ЛИТОГЕНЕЗ В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

ВОРОНЕЖ
ИЗДАТЕЛЬСТВО
ВОРОНЕЖСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1977

ЛИТОГЕНЕЗ В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

ВОРОНЕЖ
ИЗДАТЕЛЬСТВО
ВОРОНЕЖСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1977

УДК 551+552+553

Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1977, с. 112.

Рассматриваются основные черты стратиграфии и главнейшие закономерности литогенеза железорудных комплексов в раннем докембрии, коры выветривания и источники сноса при формировании докембрийских образований КМА, типы бокситового генетического комплекса и их эволюция в истории Земли, распределение и генезис глинистых минералов и пород в визейское время, малые элементы палеогеновых отложений антеклизы.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, занимающихся вопросами литологии, палеогеографии, формирования и размещения полезных ископаемых осадочного генезиса.

Библ. ссылок 189, ил. 44, табл. 9.

Печатается по рекомендации Головного совета Программы «Производительные силы и экономическое обоснование размещения производственного комплекса железорудных месторождений района Курской магнитной аномалии» от 3 мая 1976 г.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

