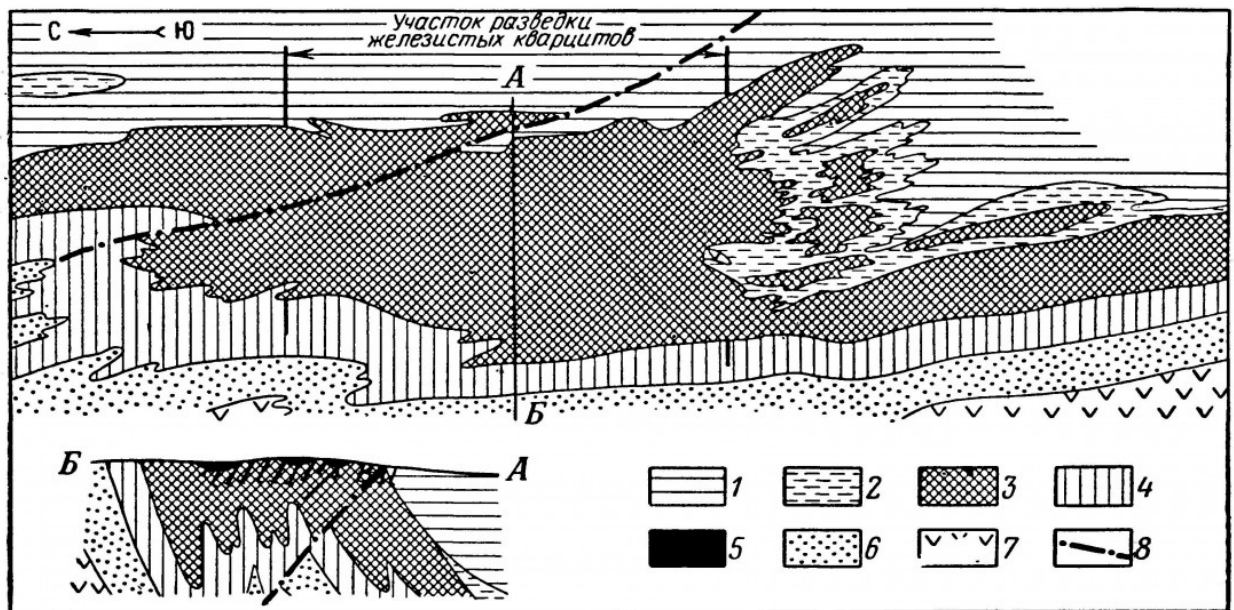


Рис. 5.4. Схема геологического строения докембрия Михайловского месторождения [Геология, гидрогеология., 1969]. Условные обозначения: 1 – метаморфизованные кварцевые порфиры, туфы и туффиты, песчаники, брекчии курбакинской свиты; 2–4 – породы курской серии: 2 – сланцы и алевролиты верхней подсвиты; 3 – железистые кварциты; 4 – сланцы нижней подсвиты; 5 – БЖР; 6 – метапесчаники и кварциты с прослоями сланцев; 7 – амфиболиты, метабазиты, силикатные сланцы, прослои квацитов михайловской серии; 8 – тектонические нарушения.

4 – *Закарстованные КВ*, развитые за счёт сифонного режима грунтовых вод, выполняют карстовые формы в Белгородском рудном районе (Восточная часть Яковлевского, Олимпийское, Большетроицкое, Шемраевское месторождения) [Никулин, 2017]. Выветривание в центральной и южной частях Белгородского района КМА сопровождалось карстованием и обрушением элювия в образовавшиеся глубинные полости. Закарстованные формы представлены депрессиями, в плане имеющими изометричную, нередко вытянутую форму северо-северо-западного и реже северо-восточного простирания, согласующиеся с направлением разломов рудоконтролирующих зон. Борты депрессий, как правило, имеют крутые склоны. Глубина карстовых образований варьирует от 300 до 1100 м от

поверхности. Это положительно отразилось на сохранении большого объёма БЖР.

В связи с различными климатическими, геоморфологическими и тектоническими условиями на территории КМА в девонское время формирование БЖР происходило уже в зоне гидратации (Михайловское месторождение), продолжалось в зоне гидролиза (каолининовой, бертьериновой, Стойленское месторождение), и достигло своего максимума в раннекаменноугольное время с формированием латеритного профиля, характеризующегося обогащением верхней зоны и профиля свободными окислами и гидроокислами Fe, Al, Ti. Состав пород, конкретные климатические и палеогеографические условия, наличие и объём органики, её эволюция в палеозое КМА определяли интенсивность процессов выветривания и формирование профилей выветривания различной мощности и полноты. Наиболее полный профиль выветривания представлен в табл. 5.1.

Первое появление БЖР приурочено к краевым участкам крупных залежей железистых кварцитов, где они перекрываются старооскольскими и щигровскими слоями среднего (Михайловский район) и верхнего девона (Оскольский район). Однако большая часть гряд железистых кварцитов вообще не перекрывалась девонскими отложениями, поэтому подвергалась интенсивному выветриванию в карбоне. Под более древними осадками БЖР нет [Чайкин, 1991]. В северной части КМА мощность окисленных кварцитов колеблется от 5 до 20 м, содержание железа в них на 1–3 % больше, чем в коренных рудах (зоны II–III, табл. 5.1).

Полуокисленные руды имеют повсеместное распространение в нижней части КВ (Зоны II, табл. 5.1). Их мощность колеблется до 10 м. Содержание $Fe_{общ}$ до 12 %. Окисленные железистые кварциты оконтуриваются в виде плащеобразных залежей от нескольких до 200 м. Линейные зоны прослеживаются на глубину до 700 м. Содержание $Fe_{общ}$ до 16 %. БЖР в Оскольском и Михайловском районах имеют мощность до 50 м, а в Белгородском – до 420 м, за счет образования зоны IV профиля КВ,

содержание $Fe_{\text{общ}}$ в них от 35 % в существенно карбонатных разностях до 69 % в мартитовых [Железные руды КМА, 2001].

Таблица 5.1. Схема зональности КВ железистых кварцитов КМА

Зона	Литологические признаки, мощность	Минералы
Эпигенетических процессов (карбонатизированных руд)	Пестроцветные массивные карбонатизированные породы. Мощность до 35 м	Минералы зон IV и диагенеза + <i>карбонаты</i>
Диагенетических процессов (измененных богатых руд)	Плотные, пестро окрашенные железные руды. Мощность до 8–10 м	Минералы IV зоны + <i>сидерит, бертьерин, шамозит, сульфиды, мушкетовит</i>
IV – конечного гидролиза	Рыхлые и массивные породы с реликтовой текстурой, реже её утратившие, синевато-серые, в верхней части пестро окрашенные, красновато- и желтовато-бурые, с реликтовой слоистой текстурой, иногда бесструктурные, рыхлые, реже плотные. Мощность до 100 и более м.	Мартит, железная слюдка, бертьерин + <i>маршаллитизированный кварц, +гидроокислы железа</i>
III – конечного разложения, гидролиза и окисления	Синевато-серые, в верхней части пестро окрашенные красновато-бурые, с реликтовой слоистой текстурой, иногда бесструктурные, обычно рыхлые, реже плотные. Мощность 5–40 м.	Мартит, железная слюдка, + <i>бертьерин, +маршаллитизированный кварц, +гидроксиды железа</i>
II – промежуточного разложения, обширной гидратации и окисления	Дезинтегрированные железистые кварциты, магнетит-железнослюдково-мартитовые, осветленные, с реликтовой текстурой. Мощность от 10 до 40 м.	магнетит, железная слюдка + <i>Мартит, +бертьерин</i>
I – начального разложения, дезинтеграции, окисления начальной гидратации	Породы сохраняют полосчатые текстуры железистых кварцитов с частичной мартитизацией магнетита. Подошва КВ неровная, её глубина до 15 м, по зонам трещиноватости и контактам с межрудными сланцами – до 30 м.	Минералы материнских пород (магнетит, железная слюдка, кварц, алюмосиликаты)

В позднеэйфельско-раннеживетскую эпоху корообразования процесс мартитизации не сопровождался интенсивным выносом кремнезема и существенной концентрацией железа [Савко, 2002].

Минеральные разновидности руд определяются исходным составом материнских пород, степенью их выветривания, особенностями диагенетических и инфильтрационных процессов, размыва и переотложения вещества КВ. Каждый из типов БЖР приурочен к соответствующему типу

железистых кварцитов, что предопределяет их пространственную обособленность. Железнослюдковые и мартит-гидрогематитовые руды приурочены к горизонтам тонкополосчатых магнетитовых и железнослюдковых кварцитов типа джеспилитов. Гидрогематит-мартитовые и гидрогётито-гидрогематитовые руды развиваются в силикатно-магнетитовых горизонтах. При этом гидрогематит-гидрогётитовые руды возникают за счет существенно силикатных разностей кварцитов и железисто-силикатных сланцев [Геология, гидрогеология...1969].

В зависимости от количественного соотношения главных рудообразующих минералов в Белгородском железорудном районе выделяются следующие типы руд: 1 – железнослюдковые, железнослюдково-мартитовые и мартитовые; 2 – мартит-гидрогематитовые; 3 – гидрогематитогётитовые и гётит-гидрогематитовые; 4 – карбонатизированные и хлоритизированные; 5 – силикатно-мартитовые; 6 – магнетитовые; 7 – глинистые гётито-гидрогематитовые.

Доминирующими типами являются рыхлые железнослюдковые и железнослюдково-мартитовые руды со средним содержанием $Fe_{\text{общ}}$ 60–65 %, на долю которых приходится более 50 % от общих запасов. Руды Белгородского района детально описаны в работах [Никулин, 2012, 2013, 2014, 2017; Никулин, Савко, 2015, 2017; Меркушова, Никулин, 2015].

Руды Оскольского района несколько отличаются от белгородских, они представлены следующими типами: 1 – железнослюдково-мартитовые и мартитовые; 2 – гидрогематито-мартитовые; 3 – гидрогематитовые и глинистые гидрогематитовые; 4 – магнетито-мартитовые; 5 – карбонатизированные и хлоритизированные. При этом плотные руды преобладают над рыхлыми, в среднем по различным месторождениям содержание $Fe_{\text{общ}}$ 50–56 % [Меркушова, Никулин, 2015].

В Михайловской районе выделяются следующие минералогические разности: магнетит-мартит-железнослюдковые, гематит-магнетит-мартитовые, магнетит-мартитовые, мартит-гематитовые с магнетитом,

гидрогематит-гетит-мартитовые с содержанием $Fe_{\text{общ}}$ 32,6–42,9 % [Железные руды КМА, 2001].

Мартитовые и железослюдково-мартитовые руды (Рис. 5.5а, б) являются наиболее богатыми по содержанию железа на территории КМА, развиты совместно, обладают схожими текстурными признаками, поэтому обе разновидности богатых руд объединяются в один минеральный тип.

Руды обладают тонкой, иногда средней полосчатостью, унаследованной от железистых кварцитов и выраженной чередованием рыхлых порошковатых (мартитовых) и плотных (железослюдковых) прослоек мощностью от 1 до 6 мм (Рис. 5.5а, б). Внешне руды пористые, облают характерным синеватым оттенком, в связи с чем и получили наименование «синьки». При физическом воздействии рассыпаются в порошковатую массу.

В верхней части рудных залежей по мартиту развит гидрогематит, местами с образованием мартит-гидрогематитовых руд красного цвета.

На нижних горизонтах залежей встречается кварц, часто в виде тонких пылеватых налетов маршаллита, фиксируемого на дифрактограммах. В небольших количествах присутствует магнетит. По сколам и трещинам наблюдаются кальцит и пирит.

Мартит-гидрогематитовые руды (Рис. 5.5в) развиты среди горизонтов силикатно-магнетитовых кварцитов. На Яковлевском месторождении они составляют свыше 20 % запасов руд [Геология, гидрогеология..1969].

Руды не крепкие, слабо уплотненные, с тонкоплитчатой отдельностью. Кроме мартита и гидрогематита в виде примесей присутствует гидрогетит, карбонаты, кварц. Гидрогетит образует тонкие включения и отдельные землистые прослойки, выделяющиеся на общем красно-буром фоне желто-бурой и охряно-желтой окраской.

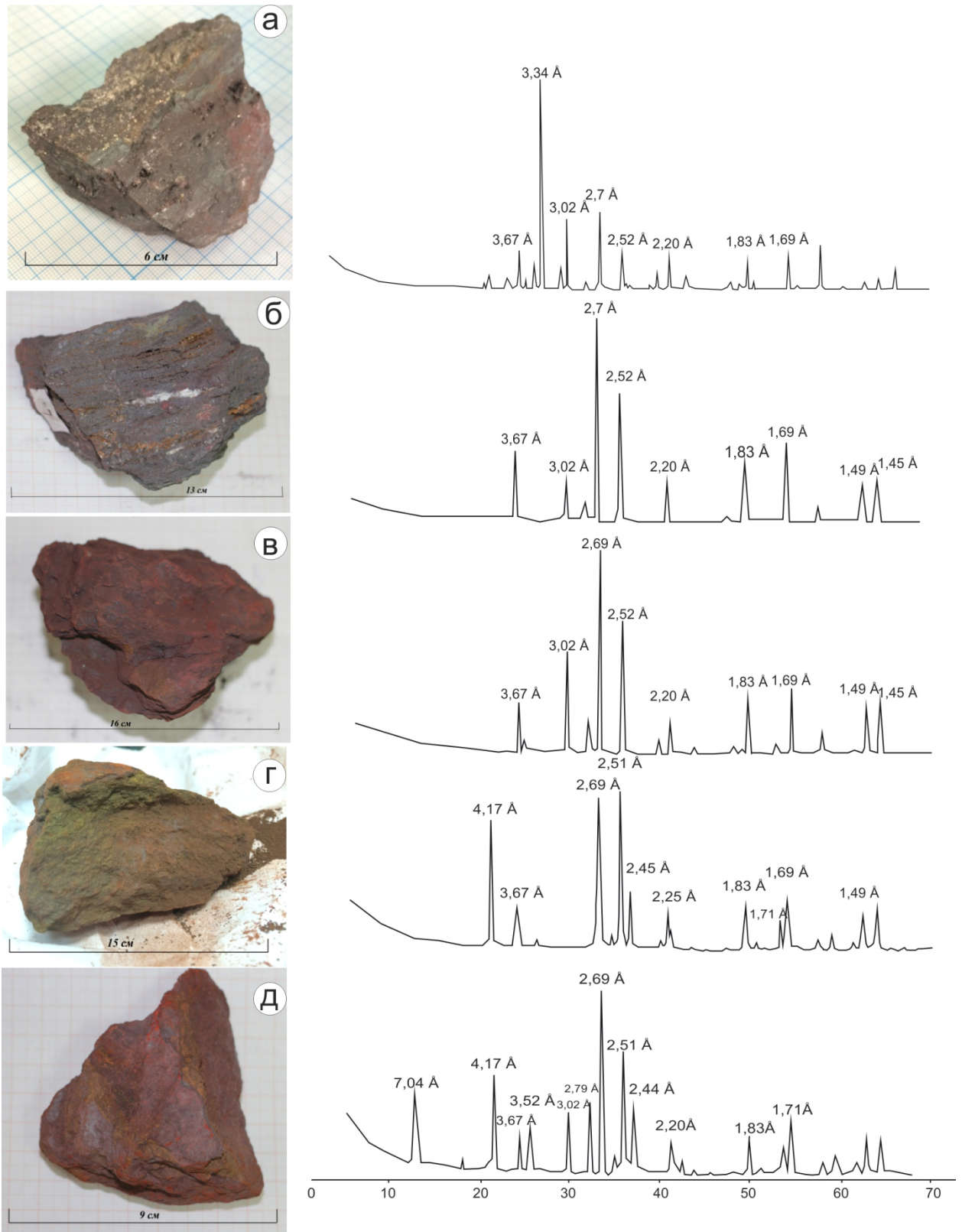


Рис. 5.5. Разновидности БЖР и их дифрактограммы: а – железнослюдково-мартитовые руды Яковлевского месторождения; б – Стойленского месторождения; в – мартит-гидрогематитовые руды Стойленского месторождения; г – гетит-гидрогематитовая руда Яковлевского месторождения; д – гидрогематито-гетитовая руда Стойленского месторождения.

Гидрогематито-гётитовые и гётит-гидрогематитовые (рис, 5.5г, д) представлены прерывистыми слоями и пачками среди мартит-гидрогематитовых разностей [Геология, гидрогеология..1969]. Окраска руд послойно-пятнистая с чередованием прослоев красновато-бурого, кирпично-красного, желтовато-бурого и охристо-желтого цвета, часто с характерным лиловым оттенком. Основная масса руд сложена землистыми гидрогематитом и гётитом. На их долю приходится до 75–80 %. В заметных количествах встречаются мартит, бертьерин (реже шамозит), кварц, могут встречаться глинистые минералы, когда их количество достигает значительного количества, выделяют глинистый гетит-гидрогематитовый тип руд (Гостищевское месторождение) [Геология, гидрогеология..1969]. Карбонат наблюдается в виде тонких примазок, силикаты образуют тончайшие прослойки и мелкие включения в рудной массе, выделяющиеся зеленоватой окраской. Кварц содержится обычно в виде реликтовых зерен [Меркушова, Никулин, 2015].

Карбонатизированные руды (Рис. 5.6а). Зона карбонатных руд выделяется в верхней, наиболее трещиноватой части залежи, мощность которой обычно колеблется от 1 до 35 м. Ниже, в центральной части залежи карбонатизированные руды встречаются в виде гнезд и пачек небольшой мощности. Карбонатизации подвергаются рыхлые мартитовые и железослюдковые разновидности руд, в меньшей – гидрогематит-гетитовые, что обусловлено характером их проницаемости. Карбонаты представлены в изучаемых образцах преимущественно кальцитом и сидеритом, которые выполняет прослойки или цементируют сростки мартита и железной слюдки в пределах рудных прослоев [Меркушова, Никулин, 2015]. Карбонатизированные руды по физическому состоянию плотные, крепкие, буровато-серого цвета с характерным красноватым и буровато-лиловым оттенком. Они массивнее мелко-, местами крупнозернистые.

Силикатно-мартитовые разновидности. Карбонатизированные породы сменяются зонами шамозитизации (в КВ северной части КМА) или

бертьеринизации (повсеместно в южной части Белгородского района) [Никулин, Савко, 2015].

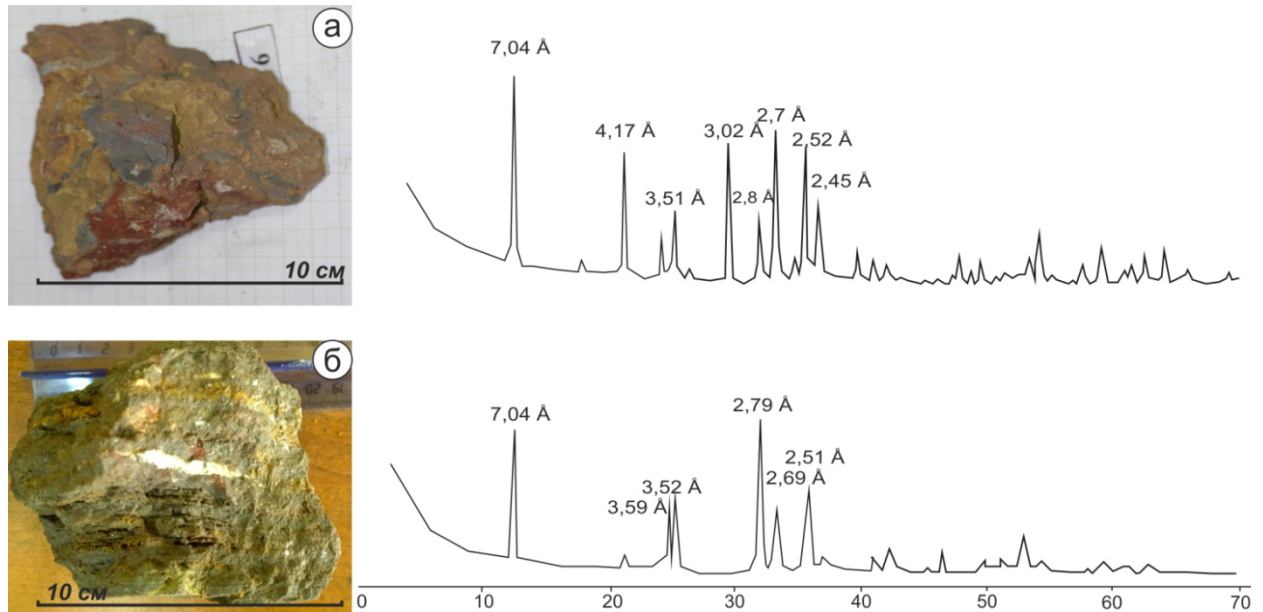


Рис. 5.6. а) Карбонатизированная гетит-гидрогематитовая руда Яковлевского месторождения. б) Бертьеринизированная мартитовая руда Стойленского месторождения.

Зона шамозитизации особенно отчетлива в мартит-железнослюдковых рудах. Шамозитизированные образования представляют собой слабосцементированную порошковато-комковатую массу, иногда приобретающую каменистый облик. Бертьериновые зоны в нижних частях профиля сложены тонко чередующимися слойками бертьеринового и мартитового либо железнослюдкового состава (Рис. 5.6б) нередко в них хлорит выполняет промежутки между зернами рудных минералов, а в верхних частях цементирует, наряду с карбонатами и шамозитом, рудные обломки [Меркушова, Никулин, 2015].

Руды со значительным присутствием магнетита объединяются в магнетит-мартит-железнослюдковые, гематит-магнетит-мартитовые, магнетит-мартитовые, мартит-гематитовые с магнетитом разности и выделяются на месторождениях Михайловского и Оскольского района (в меньшей степени), где БЖР представлены зонами II-III КВ (табл. 5.1), руды обладают слоистой текстурой, с мощностью слоев от 2 мм до 10.

Таким образом, КВ в Белгородском районе сложена: 1 – железнослюдковыми, железнослюдово–мартитовыми и мартитовыми; 2 – мартит–гидрогематитовыми; 3 – гидрогематито–гётитовыми и гётит–гидрогематитовыми; 4 – карбонатизированными и хлоритизированными; 5 – силикатно–мартитовыми; 6 – магнетитовыми; 7. глинистыми гётито–гидрогематитовыми рудами. В КВ Оскольского района выделены 5 типов богатых железных руд. Они представлены следующими типами: 1 – железнослюдово–мартитовыми и мартитовыми; 2 – гидрогематито–мартитовыми; 3 – гидрогематитовыми и глинистыми гидрогематитовыми; 4 – магнетито–мартитовыми; 5 – карбонатизированными и хлоритизированными. В Михайловском районе выделяются мартит-магнетитовые руды с различными количественными содержаниями этих минералов. Наиболее богатыми по содержанию железа являются рыхлые железнослюдовые и железнослюдово-мартитовые руды со средним содержанием железа 60–65 %, преобладающие в Белгородском районе. В Оскольском районе плотные руды преобладают над рыхлыми, среднее содержание железа в них 50–56 %. В Михайловском районе содержание железа еще ниже и составляет 32,6–42,9 %. Типы руд определяются составом исходных пород, степенью их выветрелости, а также диагенетическими и эпигенетическими процессами. Формирование БЖР происходило уже в зоне гидратации (Михайловское месторождение), продолжалось в зоне гидролиза (Стойленское месторождение) и достигло своего максимума в латеритной профиле (Яковлевское месторождение). В этом же направлении увеличиваются мощности и разнообразие руд, а также содержание в них железа.

5.2. Минеральный состав коры выветривания железистых кварцитов

В БЖР Белгородского и Оскольского районов также обнаружены минеральные ассоциации разных этапов образования и преобразования КВ:

1 – унаследованные от материнских пород гипогенные минералы — магнетит, железная слюдка, кварц;

2 – минералы, образованные в результате выветривания железистых кварцитов – мартит, гидроокислы железа (гидрогематит, гётит, гидрогетит), к этой же группе можно отнести бертьерин);

3 – диагенетические, образовавшиеся при погружении коры выветривания в условиях гидроморфного режима (бертьерин наложенный и шамозит верхних частей профиля, сульфиды, сидерит);

4 – эпигенетические минералы, связанные с инфильтрацией растворов сверху в уже образованную рудную зону – кальцит.

5.2.1. Гипогенные минералы

К гипогенным на месторождении относят минералы исходных железистых кварцитов. Это: железная слюдка, магнетит и кварц.

Железная слюдка – слюдоподобная разновидность гематита, составляет до 60–80 % объема железнослюдковых и железнослюдково-мартитовых руд, обычно в подчиненном количестве присутствует в мартитовых рудах. Железная слюдка и мартит часто развиты совместно и образуют тонкие прослойки согласно реликтовой слоистости кварцитов. Причем первые обычно тоньше мартитовых (менее 1 см) и выделяются сильным металлическим блеском с характерным синеватым оттенком. Железная слюдка имеет форму идиоморфных чешуек и тонких пластинок размером 0,01–0,03 мм (Рис. 5.7 а, б, в). Цвет кристаллов и плотных масс от серо-стального до тусклого серо-чёрного, у рыхлых разновидностей – красно-бурый. Структура прослоев, обогащенных железной слюдкой –

лепидобластовая, а при наличии в них мартита – гранолепидобластовая. Часто железная слюдка образует вокруг мартита «ежиковые» структуры, в которых чешуйки слюдки расположены перпендикулярно граням мартита (Рис. 5.7 г). В коре выветривания железная слюдка практически не разрушается, лишь в подошве осадочных руд отмечается замещение ее по краям гидроокислами железа.

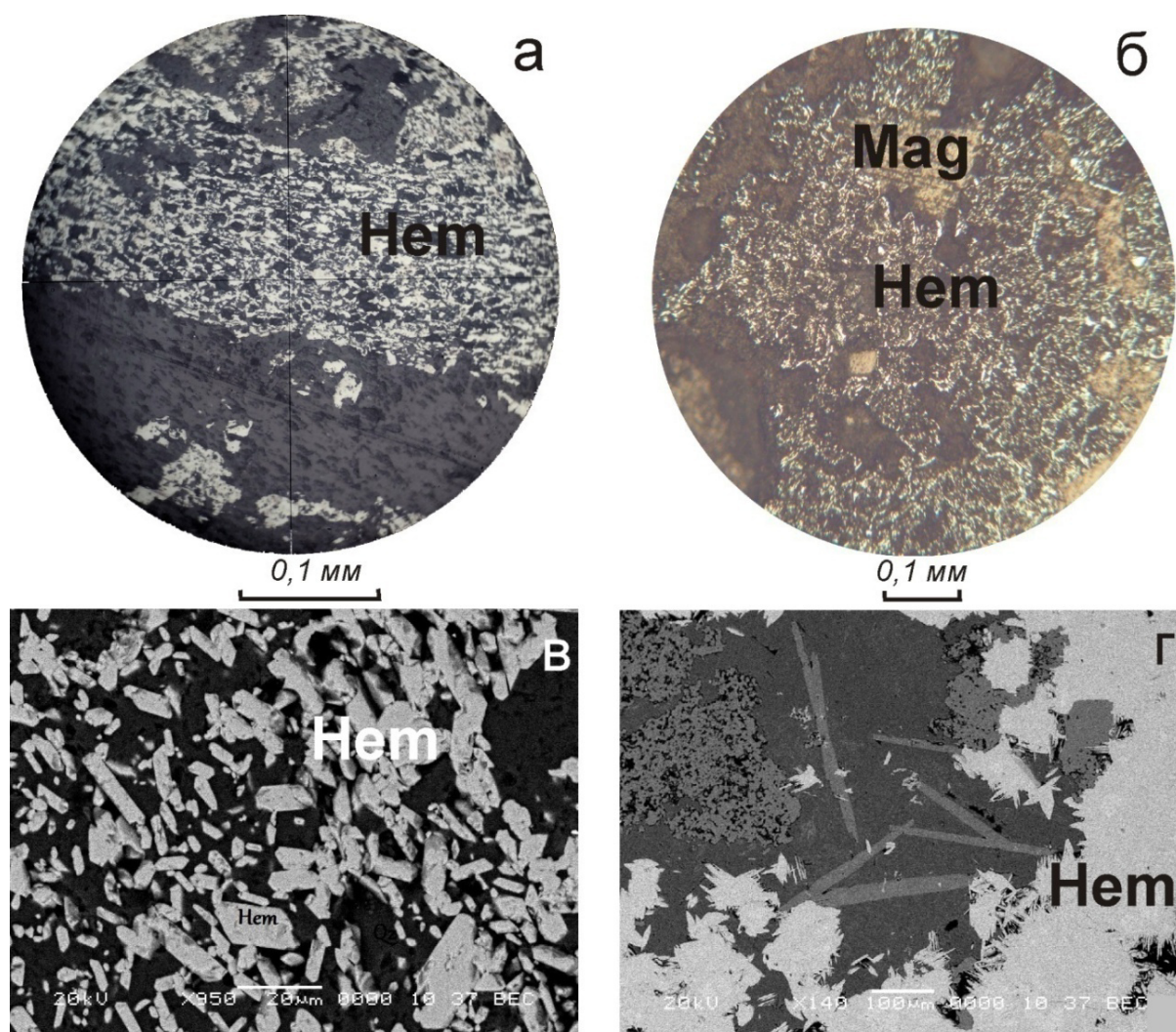


Рис. 5.7. Формы выделения железной слюдки: а) железослюдково–мартитовая руда Яковлевского месторождения КМА, аншлиф; б) железослюдково-мартитовая руда Стойленского месторождения, аншлиф; в) электронно-микроскопический снимок железной слюдки Яковлевского месторождения г) «ежиковая» структура (Яковлевское месторождение); *Примечание:* здесь и далее обозначения минералов даны по [Whitney, Evans, 2010].

Магнетит в богатых железных рудах Белгородского района присутствует в небольших количествах, входит только в состав мартита и

находится в виде уцелевших от окисления сильно корродированных мелких реликтов различной формы (Рис. 5.8а). Магнетит в рудах Стойленского месторождения распространён весьма широко, образует большие скопления и рудные залежи (Рис. 5.8б). Минерал диагностируется оптическими методами, как в виде отдельных кристаллов, так и в мартите (Рис. 5.8).

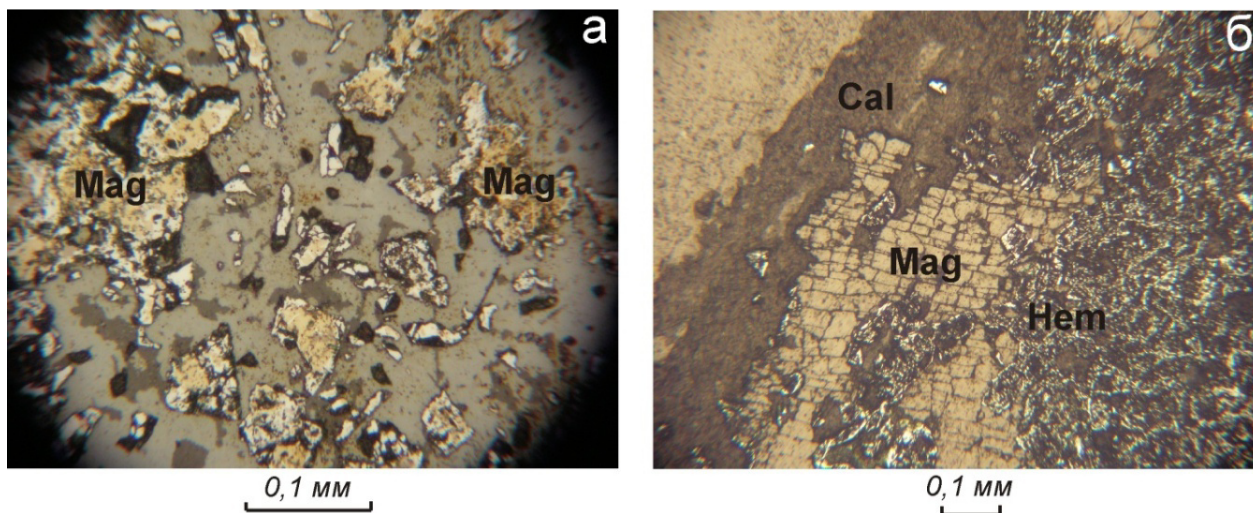


Рис. 5.8. Магнетит БЖР в виде: а) мелких реликтов в мартите железнослюdkово-мартитовой руды Яковлевского месторождения, аншлиф; б) крупных реликтов Стойленского месторождения в магнетито-мартитовой руде, аншлиф.

Кварц распространён в весьма ограниченном количестве и встречается лишь в приподошвенных частях залежей. Присутствует в виде отдельных включений роговиковой структуры, но чаще встречается в виде мелких зерен (маршаллита, остаточного продукта выветривания), образующих тонкие пылеватые налеты. За счет глубокого химического преобразования пород субстрата под влиянием растворов агрегаты кварца испытывали почти полное замещение или растворение [Меркушова, Никулин, 2015]. Присутствие кварца подтверждается рентгенографическим анализом железнослюdkово-мартитовых руд Яковлевского и Стойленского месторождений, минерал диагностирован по основному рефлексу на дифрактограммах $3,34 \text{ \AA}$.

5.2.2. Гипергенные минералы

Гипергенные минералы образовались в результате химического выветривания материнских пород. К ним относится мартит, образованный за счет окисления магнетита. А также гидроокислы железа гетит, гидрогетит и гидрогематит, каолинит, бертьерин, образованные, главным образом, при разложении щелочных амфиболов, эгирина, железистых слюд, и в меньшем количестве при гидратации и окислении сидерита, магнетита, сульфидов и иногда хлорита.

Мартит является одним из главнейших рудообразующих минералов богатых руд КМА. Он представляет собой псевдоморфозы гематита по магнетиту. Им почти полностью сложены мартитовые и до 40–60 % объема остальные руды. Образует тонкие от 1–2 мм до 2–3 см прослойки. Интенсивность мартитизации затухает сверху вниз. В нижних частях рудных тел этот процесс чаще всего незакончен, в этих случаях мартит окаймляет реликты гипогенного магнетита (Рис. 5.9а). Окисление магнетита в КВ происходило с сохранением его формы, поэтому мартит наследует форму магнетита и находится в виде зерен октаэдрического облика размером 0,02 до 0,1 мм. Чаще всего они срастаются в сплошные рудные массы (Рис. 5.9).

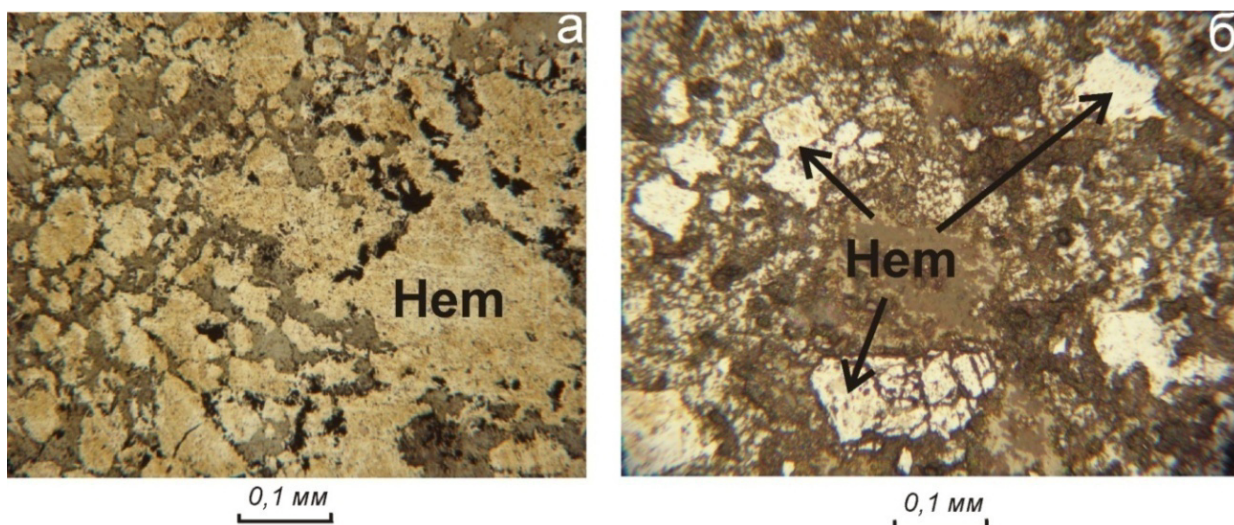


Рис. 5.9. Гематит в виде мартита в богатых железных рудах: а) Яковлевского месторождения б) Стойленского месторождения, аншлиф.

Минерал обладает серым или серовато-синим цветом. В зёрнах и сростках мартита под оптическим микроскопом наблюдаются коричневатые в отражённом свете реликты магнетита.

Гематит, включая мартит и железную слюдку, диагностируется оптическими и рентгенографическим методами по основным рефлексам: $3,67\text{ \AA}$, $2,69\text{ \AA}$, $2,51\text{ \AA}$, $2,21\text{ \AA}$, $1,83\text{ \AA}$, $1,69\text{ \AA}$, $1,49\text{ \AA}$, $1,45\text{ \AA}$.

Гидрогематит является продуктом разложения силикатов исходных железистых кварцитов, а кроме того, в верхних частях залежей может развиваться по мартиту. Гидрогематит слагает красные (бардовые), красно-коричневые (бурые) и буровато-красные породы, образует волокнистые или землистые массы агрегатов. Часто наблюдаются выделения гидрогематита на плоскостях напластования в виде бесформенных пятнистых образований. Является второстепенным минералом в рудах. Развиваясь по мартиту, корродирует его, в связи с чем зерна мартита приобретают неровный облик. От мартита и гематита отличается отсутствием видимых кристаллов при небольших увеличениях, землистым строением, меньшей отражательной способностью и отсутствием двуотражения, от гидрогётита – красным цветом, а микроскопически – анизотропией (Рис. 5.10). Рентгенограмма отвечает рентгенограмме гематита.

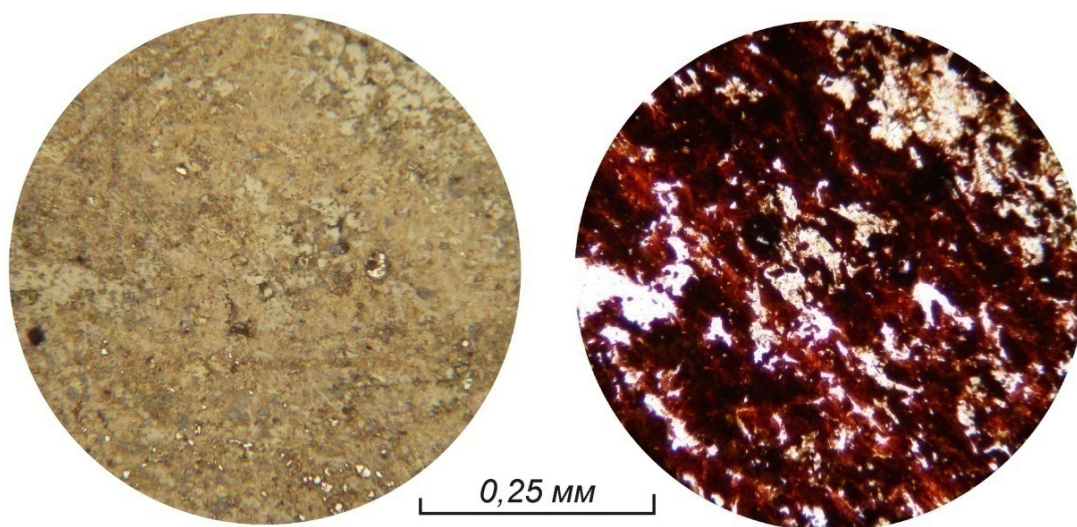


Рис. 5.10. Гидрогематит в ассоциации с гетитом, гидрогематитогетитовая руда, Яковлевское месторождение (слева николи //, справа +)

Гётит обычно желтый, желто-бурый, представлен концентрическими образованиями, которые на микроснимках выглядят как набор широких и тонких колец с псевдокруглой сердцевинкой и двойной каёмкой на периферии (Рис. 5.11). Этот минерал часто имеет постепенные переходы в гидрогётит и другие гидроокислы железа, что осложняет определение гетита. Местами развивается по бертьерину. Гетит и гидрогетит имеют схожие рефлексы на дифрактограммах и наиболее надежно диагностируются рентгенографическим методом по рефлексам (Рис. 5.4а, б): 4,98 Å, 4,18 Å, 2,69 Å, 2,45 Å, 2,25 Å, 2,19 Å.

Гидрогетит имеет рыхлое сложение и образует охряно-желтые или желто-бурые сплошные землистые массы или хлопьевидные скопления, под микроскопом в отраженном свете имеет светло-серый цвет, изотропен, в отличие от сильно анизотропного гетита, дает внутренние рефлексы от желтого до бурого цвета, тогда как гетит – коричневые [Меркушова, Никулин, 2015].

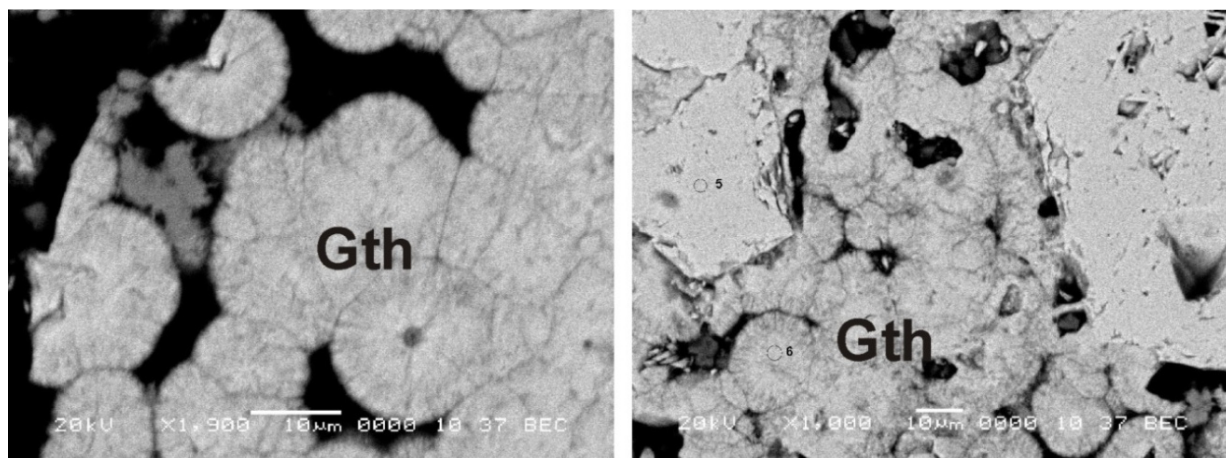


Рис. 5.11. Изображение в отраженных электронах гетита Яковлевского месторождения.

Бертьерин $(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ – слоистый силикат из подгруппы серпентина группы каолинита-серпентина. В месторождениях КМА минерал обнаружен в латеритных профилях по железистым кварцитам [Никулин, 2013, 2015, 2017] и межрудным сланцам [Клекль и др., 1991; Сиротин, Белявцева, 2016]. Бертьерин представлен двумя разновидностями:

гипергенной и диагенетической. Первая появляется уже в нижних частях профиля выветривания в полосчатых БЖР и ассоциирует с мартитом.

На дифрактограммах бертьерин, не зависимо от происхождения, в смеси с другими минералами идентифицируется по основным значениям рефлексов: 7,04 Å, 3,51 Å, 2,51 Å, 1,55 Å, 2,13 Å, 2,67 Å, 2,39 Å (Рис. 5.4).

Руды с присутствием гипергенного бертьерина представляют собой легко разрыхляющуюся порошковато-комковатую массу с прослоями серовато-зеленого цвета. По морфологии бертьерин представляет собой сплошную слабо анизотропную, иногда изотропную массу зелёного цвета. При большом увеличении заметны изометрические чешуйки без следов спайности [Савко, Никулин, 2015]. В БЖР бертьерин появляется в прослоях, насыщенных мартитом, совместно с гетитом и сидеритом, причем гетит развивается по краям бертьерина, что отчетливо наблюдается как с помощью оптического микроскопа (Рис. 5.12), так и электронно-микроскопического (Рис. 5.13).

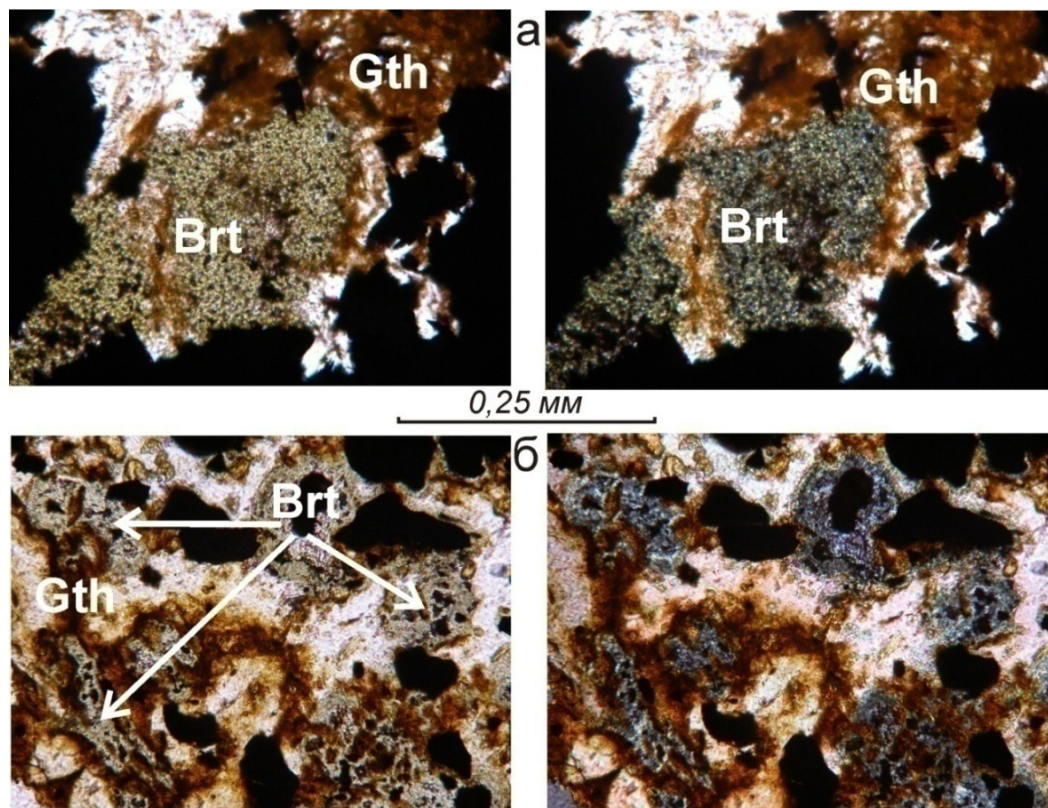


Рис. 5.12. Бертьериновая минерализация: а – гетит-гидрогематитовая руда Яковлевского месторождения (слева николи II, справа +); б – силикатно-

мартитовая руда Стойленского месторождения месторождения (слева николи II, справа +).

Химический состав бертьерина БЖР характеризуется содержанием Al_2O_3 в пределах 16,61–27,51 вес. %; SiO_2 22,56–27,04 вес. %; FeO 36,4–43,94 вес. %; и MgO до 1,69 вес. % (таблица 5.2).

Предполагается, что образование гипергенного бертьерина происходило в результате выветривания железосодержащих силикатов исходных кварцитов или при растворении каолинита уже на стадии гидролиза (зона III).

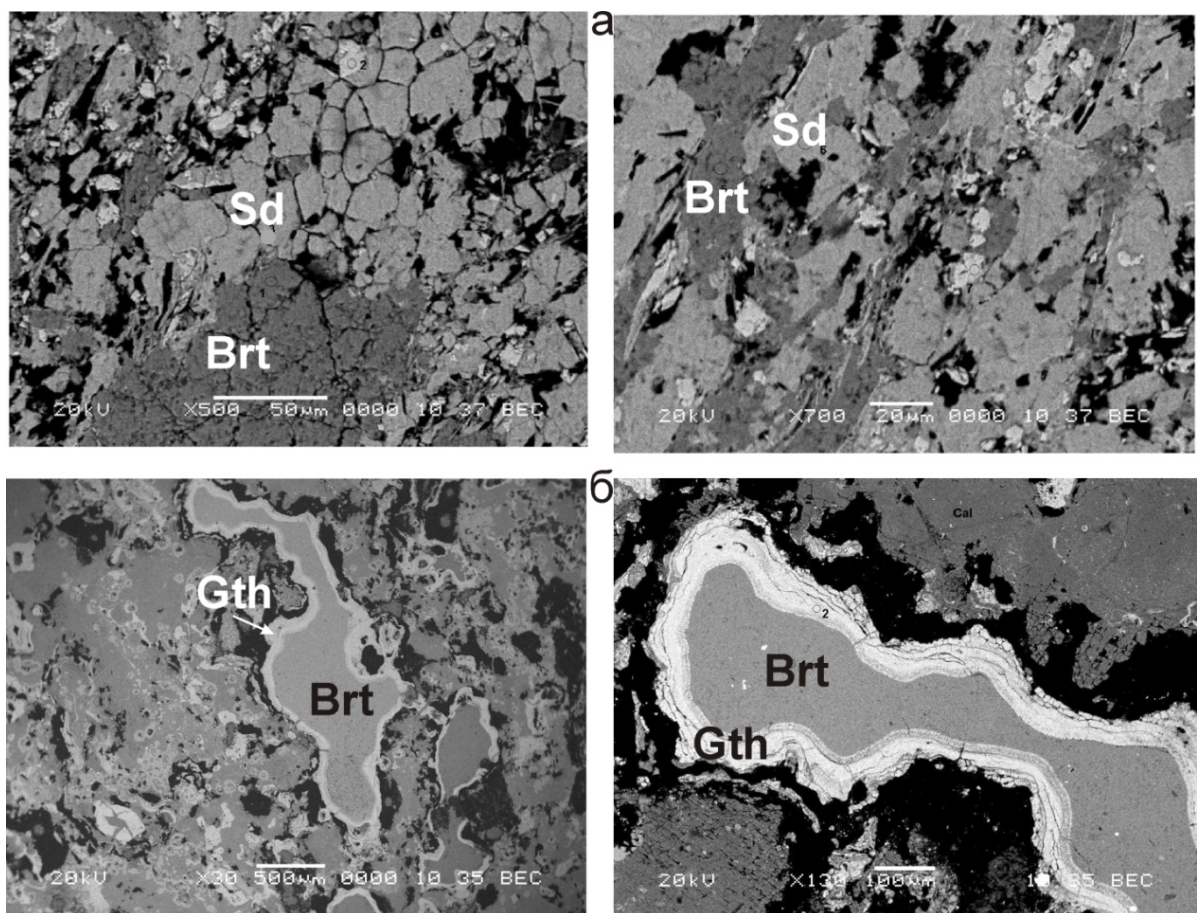


Рис. 5.13 Гипергенный бертьерин в БЖР: а – электронно-микроскопический снимок мартит-гидрогематитовой руды Стойленское месторождение); б – замещение бертьерина гетитом, электронно-микроскопический снимок гетит-гидрогематитовой руды (Яковлевское месторождение).

По данным И.И. Никулин [Никулин, 2015; Никулин, 2017], бертьерин образуется по высоко железистым породам в определённых условиях гипергенеза при непосредственной циркуляции внутрирудных вод, в том

числе за счёт временных подтоплений (опреснённых лагун) – в озёрно-болотных и лагунно-морских условиях и аналогичных по составу переотложенных продуктах кор выветривания. Все бертьерины из БЖР по значению кремниевого модуля относятся к типу 1Н. Образование бертьерина 1Н с низкими содержаниями глинозема более характерно для латеритных геологических условий. Бертьерин 1М чаще встречается в диагенетических и гидротермальных условиях [Brindley, 1982; Никулин, Савко 2015].

Таблица 5.2 Химический состав бертьерина в шлифах по результатам микрозондирования

Компо- ненты	2	2	2	3	4	6с	6с	6с	8с	8с	8с	8с	8с
SiO ₂	24,2	4	24,2	25,4	26,4	24,2	23,2	25,5	24,0	22,5	26,8	23,8	27,0
Al ₂ O ₃	17,2	17,	16,6	17,1	16,6	19,0	19,7	22,3	21,0	18,5	22,5	20,2	20,7
FeO	37,7	36,	37,3	39,0	43,8	37,5	39,7	43,7	43,5	43,9	39,5	38,4	39,6
MgO	1,61	1,3	1,37	1,19	-	1,4	1,54	1,69	1,3	1,59	1,72	1,3	1,43
сумма	80,8	79,	79,5	82,8	86,8	82,2	84,2	93,3	89,9	86,6	90,6	83,8	88,9
Al ₂ O ₃ / SiO ₂	0,71	0,7	0,68	0,67	0,63	0,79	0,85	0,88	0,87	0,82	0,84	0,85	0,77

*Примечание: 2 – гетит-гидрогематитовая руда Яковлевского месторождения; 3 – мартит-гидрогематитовая руда Яковлевского месторождения; 4 – карбонатизированная гетит-гидрогематитовая руда Яковлевского месторождения; 5 – гетит-гидрогематитовая руда Яковлевского месторождения; 6с – мартит-гидрогематитовая руда Стойленского месторождения; 8с – гетит-гидрогематитовая руда Стойленского месторождения. **Жирным шрифтом** выделен анализ диагенетического бертьерина*

5.2.3. Диагенетические и эпигенетические минералы

К диагенетическим относятся минералы, образованные при цементации сформированной КВ в условиях застойных или слабо подвижных грунтовых вод. Среди диагенетических минералов в богатых железных рудах КМА главную роль занимает бертьерин, встречается шамозит, сидерит и сульфиды. К эпигенетическим минералам относится кальцит, связанный с инфильтрацией растворов из осадочного чехла в уже сформированную КВ.

Диагенетический бертьерин встречается в верхних частях латеритного профиля, ниже зоны шамозитизации [Никулин, 2017]. Данная разновидность минерала ассоциирует с карбонатами и сульфидами и заполняет поры и трещины, а также выступает в качестве цемента в скальных разновидностях руд. Диагенетический бертьерин наблюдается макроскопически в виде бледно-темно-зеленых слюдистых масс [Никулин, Савко, 2015]. В образцах руд Яковлевского месторождения представлен микрокристаллическими массами (Рис. 5.14), где заполняет поры и отсутствует на контактах с зернистой основной массой, что указывает на его образование после основной минеральной матрицы (Рис. 5.14).

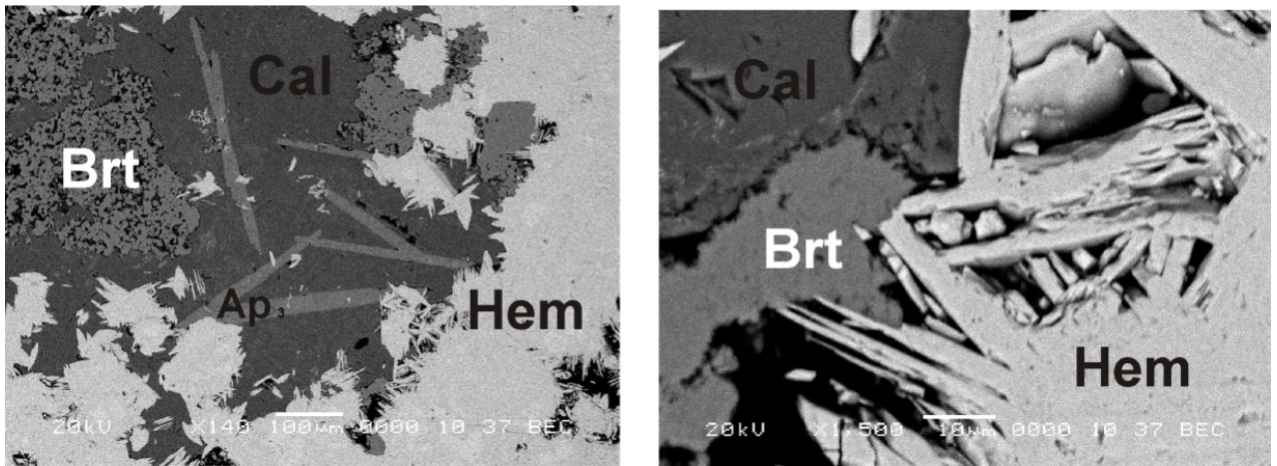


Рис. 5.14. Диагенетический бертьерин в карбонатизированной руде Яковлевского месторождения.

В химическом составе такого бертьерина (Табл. 5.2, обр.4) содержание FeO больше и нет MgO. Бертьерин такого типа получил название Fe-бертьерин и описан в работах [Fritz, Toth, 1997]. Во время интенсивного химического выветривания Mg и другие щелочные элементы выщелачивались из исходного материала, оставляя только те устойчивые минералы, которые содержат Fe, Al, диоксид кремния и титан.

Шамозит обнаружен в богатых железных рудах Стойленского месторождения. Минерал обволакивает зерна мартита подобно цементу (Рис. 5.15). Сцементированные таким хлоритом руды представляют собой каменистую комковатую массу. Выше по профилю при выветривании минерал окисляется с образованием гидроокислов железа. Судя по

парагенезису с сульфидами железа, сидеритом, шамозит образуется в условиях недостатка кислорода в восстановительных условиях.

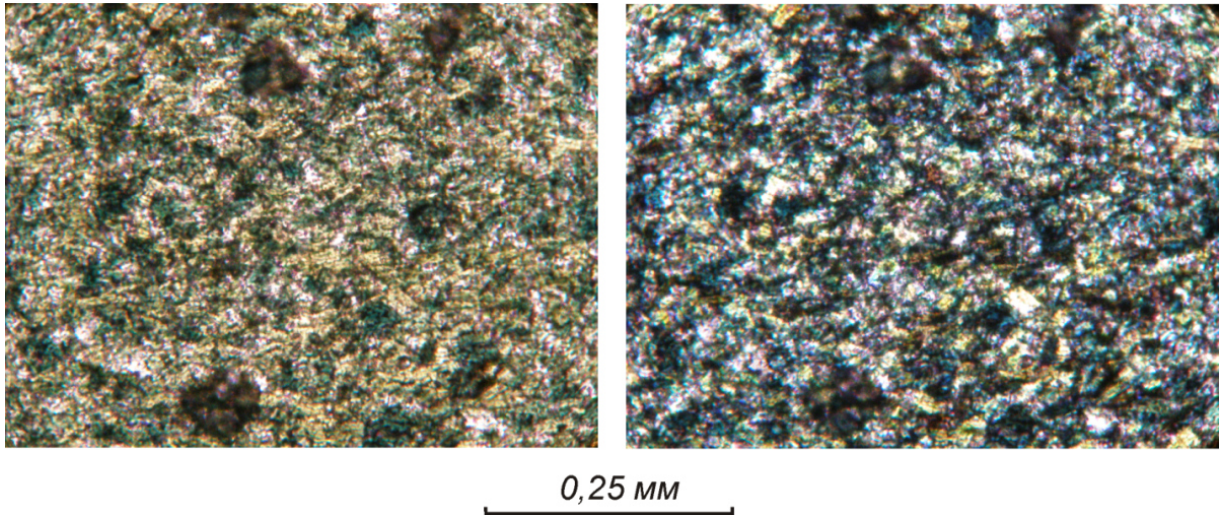


Рис. 5.15. Шамозит в силикатно-мартитовой руде Стойленского месторождения (слева николи //, справа +).

Сидерит встречается в цементе плотных руд в верхних частях залежей, образует различные по размерам и форме зерна и агрегаты – от микрокристаллических бесформенных скоплений до хорошо образованных идиоморфных кристаллов. Образуется в процессе диагенеза в восстановительных условиях.

Кальцит приурочен к кровлям КВ. Характер взаимоотношения карбоната с минералами БЖР свидетельствует об эпигенетическом происхождении. Возникновение кальцита связано с инфильтрационными процессами из вышележащей карбонатной толщи. Как правило, они образует мелкозернистые агрегаты в полостях, порах и трещинах.

Сульфиды представлены пиритом. В рудных залежах наибольшим распространением пользуется вблизи кровли, где образует сростки и сплошные массы, цементирующие зерна мартита и железной слюдки. Вниз по разрезу его количество уменьшается. Цвет латунно-жёлтый, часто золотисто-жёлтый. Основными формами выделения пирита являются идиоморфные кристаллы с квадратным, шестиугольным сечением размером

0,01 до 1 мм. Пирит широко распространен в перекрывающих, особенно углистых породах.

Таким образом, основными рудообразующими минералами БЖР КВ железистые кварциты являются мартит, железная слюдка, гидроокислы железа, примеси – магнетит и бертьерин. Магнетит широко развит в рудах Михайловского, меньше Оскольского и в реликтах в мартитах Белгородского районов. Гипергенный бертьерин формируется за счет силикатов исходных пород, разлагается с образованием гетита. В последующие этапы руды цементируются новообразованными бертьерином и шамозитом, сколы и трещины выполняют карбонаты и сульфиды.

В Оскольском районе зона мартитизации имеет меньшую мощность, остаточный магнетит в богатых рудах развит довольно широко, плотные руды преобладают над рыхлыми, что объясняется более интенсивными проработкой в эпигенетический и диагенетический этапы развития [Меркушова, Никулин, 2015]. В Михайловском районе основанная масса БЖР сложена мартитом, железной слюдкой и магнетитом. Мощности руд определялись интенсивностью экзогенных процессов, зависящих от климатического, тектонического и биотического факторов. Большая проработанность экзогенными процессами руд Белгородского района связана благоприятным для формирования латеритного профиля климатом с широким развитием органики, что подтверждается наличием угленосных отложений в соседних отрицательных структурах.

ГЛАВА 6. БИОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И СЛАНЦЕВ

Проблема взаимодействия микроорганизмов с минералами и породами важна в связи с изучением биогеохимических процессов выветривания и миграции элементов. Микроорганизмы активно воздействуют на все без исключения минералы, они являются неотъемлемой частью процессов выветривания и проделывают огромную работу в образовании латеритов и формировании месторождений полезных ископаемых с ними связанных [Жегалло и др., 2016].

Известно, что богатые железные руды и бокситы КМА обязаны своим происхождением процессам выветривания, обусловленным климатическими, структурно-тектоническими и геоморфологическими факторами [Геология, гидрогеология..1969]. Гораздо меньше изучена роль микроорганизмов в формировании КВ пород докембрийского фундамента. Развитие современных инструментальных методов сканирующей электронной микроскопии позволяет заниматься бактериально-палеонтологическим изучением на новом техническом уровне, в результате чего стало возможным установить присутствие фоссилизированных микроорганизмов в БЖР и бокситах КМА. Сохранение бактерий в ископаемом состоянии определяется высокой скоростью минерализации, порой составляющей несколько часов [Бактериальная палентология, 2002].

В настоящей работе представлены результаты электронно-микроскопического изучения БЖР Яковлевского и Стойленского месторождений КМА, а также бокситов Яковлевского, Висловского, Ольховатского и Мелихово-Щебекинского месторождений. В качестве объектов исследования были выбраны маритовые, железослюдко-маритовые, марито-гидрогематитовые и гидрогематито-гетитовые БЖР и бертьерин-бемитовые, гиббситовые, существенно бемитовые бокситы. Главными минералами богатых железных руд являются: гематит, мартит,

магнетит, гетит, гидрогетит, гидрогематит, кварц, встречаются глинистые минералы, представленные бертьерином, шамозитом, каолинитом и иллитом, а также карбонаты и сульфиды. В бокситах основными породообразующими минералами выступают: бемит, гиббсит, бертьерин, каолинит. Среди перечисленных минералов наиболее интересными с точки зрения исследования биоморфных структур являются минералы железа и алюминия, слагающие основную массу руд, образование которых, среди прочего, может происходить с участием бактериальных форм [Бактериальная палентология, 2002; Гусев, Минеева, 2003].

Ископаемые микрофоссилии, биопленки и микробные маты, в которых они находятся, морфологические сходны с современными бактериями, биопленками и матами.

Современные методы микробиологических исследований только в незначительной степени используют особенности морфологии для определения микроорганизмов, обычно применяются или биохимические измерения метаболизма колоний организмов или клонирование части их репродуктивного механизма. Однако эти характеристики не могут сохраняться в породах в течение геологического времени. По этой причине для идентификации потенциальных ископаемых бактерий наряду с биохимическими показателями микробного биогенезиса используются морфологические характеристики. Биохимическими показателями потенциального биогенезиса являются соотношение изотопов определенных элементов, например, C, Fe, и S, характерное для фракционирования микробов, и химические биомаркеры распавшихся производных первоначального органического углерода, из которого образуются организмы (кероген). Фоссилизированные морфологические характеристики бактерий включают:

- 1) Размер – размер большинства бактерий составляет 1–2 $\mu\text{м}$, хотя в определенных экстремальных условиях они могут быть меньше, 0,1 $\mu\text{м}$, а некоторые виды могут также достигать 500 $\mu\text{м}$

2) Форма — большинство бактерий представляют собой простые сферы (коккоиды), палочки, нити и изогнутые (вибрионы) и спиральные тела. Бактерии могут иметь также аморфную форму.

3) Текстура внешней стенки клетки — внешняя стенка бактерии может иметь гладкую, неровную или гранулярную текстуру.

4) Чехлы — некоторые бактерии образуют толстый чехол из внеклеточных полимерных веществ.

5) Деление — бактерии размножаются делением клеток, что отражается в особенностях морфологии.

6) Колонии — бактерии образуют колонии, состоящие из нескольких форм до миллионов форм.

7) ВПВ и биопленка — колонии бактерий образуют большое количество в неклеточных полимерных веществ, которые служат для защиты колонии, а также источником местных и привнесенных питательных веществ [Бактериальная палеонтология, 2002].

Вокруг клеток бактерий нередко в виде слизи выделяется внеклеточное вещество — гликокаликс. Также при колонизации организмами твердой поверхности образуются биопленки, которые являются результатом взаимодействия бактерий и продуктов их жизнедеятельности с субстратом. Биопленки представляют собой совокупность микробных клеток, других мельчайших частиц, воды и внеклеточного полимерного органического вещества, которое удерживает клетки вместе и на поверхности [Яхонтова, 1983]. Будучи минерализованными биопленки и гликокаликс нередко сохраняются в ископаемом состоянии.

Биоминерализация — процесс образования и (или) преобразования минералов, протекающий в геологической среде с участием организмов. Участие может быть непосредственным путем вхождения в механизмы эволюции минералов («биологически контролируемая» минерализация), сопутствующим, когда организмы катализируют/ингибируют процессы минералообразования, или регулирующим, когда организмы регулируют

параметры среды минералообразования («биологически-стимулированная» минерализация») [Бактериальная палеонтология, 2002].

Биологически индуцированные минералы имеют кристаллический облик, их химические признаки находятся под контролем тех же закономерностей, что и у неорганических аналогов [Антошкина, 2011].

Минералы, образованные за счет биологически-контролируемой минерализации, наоборот, обычно развиваются в уже сформированной органической матрице. Высокая степень биохимического контроля делает возможным отличить биогенные минералы от абиогенных по размеру, форме и химическим признакам [Lowenstam, 1981; Chang et al., 1989].

Способность осаждать окислы железа и алюминия на поверхности клеток присуща многим бактериям, различающимся морфологическими и физиологическими признаками и принадлежащим к разным таксонометрическим группам. С.Н. Виноградский впервые термин «железобактерии» применил для обозначения организмов, использующих энергию окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} для ассимиляции CO_2 , т. е. способных существовать хемолитоавтотрофно. Х. Молиш к железобактериям относил все организмы, откладывающие вокруг клеток окислы железа или марганца, независимо от того, связан ли этот процесс с получением клеткой энергии. На основании морфологических характеристик все железобактерии разделяются на нитчатые и одноклеточные [Бактериальная палеонтология, 2002].

Потенциально все минералы БЖР могут иметь биогенную природу, поскольку для них установлен прямой механизм бактериальной продукции. На сегодняшний день микробиологами описан биогенный цикл железа, осуществляемый организмами разных филогенетических и физиологических групп [Заварзина, 2004]. Продукты взаимодействия органического и неорганического вещества обнаружены в разных геологических обстановках. Они широко развиты в зонах гипергенеза, где в образовании оксидов и гидроксидов железа активно участвуют железобактерии [Чухров, 1975].

Наиболее полно этот цикл осуществляется в нейтральных значений pH и нормальных температур на поверхности Земли.

Накопление окислов железа и алюминия на поверхности бактерий есть результат двух взаимосвязанных процессов: аккумуляции клетками металла и окисления, сопровождающегося обильным отложением нерастворимых окислов на поверхности бактерий. Процесс аккумуляции металлов в основе имеет физико-химическую природу и в значительной мере обусловлен химическим составом и свойствами поверхностных структур клетки. Он включает связывание металлов внеклеточными структурами (капсулы, чехлы, слизистые выделения), клеточной стенкой и цитоплазматической мембраной [Бактериальная палеонтология, 2002].

6.1. Биоморфные структуры в коре выветривания железистых кварцитов

В исследуемых образцах БЖР нами были обнаружены несколько биоморфных минералов железа. В железослюдково-мартитовой руде Яковлевского месторождения микроструктуры крайне разнообразны и характеризуются неупорядоченным сочетанием нескольких типов. В частности, выделяются участки развития кристаллического гематита и участки, сложенные веществом комковатой структуры, расположенные, главным образом, в пустотах и трещинах (Рис. 6.1). Под электронным микроскопом рассматриваемые образования сложены овальными формами различной степени сохранности размером 20–30 мкм и их срастаниями (Рис. 6.2а). В большом увеличении, видно, что подобные структуры состоят из сростков пластинчатых кристаллов, «железных роз» и «мотков пряжи». Из-за плотного расположения пластинчатых кристаллов местами общая поверхность приобретает спутано-волокнистый вид (Рис. 6.2б) [Меркушова, Жегалло, 2016].

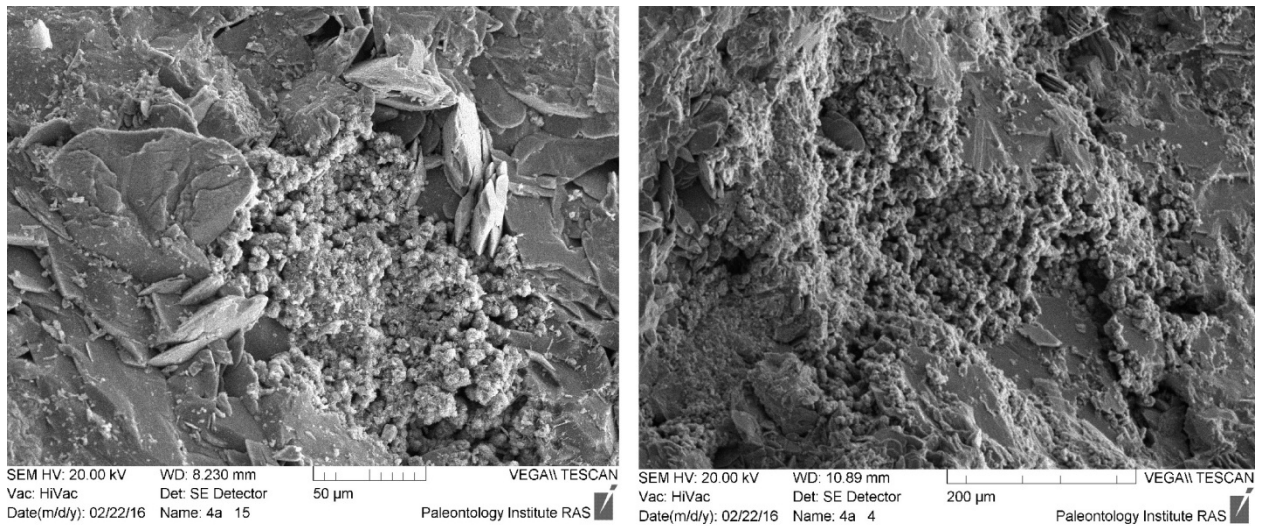


Рис. 6.1. Развитие биоминеральных форм в пустотах и трещинах, железослюдково-мартитовая руда, Яковлевское месторождение.

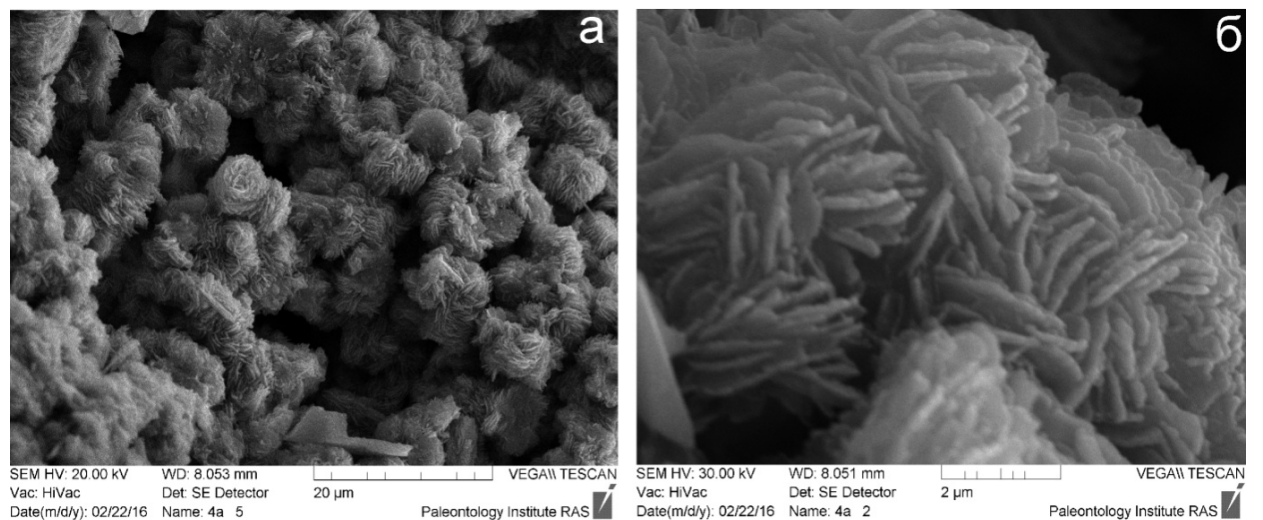


Рис. 6.2. Биогенный гематит в образце железослюдково-мартитовой руды Яковлевского месторождения в виде сростков пластинчатых кристаллов, «железных роз» и «мотков пряжи» (а), образующих спутано-волокнистую текстуру (б).

Подобные формы были получены в результате эксперимента по синтезу гематита в присутствии органического вещества, впоследствии была определена значительная роль органических соединений в формировании структурно-морфологических разновидностей и размеров минерала. Формы гематита, синтезированные с участием органики, оказались сложены эллипсоидами, состоящими из гексагональных кристаллов гематита размером 5–10 нм, подобными тем, что обнаружены в образце

железнослюдково-мартитовой руды Яковлевского месторождения (Рис. 6.3 а, б) [Schwertman, Fischer, 1975].

Помимо биогенного гематита значительная часть породы сложена его абиогенной кристаллической формой (Рис. 6.3 г). Наличие разнообразных по морфологии гематитов, объясняется, вероятно, тем, что из-за высокой скорости фильтрации вод в коре выветривания, местами возникают условия, неблагоприятные для развития микробиоты, и там развивались псевдоморфозы гематита по магнетиту, т.е. мартит [Яхонтова, 2000, Школьник и др., 2004].

Биоморфный гематит образовался же, возможно, из аморфной гидроокиси трехвалентного железа в водной среде при pH 6 при участии органики, что и пытались проверить экспериментально [Schwertman, Fischer, 1975] (Рис. 6.3 в).

В образце железослюдковой руды Стойленского месторождения биоморфозы представлены ажурными изгибающимися формами похожими на минерализованный гликокаликс – слизь, обычно выделяемую клетками бактерий в процессе жизнедеятельности и выполняющую защитную функцию [Астафьева, 2010].

Гликокаликс выполняет рецепторную и маркерную функции, а также участвует в обеспечении избирательности транспорта веществ и пристеночном (примембранном) пищеварении [Costerton, Irvin, 1981]. Наличие гликокаликса характерно для клеток животных, встречается также у бактерий. Расположены такие формы по всей поверхности образца, не тяготея к отдельным порам и трещинам.

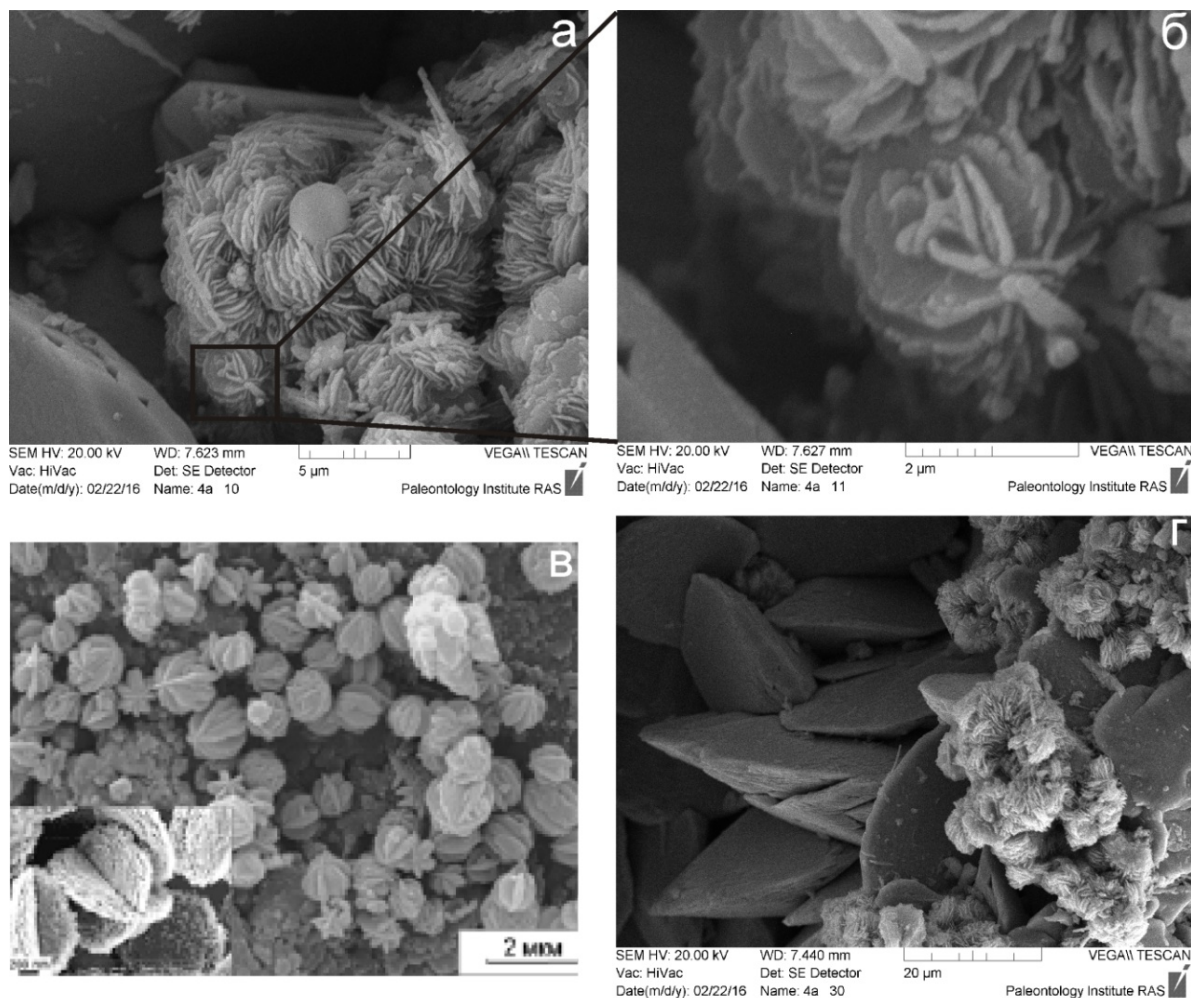


Рис. 6.3. Биогенный гематит в образце железослюдково-мартитовой руды Яковлевлевского месторождения: а – в виде пластинчатых кристаллов, образующих своеобразный фрамбоид, б – крупный план; в – сложные двойники эллипсоидальной формы биогенного гематита. На врезке синтезированный гематит [Schwertmann, 1975]; г – биогенный гематит на фоне кристаллического гематита.

Наряду с изолированными формами, наблюдаются их скопления в виде микроколоний (Рис. 6.4). Важная для геохимии роль гликокаликса заключается в создании микроусловий вокруг организмов, благодаря которым происходят сорбция и концентрация некоторых элементов и соединений. Кроме того, он служит бентосным бактериям средством для колонизации твердых субстратов [Розанов, 2003]. Известна роль гликокаликса бактерий как катализатора образования аутигенных минералов [Антошкина, 2011].

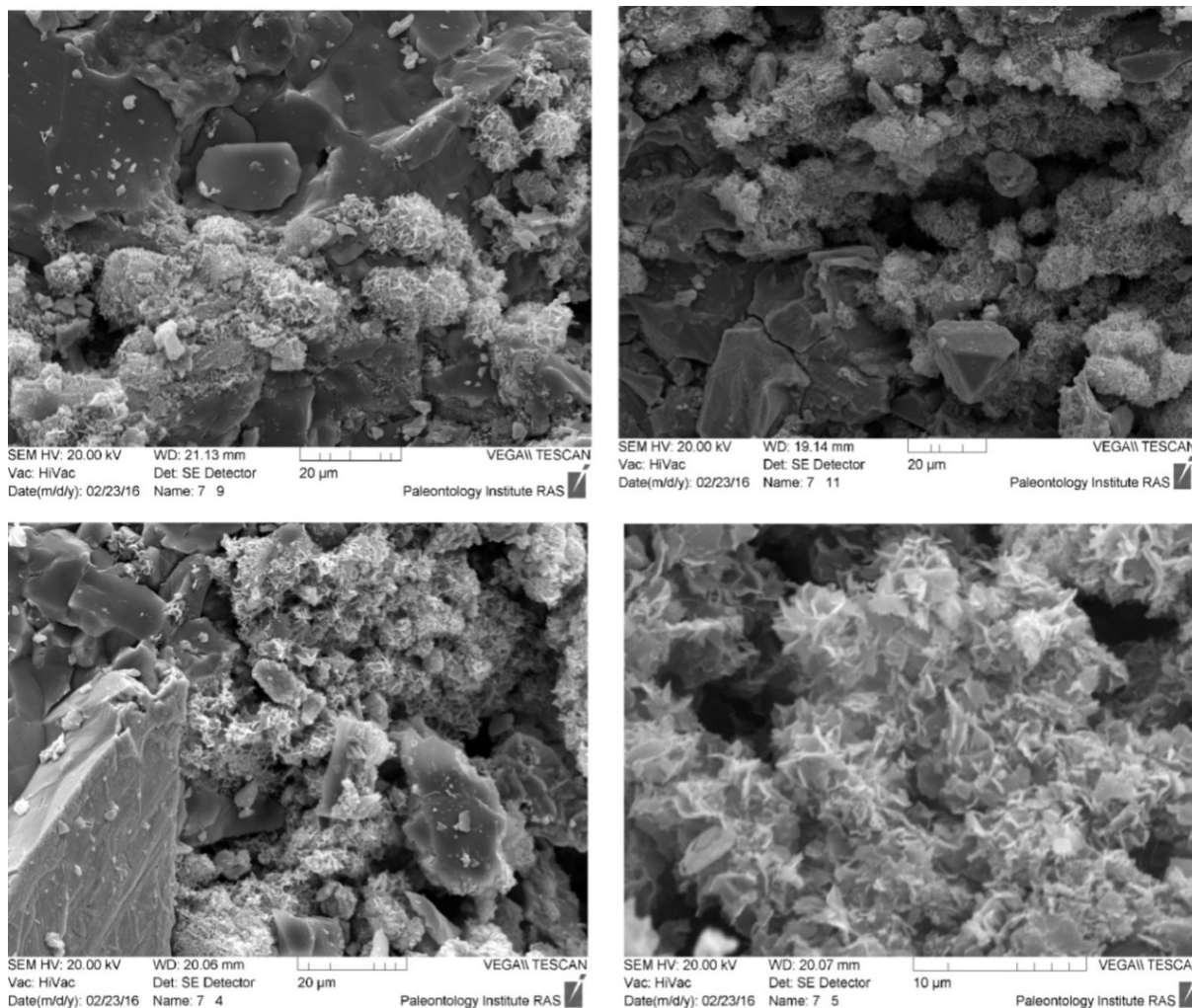


Рис. 6.4. Минерализованный гликокаликс в образце железослюдковой руды Стойленского месторождения

Образец мартито-гидрогематитовой руды Стойленского месторождения сложен микробной массой, в основном коккоидной (Рис. 6.5 а). Кокковидные формы представляют собой остатки шаровидных бактерий диаметром до 3 нм, образующие плотные скопления. Подобные формы были обнаружены и в образце гидрогематито-гетитовой руды Яковлевского месторождения. Редко встречаются отдельные кокки относительно крупных размеров, в окружении нитчатых форм, образующих прослой или пучки (Рис. 6.5 б), представленные гетитом.

Простые (шарообразные) поликристаллические формы гематита развиваются в результате биологически вызванной минерализации [Новиков и др., 2016, 2017]. Исследования показали, что источником ленточного гетита является аморфный оксид железа, образующий совместно с

микроорганизмами натечные бугристые и «трубчатые» морфоструктуры [Бортников и др., 2013]. В результате его раскристаллизации формируются пучки сноповидных лучистых агрегатов ленточных кристаллов, обращенные вершинами к поверхности рельефа в первом случае и к «трубчатой» полости во втором [Боева, 2016]. В частности, рассматриваемая трубчатая морфоструктура возможно является продуктом замещения железом колонии бактерий *Microcodium* [Kabanov et. al., 2008]

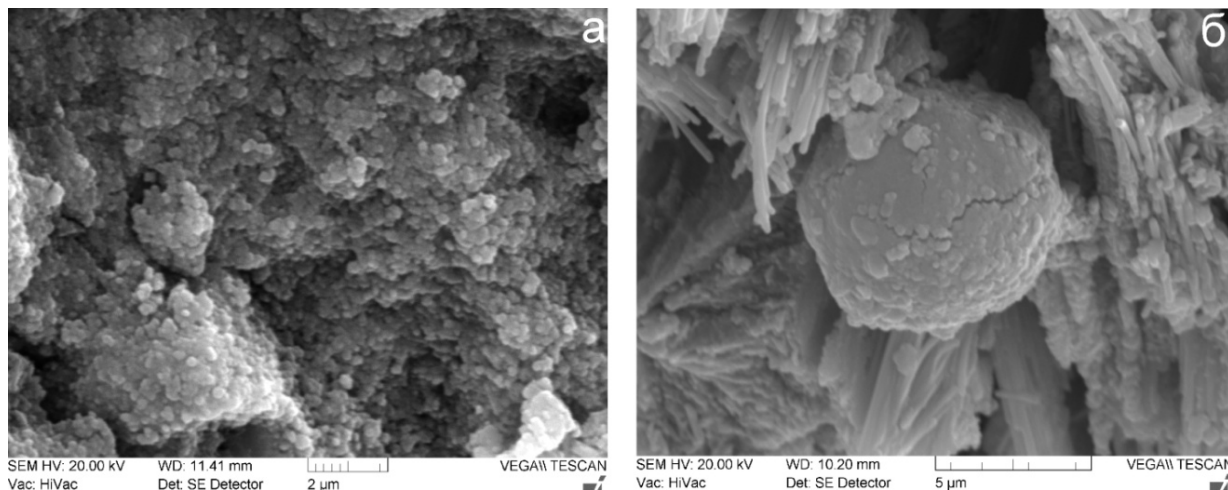


Рис. 6.5. Коккоидные бактерии в виде: а – сплошных микробных масс в образце мартитовой руды Стойленского месторождения; б – крупного коккоида размером 5 μm в образце гидрогематито-гетитовой руды Яковлевского месторождения.

Биопленки встречаются в образцах всех видов БЖР и находятся в разной степени сохранности. Поверхность образца гидрогематито-гетитовой руды Яковлевского месторождения покрыта фрагментами биопленок. На рисунке 6.6 а показан один из таких объектов, имеющий вид свернутой, частично раскристаллизованной биопленки размером 10x30 μm .

Поверхность железнослюдково-мартитовой руды Яковлевского месторождения также покрытая нераскристаллизованной сплошной биопленкой (Рис. 6.6б).

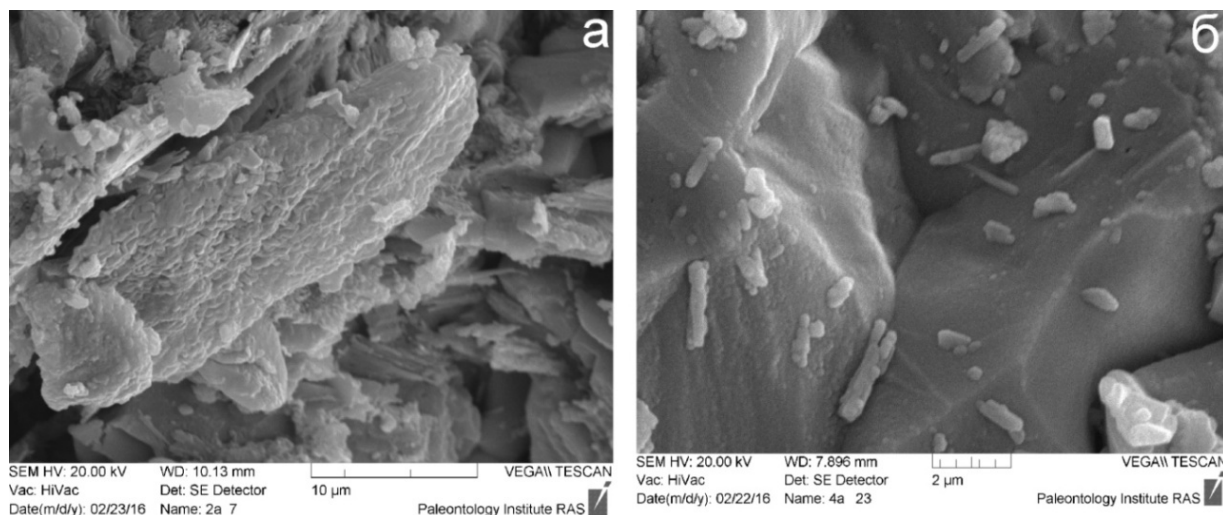


Рис. 6.6. Биопленки на поверхности БЖР: а – свернутый фрагмент биопленки в образце гидрогематито-гетитовой руды Яковлевского месторождения; б – поверхность железослюдково-мартитовой руды Яковлевского месторождения покрытая биопленкой.

В результате проведенного исследования богатых железных руд КМА методом сканирующей электронной микроскопии установлены биоморфные структуры, образованные бактериальными организмами по минералам железа [Меркушова, Жегалло, 2016]. В образцах были обнаружены несколько таких структур: во-первых, гематит, образованный в результате биологически-стимулированной минерализации, принимающий форму эллипсоида, состоящего из гексагональных кристаллов; во-вторых, минерализованный гликокаликс и биопленки, выделяемые организмами в процессе жизнедеятельности; и, в-третьих, коккоидные формы, представленные как плотными скоплениями, так и одиночными крупными кокками. При этом в девонских рудах Стойленского месторождения обнаружены меньшие объемы биоморфных структур, большая часть пород не задействована бактериальными переработками.

6.2. Биоморфные структуры в коре выветривания межрудных сланцев

Уже в первых работах по изучению бокситов с помощью СЭМ были зафиксированы формы, представленные псевдоморфозами гиббсита и бемита по бактериям, грибам, обнаруженные в бокситах Индии, Бразилии, Гвинеи и Урала [Аристовская, Зыкина, 1979; Слукин и др., 1986; Клекль, Никитина, 1991; Школьник и др., 2004; Слукин и др., 2014, 2015, 2016, 2017]. Минерализованные остатки биогенных форм были обнаружены в месторождениях бокситов как латеритных, так и переотложенных. Известно, что многие микрогрибы и бактерии способны трансформировать алюмосиликатные и бокситовые минералы, приводя к выносу Si, Fe и, в меньшей степени, Al. Результативность этих процессов зависит от родовых, видовых и штаммовых особенностей микроорганизмов, а также от состава пород [Георгиевский и др., 2019].

В этой связи представляется перспективным изучение бокситов КМА методом сканирующей электронной микроскопии.

Как показывают данные электронной микроскопии, в зоне III девонской КВ сланцев (Стойленское месторождение) биоморфных структур не обнаружено. В анализируемых образцах было обнаружено несколько проявлений биоминерализации. Образец каолинит-бертьерин-бемитового боксита с Яковлевского месторождения характеризуется ячеистой поверхностью, с многочисленными порами и трещинами. При увеличении поверхность оказалась сложена изгибающимися формами, по структуре напоминающими фоссилизированный гликокаликс, образованный древними микроорганизмами (Рис. 6.7). Подобными структурами покрыта большая часть поверхности породы. Гликокаликс в породе находится на разных стадиях развития минерализации: от едва намечающихся рассеянных микрокристаллов до сплошных друз совершенных кристаллов [Овчинникова, Жегалло, 2019].

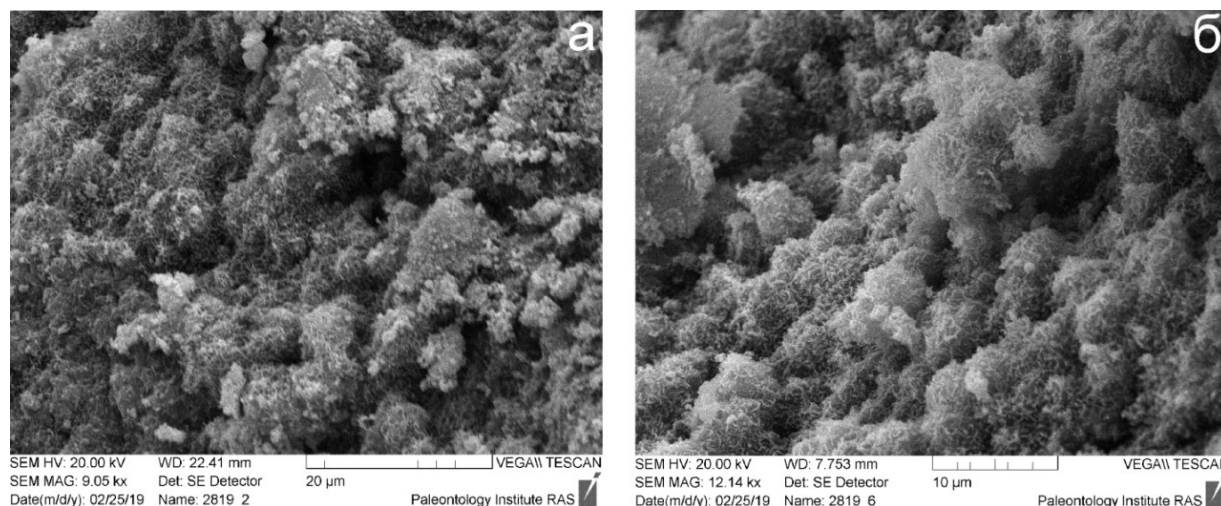


Рис. 6.7. Минерализованный гликокаликс в обр. каолинит-бертьерин-бемитового боксита (Яковлевское месторождение), а – крупный план, б – максимальное увеличение.

Помимо гликокаликса, в изученных образцах обнаружены многочисленные биопленки. Поверхность образца каолинит-бемит-бертьеринового боксита месторождения покрыта многочисленными биопленками, местами отслоившимися, в результате дробления породы (Рис. 6.8а). Фрагмент биопленки на рисунок 6.8а, частично раскристаллизован, имеет бугорчатую поверхность и закругленные края.

Поверхность образца гиббситового боксита (Ольховатское месторождение) также покрыта биопленками и их фрагментами. Биопленки плохо раскристаллизованы и представлены сплошной аморфной массой. Также обнаружен расплющенный и свернутый фрагмент размером 30µм x 15 µм минерализованной биопленки, лежащей на поверхности свежего скола породы (Рис. 6.8 б).

В образце существенно бемитового боксита присутствуют остатки бактериальных нитей или нитевидных бактерий (Рис. 6.9а). Некоторые объекты по конфигурации похожи на гифы грибов, которые неоднократно были обнаружены при изучении других месторождений бокситов [Школьник и др., 2004] (Рис. 6.9б). Таким образом, в данном случае можно предположить симбиоз бактерий с грибами. Поверхности многих образцов

покрыты многочисленными переплетающимися фоссилизированными нитчатыми бактериями.

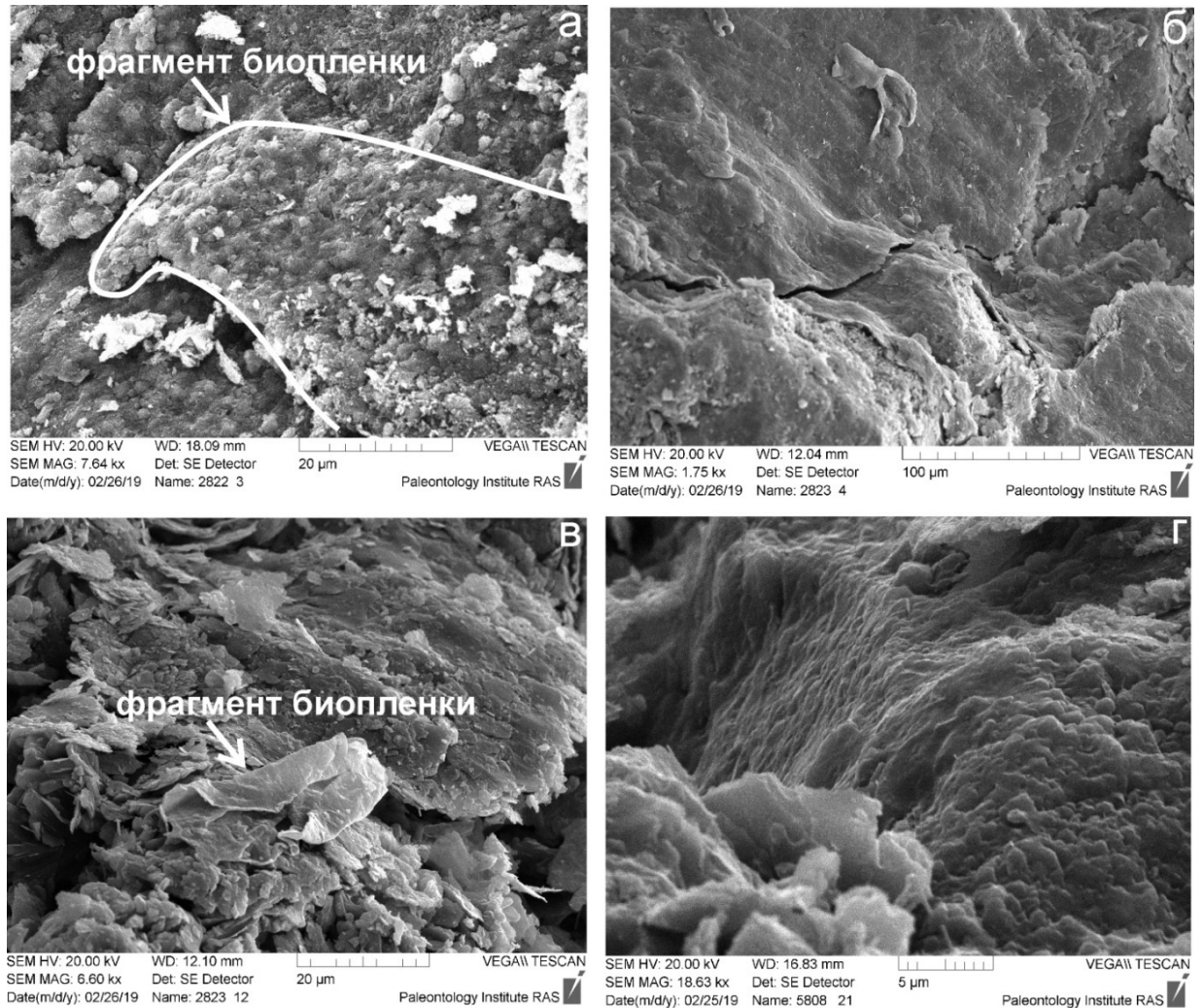


Рис. 6.8. Биопленки в бокситах: а – фрагмент биопленки в обр. каолинит-бемит-бертьеринового боксита (Яковлевское месторождение), б – поверхность гиббситового боксита (Ольховатское месторождение), покрытая биопленкой; в – свернутый фрагмент минерализованной биопленки размером 30μm x 15 μm в этом же образце; г – поверхность в виде сплошной биопленки бемитового боксита (Яковлевское месторождение).

Некоторые из них похожи на остатки трихомов цианобактерий и характеризуются большей шириной (до 2 μm), трубчатым обликом, и, вероятно, полым внутренним строением. Они располагаются на удалении друг от друга и пересекаются иногда под прямым углом [Овчинникова, Жегалло, 2019].

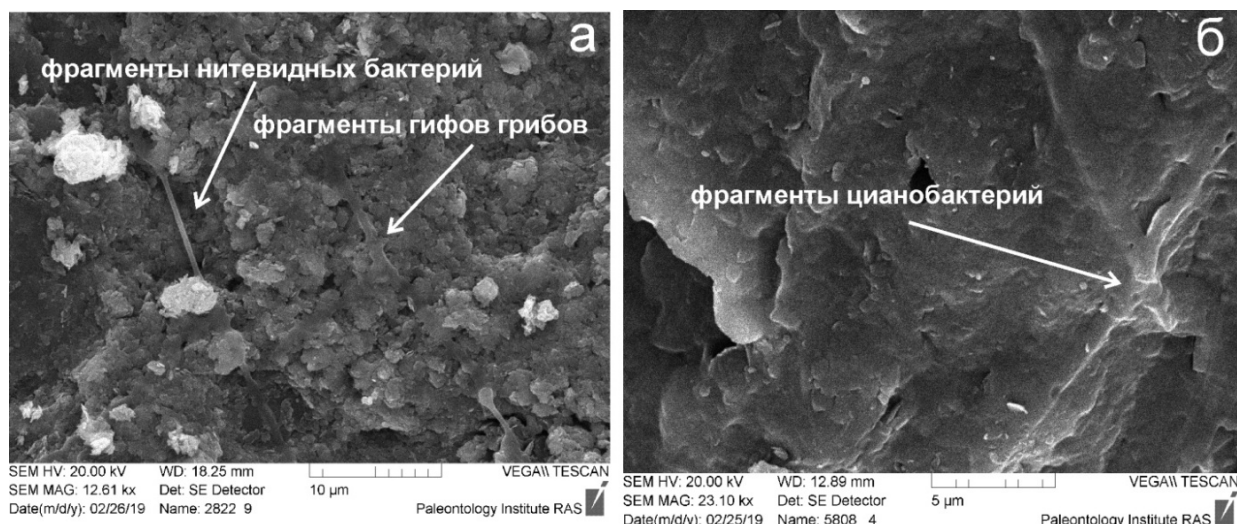


Рис. 6.9. а – фрагменты нитевидных бактерий и гифов грибов; б – фрагменты цианобактерий, обр. существенно бемитового боксита (Мелихово-Щебекинское месторождение).

Коккоидные формы распространены ограничены. Обнаружены только в отдельных порах и трещинах образца каолинит-бемит-бертьеринового боксита (Рис. 6.10).

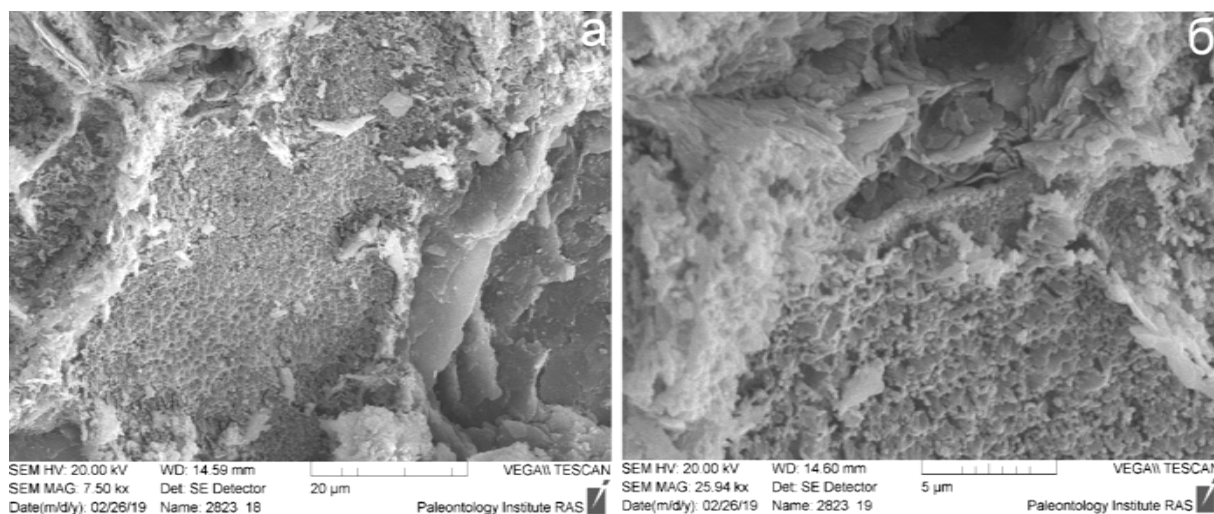


Рис. 6.10. Коккоидные формы в образце каолинит-бемит-бертьеринового боксита (Яковлевское месторождение), А – крупный план, Б – максимальное увеличение.

Подобные образования представлены скоплениями мелких (менее 1 µm) округлых и овальных форм, образующих сплошные микробные массы [Овчинникова, Жегалло, 2019].

В исследуемых образцах латеритных бокситов обнаружены различные по конфигурации и распространению биоморфозы. Количественная их роль в породах изменчива и, по-видимому, зависит как от минерального состава, так и от степени гипергенного преобразования. Максимальное разнообразие наблюдается в породах со значительным присутствием минералов железа и в породах верхней части профиля выветривания.

Полученные данные позволяют предположить, что на определенной стадии развития латеритного профиля, микроорганизмы начинают играть значительную роль. Вероятно, в дотурнейское время формирования гидрослюдисто-каолинитового профиля на межрудных сланцах и начала мартитизации кварцитов уже проявились процессы биогенного преобразования, выраженные в изменении минералов материнских пород. А затем в елховско-бобриковское время (основную стадию латеризации), когда на рассматриваемой территории была суша, в пределах которой образовывались крупные месторождения богатых железных руд на железистых кварцитах и бокситов на межрудных сланцах [Савко, 1984, Сиротин, Белявцева, 2016; Никулин, 2017], совместно с процессам химического выветривания активизировались и процессы биогенного преобразования, выраженные в изменении как минералов материнских пород, так и новообразованных. Помимо разрушающей функции, организмы осуществляли аккумуляционную, накапливая рудное вещество в своих тканях и продуктах жизнедеятельности. При этом не исключается неоднократная колонизация организмами рудных залежей и на более поздних этапах.

Таким образом, во всех образцах бокситов и БЖР, независимо от состава и положения в профиле выветривания, обнаружены ископаемые остатки микроорганизмов и следы их жизнедеятельности. При этом результаты проведенных исследований показали, что формирование докаменноугольных КВ происходило при ограниченной роли биогенного фактора. Уже на начальной стадии латеритного выветривания в отложениях

формировались и активно развивались микроорганизмы. Распространены такие биоминеральные образования как: гликокаликс, биопленки, покрывающие частично поверхности пород, нитчатые формы различного происхождения, гифы грибов и трихомы цианобактерий. Бактериальные формы находятся на разных стадиях развития и минерализации: от едва намечающихся рассеянных микрокристаллов до сплошных совершенных кристаллов, что может быть связано с положением в профиле выветривания, и как следствие, с проработанностью гипергенными процессами. Биоморфозы, обнаруженные нами в богатых железных рудах, имеют значительные сходства с таковыми в бокситах, однако в железных рудах они имеют меньшее разнообразие и ограниченное распространение. Здесь также присутствует гликокаликс и биопленки, выявленные только в образце железослюдковых руд. Коккоидные формы представлены мельчайшими образованиями до 1 нм, редко встречаются отдельные кокки относительно крупных размеров, в окружении нитчатых форм, образующих прослойки или пучки, встреченные в мартитовых рудах и гидрогематито-гетитовых рудах. Следов жизнедеятельности грибов и цианобактерий обнаружено не было. При этом в девонских рудах Стойленского месторождения обнаружены меньшие объемы биоморфных структур, большая часть пород не задействована бактериальными переработками.

Наличие биоморфоз в бокситах и БЖР КМА – повод для постановки вопроса об участии биогенного фактора в их образовании, масштабы которого еще следует обозначить.

ГЛАВА 7. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПАЛЕОЗОЯ КМА

Образование КВ КМА определялось комплексом влияния нескольких факторов: климатического, геоморфологического, тектонического, а также биологического. Образование бокситов и БЖР непосредственно связано с благоприятным материнским субстратом – железистыми кварцитами и межрудными сланцами.

Относительно благоприятной для формирования КВ была раннефранская эпоха, когда началась тектоническая перестройка (воздымание) южной части Воронежской антеклизы в связи с погружением Днепровско-Донецкой впадины. В последующий затем период аридизации верхнефранского и фаменского времени все поднятые участки Воронежской антеклизы подвергались эрозии. Под верхнедевонскими отложениями и в них самих богатые руды небольшой мощности встречаются в прибортовой части Веретенинских залежи. В пределах Стойло-Лебединского рудного поля отмечаются переотложенные богатые руды, приуроченные к старооскольским и щигровским слоям. Однако большая часть гряд железистых кварцитов вообще не перекрывалась девонскими отложениями, а подвергалась интенсивному выветриванию в карбоне. Раннетурнейское время характеризуется хорошо проработанными маломощными (5–15 м) площадными каолиновыми КВ пород кристаллического фундамента. При этом верхняя зона частью размыта, и вследствие интенсивной эрозии сформировалась досредневизейская поверхность выравнивания.

Выветривание стало возможным при установлении континентального режима в пределах всего Воронежского массива или его отдельных частей в результате восходящих движений. Связь КВ с рельефом выражается в том, что наиболее мощные коры с развитыми тремя зонами сохранились на склонах положительных форм пенепленизированного рельефа и в первичных понижениях. Также КВ хорошо сохраняются в условиях бронированного

рельефа. Это проявилось в образовании богатых железных руд и бокситовых пород, расположенных в пределах полос железистых кварцитов, возвышающихся в рельефе докембрия на 20–100 м. Железистые кварциты с зажатыми в них межрудными сланцами в силу своей большей устойчивости к процессам эрозии по сравнению с вмещающими сланцами и гнейсами всегда были приподняты. На них сохранились КВ, в то время как на сланцах и гнейсах они в значительной степени были размыты.

Помимо общих региональных факторов на характер выветривания влияют местные – гипсометрическое положение участка, где формируется КВ, трещиноватость пород, разломы, гидрогеологический режим [Сиротин, Белявцева, 2016].

Наиболее благоприятные условия для интенсивного выветривания в регионе КМА установились в ранне-средневизейское время в Белгородском районе. Этому способствовали сформировавшийся в юго-западной – центральной части КМА рельеф денудационной поверхности выравнивания и влажный тропический климат [Савко, 1984]. Характерными признаками рудообразования латеритного типа в Белгородском районе КМА являются весьма высокие концентрации в остаточных продуктах выветривания оксидов железа и глинозема и низкие содержания кремнезема, щелочных и щелочноземельных элементов.

Можно выделить несколько основных стадий формирования минерального состава БЖР и бокситов (рис. 7.1):

1. **Додевонский этап выветривания** проявился в Михайловском и Новоялтинском рудных районах. Здесь БЖР развиты в виде линейно-площадных залежей, располагающихся на окисленных кварцитах, и представлены зоной гидратации с образованием маломощных мартит-магнетитовых разностей. На этом этапе произошло частичное растворение кварца и мартитизация части магнетита, разложение материнских силикатов до иллита. Кровлей залежей служат отложения среднего-верхнего-девона. Примером додевонских БЖР являются руды Михайловского месторождения.

2. Девонский этап выветривания (каолинитовый). В этот этап на железистых кварцитах Оскольского и Белгородского района формировались преимущественно мартитовые богатые железные руды небольшой мощности, а на межрудных сланцах – иллит-каолинитовый профиль выветривания. При этом иллит устойчив только в его нижних зонах. При интенсивном выносе щелочей и кремнезема кристаллическая решетка минерала разрушается, и за счет освободившихся окислов алюминия и кремния возникают минералы группы каолинита, что фиксируется в профиле выветривания Стойленского месторождения. Рассматриваемые КВ имеют гораздо меньшую мощность и проработанность экзогенными процессами по сравнению с верхнетурнейско-нижневизейскими. В конце девона и в раннем турне в палеогеографическом отношении территория КМА представляла собой эрозионно-денудационную равнину с высотой рельефа над уровнем моря порядка 200–400 м и сухим климатом [Савко, 1984]. Основными минералами этого этапа для БЖР являются: мартит, образованный за счет магнетита, в небольшом количестве гидроокислы железа и бертьерин, сформированные по силикатам; для бокситов – иллит, каолинит и бертьерин. К завершению этого этапа северный склон и присводовая часть Воронежской антеклизы проявили тенденцию к медленному опусканию. Южный склон антеклизы, особенно его юго-западная часть, и сохранил высокое стояние поверхности выравнивания до поздневизейского времени [Чайкин, 1991].

3. Позднетурнейский-ранневизейский этап латеритного выветривания охватывает перерыв длительностью 8 млн лет. К началу визейского времени территория КМА представляла собой приподнятую холмистую равнину с жарким климатом и обильными атмосферными осадками [Богунова, 1970].

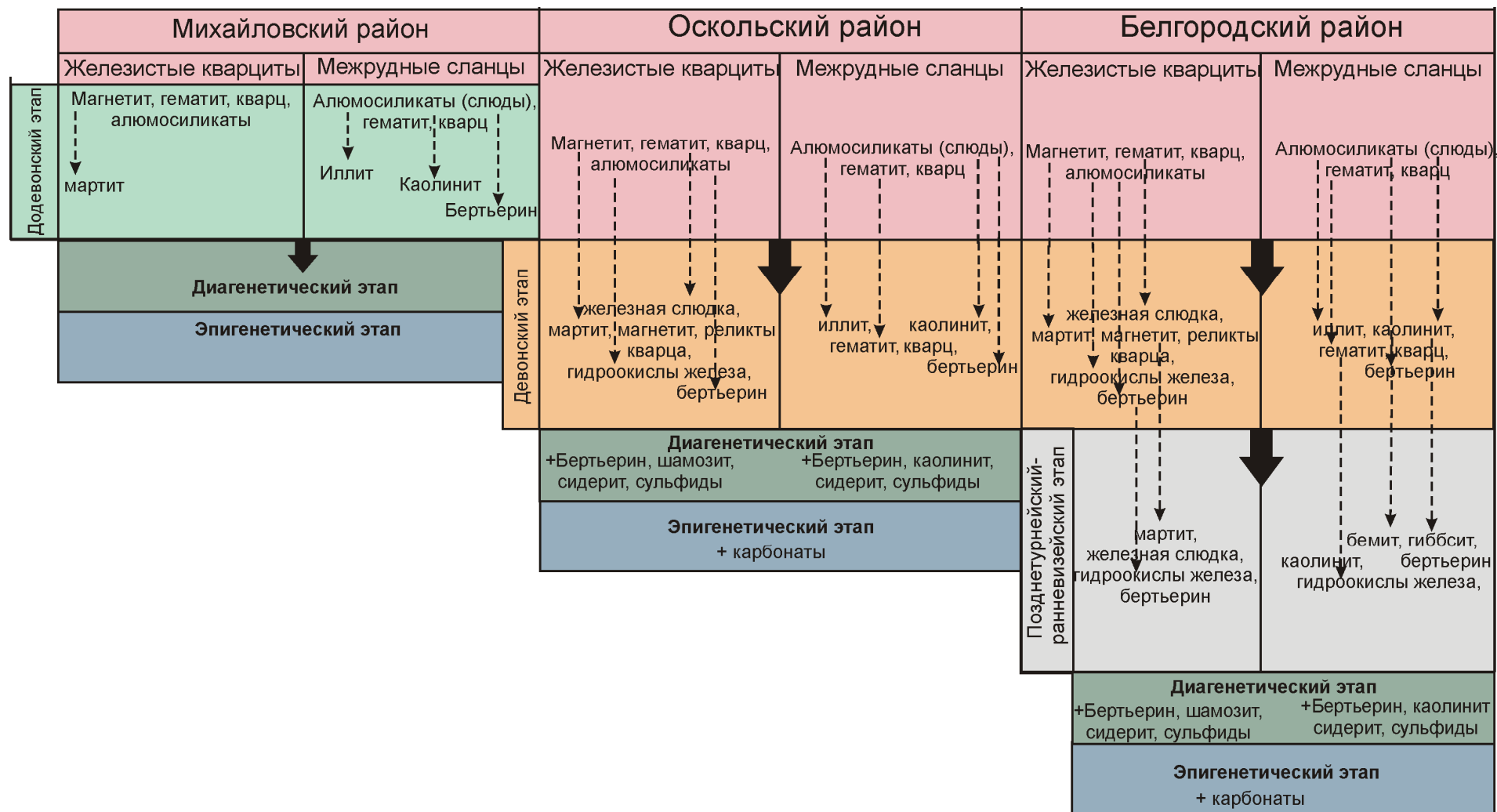


Рис. 7.1. Схема эволюции минерального состава БЖР и бокситов.

Данные палеоландшафтного анализа визейского века позволяют судить о елховско-бобриковском времени, как основной стадии латеризации, наложенной на более древние КВ, что доказано В. И. Сиротиным [Сиротин, 1988]. Позднетурнейско-ранневизейская – наиболее мощная и развитая кора Воронежской антеклизы. Ее подошва облекает расчлененный эрозионный рельеф. В. И. Сиротиным показано, что бокситоносная КВ, перекрытая визейскими отложениями, формировалась на выветрелых в более древние эпохи сланцах. В связи с тем, что БЖР и бокситы находятся в тесной пространственной и генетической связи, то можно предположить, что и железистые кварциты также были подвергнуты выветриванию в более древние, чем раннекаменнугольная, эпохи.

Химизм латеритного выветривания заключается в разложении силикатов и алюмосиликатов материнской породы, выносе кремнекислоты, щелочных и щелочноземельных элементов, а также гидратации накапливающихся в породе оксидов алюминия и железа. С появлением и развитием растительности на суше в карбоне увеличилась интенсивность выветривания.

В БЖР на этом этапе происходит полное окисление магнетита и вынос кремнезема, образование гидрогематита, гетита и гидрогетита, бертьерина с увеличением их количества.

Латеритные бокситы формируются на иллитизированных сланцах второго каолинитового этапа выветривания, содержание Al_2O_3 в которых может достигать 15 %. За счет иллита и каолинита второго этапа формировались бертьерин и минералы глинозема. Обширное развитие бертьерина в бокситах КМА объясняется инфильтрацией железа из выжележающих БЖР.

Принятая ранее модель формирования бокситового профиля [Клекль, Никитина, 1991; Сиротин, Белявцева, 2016], согласно которой сначала формируются гиббситовые бокситы, а все остальные типы являются их производными при проточном гидролизе, нуждается в корректировке.

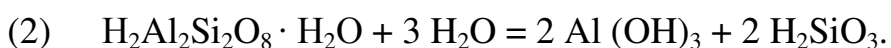
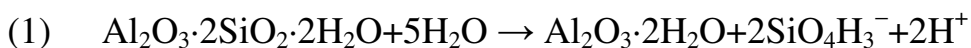
Фактические данные свидетельствуют о непосредственном развитии бемита по иллиту, бертьерину, остаточному каолиниту с сохранением реликтовой слоистости. И уже в аллитовой зоне, где основным минералом является бемит, начиналось формирование псевдобобовых текстур, столь характерных для гиббситовых бокситов.

В литературных источниках наличие в КВ бертьерина, который является железистым аналогом каолинита, связывают с наложенными (диагенетическими) процессами. Считается, что он не может формироваться в субаэральных условиях [Сиротин, Белявцева, 2016]. По нашим же данным, бертьерин при насыщении железом среды выветривания в ассоциации с БЖР является естественным промежуточным сингенетическим минералом. Его наибольшие количества тяготеют к средним частям бокситовых залежей.

Условия формирования и порядок кристаллизации разных гидроксидов алюминия в бокситах рассматриваются в работах исследователей [Violante, 1980; Violante, Huang 1985; Мемедов и др., 2010; Новакова и др., 2017; и др.]. Образование парагенезиса гиббсит-гетит происходило при высоком положительном значении окислительно-восстановительного потенциала и низком pH [Бардоши, 1981]. По этому автору кристаллизация гиббсита начинается в среде богатой щелочами, он ограничен пизолитовым горизонтом и образуется за счет каолинита с последующим выщелачиванием кремнезема, единичные реликты каолинита сохраняются в образцах гиббситовых бокситов и были нами обнаружены.

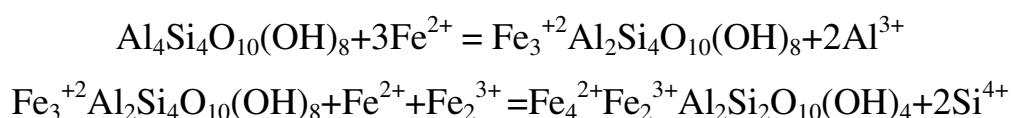
Таким образом, образование гиббситовых бокситов происходило в окислительной обстановке, при этом часть гиббсита могла образоваться за счет каолинита [Toth, 1997] после удаления кремнезема. Каолинит растворяется неконгруэнтно, давая гиббсит (в качестве остаточного материала) и аморфный диоксид кремния в растворе.

Реакции перехода каолинита в гиббсит [Основы геохимии, 2000]:



Дж. Б. Мэйнард предположил, что граница между зонами бёмита и гиббсита является маркером положения уровня грунтовых вод [Maynard, 1983]. В работе [Мамедов и др., 2010], установлено, что в профиле латеритного выветривания над зеркалом грунтовых вод за счет низкого содержания кислорода и высокого углекислого газа формируется горизонт высококачественных бемитовых бокситов, гиббситовые разновидности формируются в зоне аэрации. Из этого следует, что образование гиббситовых бокситов происходило в возвышенных участках, приуроченных к склонам мелких поднятий, прилегающих к контакту с БЖР, бемитовые занимали более низкий гипсометрический уровень и образовывались в окислительно-восстановительных условиях [Хожаинов и др., 1972; Сиротин, Белявцева, 2016]. Что объясняет распространение в северной части КМА преимущественно гиббситовых бокситов, а в южной – бемитовых.

При достаточном количестве железа, каолинит переходит в бертьерин. В литературе известны экспериментальные данные, свидетельствующие о постепенном переходе каолинита в бертьерин в процессе выветривания и раннего диагенеза [Bhattacharyya, 1983]. Различные пути образования бертьерина все еще являются предметом обсуждения. Общепринятая концепция, что бертьерин образуется в восстановительной среде путем замены или модификации предшественника [Hornibrook, Longstaffe, 1996]. Автор [Maynard, 1983] предположил, что процесс замены предшественника основан на полном растворении с последующим повторным осаждением, а не простым добавлением двухвалентных катионов к каолиниту и его структурному преобразованию, формула перехода одного минерала в другой следующая:



Как бокситоносная, так и железорудная КВ богаты железом, необходимым для трансформации минералов. Наиболее выгодная химическая среда для трансформации каолинита в бертьерин имеет pH 7 и Eh

между -200 и -300 мВ [Toth, 1997; Velde, 2008]. Бертьерин может образоваться в замкнутой системе, где растворение каолинита и других минералов обеспечили бы условия необходимые для его формирования. Степень бертьеринизации зависила от форм палеорельефа или типа берега в краевой части трансгрессирующего тульского моря [Сиротин, 1982].

Важным фактором выветривания в образовании БЖР и бокситов КМА является биологический фактор, проявившийся еще на второй стадии корообразования (свидетельством тому являются находки биоморфных структур в КВ Стойленского месторождения Оскольского района), и продолжавшийся на последующих стадиях.

Процесс выщелачивания кремнезема из материнских пород объясняется преобразованием железистых кварцитов в процессе работы микроорганизмов и продуктов их жизнедеятельности. Можно выделить две основные группы микроорганизмов, оказывающих непосредственное влияние на процесс накопления богатых железных руд. Первая группа – железобактерии, которые развиваются в условиях ограниченного доступа кислорода и при наличии органики. Вторая группа – силикатные бактерии (исследования Л. К. Яхонтовой и др., выполненные в 1983–1985 гг.), которые разрушают ряд силикатов, алюмосиликатов и кварц.

В многокомпонентных системах все компоненты (минералы, вода, среда, бактерии) взаимодействовали между собой. В результате этих взаимодействий происходили изменения химического состава минералов и растворов, параметров роста бактерий, минералогических и кристалломорфологических характеристик. Бактерии выводили из среды ряд элементов, используя их в процессе роста, а также способствуя переходу в обменный пул минералов [Компанцева и др., 2013].

При великом разнообразии размеров, морфологии и физиологии живых организмов, общим для них всех условием существования является обмен веществ со средой обитания. Жидкие метаболиты и продукты отмирания влияют на кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия

природных вод, которые закономерно преобразуют верхнюю часть литосферы, извлекают из нее определенные химические элементы [Добровольский, 2003].

Также микроорганизмы проделывают большую работу по преобразованию минералов алюминия. Наиболее вероятным способом извлечения и транспортировки алюминия являются растворенные органоминеральные (алюмовульфатные) и коллоидные соединения, образованные в условия гумидного климата при наличии растительного покрова и взаимодействии органических кислот с алюмосиликатными породами [Салтыков, 2009]. Необходимым условием является дренаж поверхностными и подземными водами со скоростью более 10^{-5} см/с [Салтыков, 2009]. Такая обстановка способствует энергичному удалению алюминия в форме хелатов, что определило его отделение от кремния. Дальнейшее взаимодействие растворов с породами приводило к разрушению хелатов и осаждению алюминия в виде гиббсита, бемита. Существование органических соединений, сохранившихся после разрушения хелатов, также оказывало влияние на процесс минералообразования [Violante, Huang, 1985].

В процессе рассмотренных этапов в химическом составе железистых кварцитов происходит резкое уменьшение кремнезема с одновременным увеличением содержания железа и алюминия. Вынос SiO_2 способствовал развитию высокой пористости руд и, соответственно, их рыхлому слоению, происходило формирование железнослюдково-мартитовых, мартитовых, гидрогематит-гетитовых разностей. В минеральном составе боксита происходили другие изменения, по каолинит-иллитовому субстрату второй стадии на возвышенных участках образовывались гиббситовые бокситы, а на пониженных бемитовые и бертьерин-бемитовые, на границы с БЖР образовались гетитовые и гидрогематитовые разновидности.

4. Диагенетические этапы. Изменение параметров физико-химической среды в латеритном профиле вызывает формирование диагенетических метасоматических преобразований, которые накладываются

на все КВ КМА на завершающих этапах развития. Не уничтожая зональности латеритной КВ, диагенетическая преобразования значительно усложняет ее строение. Характер преобразований зависит от степени привноса – выноса алюминия, железа и привноса кремнекислоты в конкретной фациальной обстановке [Сиротин, Белявцева, 2016]. На этом этапе в условиях гидроморфного режима произошло метасоматическое преобразование пород КВ, выраженное сначала в бертьеринизации, а затем шамозитизации, сидеритизации и сульфидизации железных руд и бокситов в зоне цементации перед перекрытием её осадками, а также в процессах обеления и преобразования минеральных форм гидроокислов алюминия в бокситах [Клекль и др., 1991]. В верхних частях залежей происходят процессы дебокситизации – разубоживания бокситов в результате их каолинизации, хлоритизации и др. В результате происходит уменьшение значения кремневого модуля. Замещения минералов боксита каолинитом является результатом взаимодействия руды с фильтрующим раствором кремнекислоты, в результате чего растворяются исходные минералы свободного глинозема и отлагается из раствора каолинит. Исследования отложений тульского времени [Бунеев, Сиротин, 1981, 1983] позволяют считать его рубежом между латеритным образованием и диагенетическим преобразованием продуктов выветривания КМА [Сиротин, 1973]. Характер и интенсивность преобразований обусловлены медленным наступлением морского бассейна, о чем свидетельствует большое развитие лагунных и озерно-болотных фаций, чередующихся с кратковременными перерывами в осадконакоплении [Сиротин, 1967]. Образование вторичных минералов определялось различными геохимическими условиями той или иной площади, в зависимости от палеоландшафтной обстановки. Образование сидерита и бертьерина приурочено к участкам развития озер и болот.

Бертьеринизация основной массы бокситов и БЖР происходила в гумидных условиях тульско-алексинско-михайловского времени визейского века [Клекль и др., 1991]. Предполагается, что диагенетический бертьерин

как в БЖР, так и бокситах формировался в восстановительных условиях, которые были установлены в результате нисходящей фильтрации богатых органическими веществами водами болот [Toth, 1997]. Восстановительная среда для образования бертьерина могла быть обусловлена интенсивной микробной активностью [Hornibrook, Longstaffe, 1996]. Предполагается, что только небольшое количество бертьерина может образоваться во время раннего диагенеза при отсутствии органических веществ [N. Mu et al., 2015]. Необходимое количество железа для образования бертьерина поступало в бокситы из примыкающих БЖР, кроме того, морская трансгрессия может обеспечить условия для превращения оксидов железа в бертьерин в процессе диагенеза [Toth, Fitz, 1997]. Автор [Maynard, 1983] считает, что при дальнейшем захоронении часть бертьерина переходит в шамозит, вероятно, с этим связано расположение зоны шамозитизации выше зоны бертьеринизации в профиле КВ.

Образование сидерита, который служит цементирующим компонентом руд, может быть, в том числе, связано с жизнедеятельностью бактерий, в группу которых входят и сульфатредуцирующие.

5. Эпигенетические этапы. В поствизейское время вся территория была погружена в связи с формированием юго-западного склона палеозойской Воронежской антеклизы. В позднем карбоне, перми, триасе, ранней юре рассматриваемая территория тектоническими процессами была приподнята, а каменноугольные отложения размывались, особенно на севере Белгородского района, вплоть до кристаллического фундамента [Савко, 2002]. Начиная со средней юры и вплоть до неогена, было опускание с трансгрессией морских бассейнов из Днепровско-Донецкой впадины. С неогена эта территория вновь стала сушей. Всё это время могла продолжаться трансформация минерального и химического состава руд, слагающих КВ, и их структурно-текстурного облика. После погружения территории, когда она оказалась юго-западным склоном Воронежской антеклизы, богатые железные руды подверглись изменениям в условиях

раннего катагенеза [Геология, гидрогеология.,1969]. По трещинам и сколам происходила сульфидизация и кальцитизация. В засушливых условиях пермского времени образовался кальцит, заполняющий трещины в породах. Руды в зависимости от слагающих их минералов приобрели различную плотность в результате неравномерной цементации в верхних частях профилей.

Таким образом, формирование минерального облика БЖР имеет сложную историю и происходило в несколько этапов: 1 – додевонский, 2 – долатеритный (девонский), 3 – латеритный (позднетурнейско–ранневизейский), 4 – диагенетический (постбобриковский) и 5 – эпигенетический (поствизейский). БЖР и бокситы находятся в тесной взаимосвязи и повлияли на формирование состава друг друга. Основная масса БЖР и бокситов сформировалась в доверхневизейское время в Белгородском районе КМА, в позднетурнейскую-средневизейскую эпоху корообразования. Сохранившиеся под верхнедевонскими отложениями БЖР (Оскольского) и среднедевонского (Михайловского района) характеризуются небольшой мощностью, относительно низким содержанием железа и высоким содержанием кремнезема. Пермская геологическая эпоха характеризуется аридным климатом, что способствовало консервации сформировавшихся рудных залежей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволило охарактеризовать разновозрастные КВ на различных по составу породах железисто-кремнисто-сланцевой формации курской серии КМА. БЖР и бокситы выбранных месторождений представляют разнообразные по строению, составу, условиям и времени образования КВ, что проявлено в структурно-текстурных и минеральных особенностях руд и позволяет реконструировать эволюцию корообразования на территории КМА в палеозое, а также сделать следующие выводы:

1. При выветривании сланцев железисто-кремнисто-сланцевой формации в девонское время реализуется каолиновый профиль выветривания. Аллитная зона с бокситами образовалась только на межрудных сланцах железисто-кремнисто-сланцевой формации в позднегурнейско-ранневизейское время в Белгородском районе КМА. В его северной части образовались преимущественно гиббситовые, в южной – бемитовые бокситы. В них минералы глинозема образуются непосредственно по бертьерину, а также остаточному каолиниту из более древних кор выветривания. Процессы, наложенные на верхние части бокситов, привели к их силификации и карбонатизации.

2. Установлено, что образование БЖР КМА происходило уже в додевонское время. Оно начиналось в зоне гидратации (иллитовой), продолжалось в зоне гидролиза (каолиновой, бертьериновой) и достигло максимума в латеритном профиле. В этом же направлении увеличиваются мощности и разнообразие типов руд. При этом появляется ассоциация промежуточных минералов, среди которых ведущую роль играют мартит и бертьерин. Первый образуется по магнетиту, второй по силикатам. При гидролизе мартит превращается в гидрогематит и другие гидроксиды железа, бертьерин разлагается с образованием гетита. Широко проявленные

посткоровые эпигенетические процессы привели к образованию силикатных и карбонатных разновидностей железных руд.

3. Впервые для КВ КМА показана важная роль биогенного фактора, его нарастающая с возрастом роль при выветривании. Формирование девонских КВ происходило при ограниченной роли биогенного фактора. Он играл определяющую роль в образовании латеритного профиля, что выразилось в появлении зоны свободного глинозема в КВ на сланцах и резком увеличении мощности богатых железных руд. Обнаруженные микроорганизмы представлены фрагментами нитчатых и коккоидных бактерий, трихомов цианобактерий, гифов микрогрибов, а также продуктами их жизнедеятельности (гликокаликс и биопленки). Микроорганизмы выполняли деструктивную функцию, выраженную в разрушении минералов материнских пород, и выступали в роли накопителя рудного вещества.

4. По результатам изучения КВ выделены 5 этапов формирования их минерального состава: додевонский, девонский, позднегурнейско-ранневизейский, диагенетический (до перекрытия КВ осадками), эпигенетический. С использованием прецизионных методов установлены особенности комплекса минералов для каждого из этапов. Сопоставление зональности КВ на различных породах показало, что реализация каолинового профиля в девонских КВ происходила одновременно с формированием богатых железных руд на железистых кварцитах.

5. Эволюция состава КВ в палеозое на КМА выражена сменой в них минеральных ассоциаций в результате меняющихся тектонических, климатических и биосферных условий, а также наложенных диагенетических и эпигенетических процессов, определивших конечный состав выветрелых образований и связанных с ними полезных ископаемых.

6. Результаты исследования показали, что БЖР и каолины (первичные и вторичные) формировались во все этапы корообразования в палеозое и их можно прогнозировать на всей территории КМА, тогда как бокситы только в Белгородском районе под визейскими отложениями в

пределах гряд развития железистых кварцитов. Полученные данные по минеральному составу БЖР и бокситов позволят при проведении работ СГД расклассифицировать тела полезных ископаемых по их минеральному составу и физическим свойствам. Это прочность, определяющая степень разрушения пород водной струёй, и сопротивление химическим реагентам при разрыхлении руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антошкина, А. И. Бактериальное породообразование – реальность современных методов исследований / А. И. Антошкина // Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки.– 2011. – Т. 153. – № 4. – С. 114–126.
2. Аристовская, Т. В. Микроорганизмы как индикаторы процессов аккумуляции железа, алюминия и марганца в почвах / Т. В. Аристовская, Л.В. Зыкина // Почвоведение. – 1979. – №1. – С. 88–96.
3. Артеменко, Г. В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит_зеленокаменных областей: автореф. дис. ... докт. геол. наук. – Киев, 1998. – 31 с.
4. Астафьева, М. М. Фрамбоиды: их структура и происхождение / М. М. Астафьева, А. Ю. Розанов, Р. Хувер // Палеонтологический журнал.– 2005. № 5. – С. 3–9.
5. Астафьева, М. М. Древнейшие коры выветривания (на примере Карелии) и микрофоссилии / М. М. Астафьева, А. Ю. Розанов // В кн.: Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. М.: ПИН РАН, 2010. – С. 10–22.
6. Астафьева, М. М. Вулканогенно-осадочные породы сортавальской серии – среда обитания древнейших микроорганизмов / М. М. Астафьева // Палеонтологический журнал. – 2017. – № 1. – С. 83–87.
7. Астафьева, М. М. Бактериальная палеонтология неоархейских полосчатых железистых кварцитов Карелии и Кольского полуострова / М. М. Астафьева, С. Б. Фелицын, Н. А. Алфимова // Палеонтологический журнал. – 2017. – № 4. – С. 93–102.
8. Бактериальная палеонтология. Под ред. А. Ю. Розанова. – М.: ПИН РАН, 2002. – 188 с.,
9. Бардоши, Д. Карстовые бокситы / Д. Бардоши. – Мир, 1981. – 447 с.

10. Богунова, Л. С. Палеогеографические условия формирования коры выветривания докембрийских образований и стратиграфическое положение бокситов в Белгородском районе / Л. С. Богунова // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. – М.: Наука, 1970. – С. 67–75.
11. Боева, Н. М. Размерный эффект и органическое вещество как факторы эволюции минералообразования в зоне гипергенеза. синхронный термический анализ: автореф. дис. докт. гео.-мин. наук : 25.00.05 / Боева Наталья Михайловна. – М., 2016. – 47 с.
12. Бортников, Н. С. Первая находка биогенного наногематита в бокситоносной коре выветривания базальтов Южного Вьетнама / Н. С. Бортников, В. М. Новиков, Н. М. Боева [и др.] // ДАН. – 2013. – Т. 453. – № 3. – С. 305–309.
13. Бунеев, В. Н. Палеоландшафты визейского века юго-западного склона Воронежской антеклизы / В. Н. Бунеев, В. И. Сиротин // Тез. докл. Всесоюзн. совещ. «Коры выветривания и бокситы». – Кустанай, 1981. – С. 145–146.
14. Бунеев, В. Н. Эволюция палеоландшафтов визейского века юго-западного склона Воронежской антеклизы / В. Н. Бунеев, В. И. Сиротин // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. – Алма-Ата, 1983. – С. 100–112.
15. Бушинский Г.И. Геология бокситов / Г. И. Бушинский. – Недра, 1971. – 368 с.
16. Вологдин, А. Г. Геологическая деятельность микроорганизмов / А. Г. Вологдин // Изв. АН СССР. – 1947. – №3. – С. 19–38.
17. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии / Под ред. И. Н. Леоненко. – Т. 3. Железные руды. М.: Изд-во «Недра», 1969 – 319 с.
18. Георгиевский, А. Ф. Микробиота бокситов месторождения Ева (Гвинея-Бисау) / А. Ф. Георгиевский, Е. А. Жегалло, В. М. Бугина // Литология и

- полезные ископаемые – 2019. – №6. – С. 557–567.
<https://doi.org/10.31857/S0024-497X20196557-567>
19. Гусев, М. В. Микробиология / М. В. Гусев, Л. А. Минеева. – 4-е изд., стер. – М.: Изд-во «Академия». – 2003. – 464 с.
 20. Добровольский, В. В. Основы биогеохимии – уч. мет. пособие. / В. В. Добровольский. – Издательский центр «Академия», Москва, 2003. – 400 с.
 21. Жегалло, Е. А. Роль жизни в образовании одной из форм концентрации полезных ископаемых на планете Земля / Е. А. Жегалло, Ю. Ю. Бугельский, В. М. Новиков, А. Д. Слукин // Отечественная геология. – 2016. – № 1. – С. 46–52.
 22. Железные руды КМА / Гл. ред. В. П. Орлов. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. – 616 с.
 23. Заварзина, Д. Г. Роль диссимиляторных железоредуцирующих бактерий в преобразовании минералов железа / Д. Г. Заварзина // Палеонтологический журнал. – 2004. – №3. – С. 3–10.
 24. Зинчук, Н. Н. Историческая минерагения: в 3 т. / Н. Н. Зинчук, А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев. – Т. 1. Введение в историческую минерагению, Воронеж. : Воронежск. ун-т, 2005. – 281 с.; Т. 2. Историческая минерагения древних платформ, 2007. – 570 с.; Т. 3. Историческая минерагения подвижных поясов, 2008. – 624 с.
 25. Клекль, В. Н. Минералого-технологические особенности латеритных бокситов КМА / В. Н. Клекль, А. П. Никитина, Ю. К. Талько // Кора выветривания. – 1990. – Вып. 20. – С. 157–165.
 26. Компанцева, Е. И. Взаимодействие аноксигенных фототрофных бактерий *rhodopseudomonas* sp. с каолинитом / Е. И. Компанцева, Е. Б. Наймарк, Н. М. Боева [и др.] // Микробиология. – 2013. – Т. 82. – № 3. – С. 323.
 27. Корреляционная схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия ВКМ / Б. М. Петров [и др.]. – МПР РФ, Центрgeo, – 1998.

28. Мамедов, В. И. Газовый режим бокситоносной латеритной коры выветривания (Гвинейская республика) / В. И. Мамедов, С.А. Воробьев // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. – 2011. – № 6. – С. 28–36
29. Меркушова, М. Ю. Биоморфные структуры в богатых железных рудах КМА (по результатам электронно-микроскопического исследования) / М. Ю. Меркушова, Е. А. Жегалло // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2016. – № 2. – С. 150–154.
30. Меркушова, М. Ю. Сравнительный анализ богатых железных руд Белгородского и Старооскольского железорудных районов КМА / М. Ю. Меркушова, И. И. Никулин // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2015. – № 4. – С. 107–113.
31. Никитина, А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность / А. П. Никитина. – М.: Наука, 1968. – 159 с.
32. Никулин, И. И. Характеристика минерального состава богатых железных руд Большетроицкого месторождения КМА / И. И. Никулин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2012. – № 1. – С. 144–154.
33. Никулин, И. И. Бертьерин – главный силикат месторождений богатых железных руд КМА / И. И. Никулин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2013. – № 1. – С. 89–97.
34. Никулин, И. И. Морфология и условия формирования железорудных кор выветривания белгородского района КМА / И. И. Никулин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2014. – № 3. – С. 64–73.
35. Никулин, И. И. Типы гипергенных богатых железных руд Белгородского района Курской Магнитной Аномалии / И. И. Никулин, А. Д. Савко, М. Ю. Меркушова // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2015. – № 3. – С. 71–82.
36. Никулин, И. И. Железорудные коры выветривания Белгородского района Курской Магнитной аномалии / И. И. Никулин, А. Д. Савко // Труды

- научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 85. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2015. – 102 с.
37. Никулин, И. И. Богатые железные руды Разуменского месторождения (Курская магнитная аномалия) / И. И. Никулин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2017. – № 1. – С. 96–101.
38. Никулин, И. И. Литолого-фациальный анализ линейных кор выветривания железистых кварцитов Белгородского рудного района КМА / И. И. Никулин, В. И. Сиротин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2017. – № 2. – С. 45–52.
39. Никулин, И. И. Геология и генезис месторождений гипергенных железных руд (на примере Курской магнитной аномалии) : автореф. дис. ... докт. гео.-мин. наук: 25.00.11 / Никулин Иван Иванович. – М., 2017. – 41 с.
40. Новакова, А. А. Сравнительное исследование структурно-морфологических особенностей биогенных и синтезированных наночастиц гематита / А. А. Новакова, А. В. Должикова, В. М. Новиков [и др.] // Кристаллография. – 2017. – Т. 62. – № 6. – С. 981–985.
41. Новиков, В. М. Биогенные наноминералы оксидов железа в корях выветривания базальтов континентальных окраин Восточной Азии на примере Дальнего Востока России и Вьетнама. Статья 2. Гематит / В. М. Новиков, Н. С. Бортников, Н. М. Боева, А. П. Жухлистов [и др.] // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2016. – № 4. – С. 23–30.
42. Новиков, В. М. Биогенные наноминералы оксидов железа в корях выветривания базальтов континентальных окраин Восточной Азии на примере Дальнего Востока России и Вьетнама. Статья 3. Магнетит / В. М. Новиков, Н. С. Бортников, Н. М. Боева [и др.] // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2017. – № 2. – С. 69–73.
43. Новиков, В. М. Биогенный гематит богатых железных руд Беленихинского месторождения Белгородского района КМА / В. М. Новиков, Н. С. Бортников, Н. М. Боева [и др.] // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2017. – № 4. – С. 58–62.

44. Овчинникова, М. Ю. Ископаемые микроорганизмы и следы их жизнедеятельности в бокситах КМА / М. Ю. Овчинникова, Е. А. Жегалло // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2019. – № 2. – С. 141–146.
45. Основы геохимии. – Минск, 2010. – 135 с.
46. Петров, В.П. Основы учения о корях выветривания / В.П. Петров. – М, 1967. – 344 с.
47. Пущаровский, Д. Ю. Рентгенография минералов / Д. Ю. Пущаровский. – Геоинформмарк: М., 2000. – 292 с.
48. Розанов, А. Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы / А. Ю. Розанов // Палеонтологический журнал. – 2003. – Т. 80. – № 6. – С. 787–795.
49. Савко, А. Д. Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, Н.П. Хожаинов // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1975. – С. 46-59.
50. Савко, А. Д. Эпохи корообразования в докембрии Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, И. Н. Щеголев // Литология и полезные ископаемые. – 1979. – С. 64–78.
51. Савко, А. Д. Фанерозойские коры выветривания и связанные с ними отложения Воронежской антекализы, их неметаллические полезные ископаемые: дисс. ... д-ра геол.-минер. наук: 04.00.21 / Савко Аркадий Дмитриевич. – Воронеж, 1984. – 551 с.
52. Савко, А. Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы / А. Д. Савко, А. Д. Додатко. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1991. – 231 с.
53. Савко, А. Д. Геология Воронежской антеклизы / А. Д. Савко. – Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. – Вып. 12. – Воронеж, 2002. – 165 с.

- 54.Савко, А. Д. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые / А. Д. Савко, Ю. Ю. Бугельский, В. М. Новиков [и др.]. – Воронеж: Истоки, 2007. – 355 с.
- 55.Савко, А. Д. Минерагения аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 1. Огнеупорные и керамические глины / А. Д. Савко, В. М. Новиков, А. В. Крайнов [и др.] // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2011. – № 2. – С. 116–136.
- 56.Савко, А. Д. Эпохи формирования кор выветривания и связь с ними месторождений вторичных каолинов и керамических глин в фанерозое Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, А. В. Крайнов, М. Ю. Овчинникова [и др.] // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2019. – № 3. – С. 23–34.
- 57.Савко, А. Д. Новые данные о бокситах КМА / А. Д. Савко, М. Ю. Овчинникова // В сборнике: Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми., 2019. – С. 237–239.
- 58.Савко, К. А. Метаморфизм палеопротерозойской железисто–кремнистой формации Курской магнитной аномалии / К. А. Савко. – Воронеж: Тр. НИИ геологии Воронежского госуниверситета. – Вып. 45. – 2007. – 183 с.
- 59.Савко, К. А. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя / К. А. Савко, А. В. Самсонов, В. М. Холин [и др.] // Стратиграфия и геол. корреляция. – 2017. – Т. 25. – №2. – С. 3–26.
- 60.Салтыков, В. Ф. Распределение полиморфных модификаций гидроксидов алюминия в аллофан-гиббситовых породах Поволжья / В. Ф. Салтыков // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – №4. – С. 374–383.
- 61.Семенов, Е. А. Разработка физико-химических основ получения наноразмерных порошков оксидов и гидроксида алюминия (бемита): автореф. дисс. канд. х.н. :02.00.04 / Семенов Евгений Алексеевич. – Москва, 2019. – 24 с.

- 62.Сиротин, В. И. К вопросу об условиях образования и распространения минералов свободного глинозёма в латеритной коре выветривания Белгородского района / В. И. Сиротин // Аспирант. сб. – Воронеж, 1966. – С. 234–237.
- 63.Сиротин, В. И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА / В. И. Сиротин, А. Н. Никитина // Кора выветривания. Вып. 8. – М., 1967. — С. 29–39.
- 64.Сиротин, В. И. История минералов свободного глинозёма и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА / В. И. Сиротин // Литология и полезн. ископ. – 1973. – № 6. – С. 83–86.
- 65.Сиротин, В. И. Значение рентгеноструктурного анализа в изучении шамозитов как индикаторов стадияльного преобразования бокситов / В. И. Сиротин, В. Н. Бунеев // Рентгенография минерального сырья. – Воронеж. 1979. – С. 133–140.
- 66.Сиротин, В. И. О некоторых особенностях формирования древних латеритных кор выветривания (на примере КМА) / В. И. Сиротин // Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. – Новосибирск, 1982. – С. 111–121.
- 67.Сиротин, В. И. Закономерности визейского бокситообразования (на примере КМА и других провинций Русской платформы): автореф. ... д-ра геол.-минер. наук: 04.00.21 / Сиротин Виктор Иванович. – Воронеж, 1988. – 45 с.
- 68.Сиротин, В. И. Бокситы КМА / В. И. Сиротин, Е. Е. Белявцева // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 93. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2016. – 104 с.
- 69.Слукин, А. Д. Некоторые результаты изучения латеритных продуктов выветривания под сканирующим микроскопом / А. Д. Слукин, Ф. А. Киреев, В. И. Беляев [и др.] / Кора выветривания. В. 19. М.: Наука, 1986. – С. 86–91

- 70.Слукин, А. Д. Гиббсит и каолинит в зоне биологической педотурбации латеритного профиля: разные судьбы (на примере месторождений Сибири, Индии, Гвинеи и Бразилии) / А. Д. Слукин, Н. С. Бортников, Е. А. Жегалло [и др.]// Доклады Академии наук.– 2014. – Т. 458. –№ 5. – С. 572.
- 71.Слукин, А. Д. Микроморфология и генетические взаимоотношения главных гипергенных минералов бокситоносных латеритных профилей (по результатам электронно-микроскопического изучения) / А. Д. Слукин, Н. С. Бортников, А. П. Жухлисов [и др.] // Новые данные о минералах. – 2015. – № 50. – С. 50–61.
- 72.Слукин, А. Д. Биоминералы латеритных бокситов - новые данные по результатам электронно-микроскопического изучения / А. Д. Слукин, Н. М. Боева, Е. А. Жегалло [и др.]// Новые данные о минералах. – 2016. – № 51.– С. 52–61.
- 73.Слукин, А. Д. Типоморфные особенности кристалломорфологии гиббсита латеритных бокситов как показатели его генезиса / А. Д. Слукин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2017. – № 4. – С. 51–57.
- 74.Хожаинов, Н. П. Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского р-на КМА / Н. П. Хожаинов, В. И. Сиротин, С. Т. Акаемов и др. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. – 163 с.
- 75.Чайкин, С. И. Условия образования богатых железных руд Курской магнитной аномалии / С. И. Чайкин // В сб.: Латериты. – М.: Недра, 1964. – С. 89–104.
- 76.Чайкин, С. И. Формирование остаточных гематитовых руд белгородского типа в площадных корах выветривания / С. И. Чайкин // Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железистых руд. – Киев: Наукова думка, 1991. – С.187–192.
- 77.Чухров, Ф. В. Гипергенные окислы железа / Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова, А. И. Горшков. – М.: Наука, 1975. – 206 с.
- 78.Школьник, Э. Л. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения) / Школьник Э.Л., Жегалло Е.А.,

- Богатырев Б.А. [и др.] / Научный редактор: В. Т. Фролов. Москва, 2004. – 112 с.
- 79.Щеголев, И. Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения / И.Н. Щеголев. – М.: Недра, 1985. – 197 с.
 - 80.Щипанский, А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
 - 81.Яхонтова, Л. К. Разрушение силикатов с помощью бактерий / Л.К. Яхонтова, Л.Г. Нестерович, Г.А. Любарская [и др.] // Минерал. – 1983. – Т. 5, № 2. – с. 28
 - 82.Яхонтова, Л. К. Основы минералогии гипергенеза / Л. К. Яхонтова, В. П. Зверева.– Владивосток: Дальнаука, 2000. – 331 с
 - 83.Bailey, S.W. Structures and composition of other trioctahedral 1:1 phyllosilicates / S.W. Bailey // Reviews in mineralogy. – 1988. – V.19. – P. 169–188.
 - 84.Bardossy, G. Lateritic bauxites / G. Bardossy, G. J. J. Aleva. – Budapest. Academia Kiado, 1990. – 624 p.
 - 85.Berner, R. A. Sedimentary pyrite formation: an update / R. A. Berner // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1984.– V. 48. – P. 605–615
 - 86.Bhattacharyya, D.R Origin of berthierine in ironstones / D.R. Bhattacharyya // Clays and Clay Minerals. – 1983. – V. 31. – P. 173– 182.
 - 87.Brindley, G.W. Chemical compositions of berthierines--a review. / G.W. Brindley // Clays and Clay Minerals. – 1982. – V. 30. – P. 153–155.
 - 88.Chang, S.B.R. Biogenic magnetite in stromatolites. II. Occurrence in ancient sedimentary environments/ S.B.R. Chang, J.F. Stolz, J.L. Kirschvink [et al.] // Precambr. Res. – 1989. – V. 43. – P. 305–315
 - 89.Costerton, J. W. Bacterial Glycocalyx in Nature and Disease / J. W. Costerton, R. T. Irvin // Annual Reviews Microbiology. – 1981. Vol. 35. – p. 299–324.
 - 90.Damyanov, Z. Authigenic phyllosilicates in the middle Triassic Kremikovtsi sedimentary exhalative siderite iron formation, Western Balkan, Bulgaria / Z.

- Damyantov, M. Vassileva // *Clays and Clay Minerals*. – 2001. – V. 49. – P. 559–585.
91. Fritz, S.J. An Fe-berthierine from a Cretaceous laterite: Part II. Estimation of Eh, pH and pCO₂ conditions of formation. / S.J. Fritz, T.A. Toth // *Clays and Clay Minerals*. – 1997. – V.45. – P.580–586.
92. Heydeman, M. T. Preliminary investigation of microorganisms occurring in some open blanket lateritic silicate bauxites / M. T. Heydeman, A. M. Button, H. D. William // *Proceedings of IInd International Seminar in Laterisation Processes, Sao Paulo, Brazil*. – 1983. – P. 225–236
93. Hornibrook, E.R.C. Berthierine from the lower cretaceous clearwater formation, Alberta, Canada. / E.R.C. Hornibrook, F.J. Longstaffe // *Clays and Clay Minerals*. – 1996. V.44. – P. 1–21.
94. Kabanov, P. Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation / P. Kabanov, P. Anadon, W. E. Krumbein // *Sedimentary Geology*. – 2008. – № 205. – P. 79–99.
95. Lowenstam, H.A. Minerals formed by organisms / H.A. Lowenstam // *Science*. – 1981. – V. 211. – P. 1126–1131.
96. Maynard, J.B. Geochemistry of sedimentary are deposits. / J.B. Maynard, New York; Heidelberg; Berlin, – 1983. – 202 p.
97. Mu, N. Berthierine formation in reservoir rocks from the Siri oilfield (Danish North Sea) as result of fluid-rock interactions: Part I. Characterization / N. Mu et al. // *Marine and Petroleum Geology*. – 2015. – 65. – P.302–311.
98. Savko, K. A. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia / Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. [et al.]// *Precambrian Res.* – 2018. – V. 311. – P. 1–23.
99. Schwertmann, U. The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. / U. Schwertmann, W. R. Fischer // *Clays and clay Mineral.* – 1975. – V. 23. – № 11. – P. 33–37.

100. Taylor, K. G. Berthierine from the non-marine Wealden (Early Cretaceous) sediments of south-east England. / K. G. Taylor // *Clays and Clay Minerals*. – 1990. V. 25. – P. 391–399.
101. Taylor, K. G. Iron minerals in marine sediments record chemical environments. / K. G. Taylor, J. H. S. Macquaker // *Elements*. – 2011. –V. 7. – P.113–118.
102. Velde, B. The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks / B. Velde, A. Meunier. – Verlag – Berlin – Heidelberg, Springer, 2008. – 406 p.
103. Violante, A. Influence of inorganic and organic ligands on the formation of aluminium hydroxides and oxyhydroxides / A. Violante, P. M. Huang // *Clays and Clay Mineral*. – 1985. – V. 33. – P. 181–192.
104. Violante, A. Influence of pH, concentration, and chelating power of organic anions on the syntheses of aluminium hydroxides and oxyhydroxides / A. Violante, P. Violante // *Clays and Clay Mineral*. – 1980. – V. 28. – P. 425–434.
105. Whitney, D. L. Abbreviations for names of rock-forming minerals. / D.L. Whitney, B. W. Evans // *American Mineralogist*. – 2010. –V. 95. – P. 185–187.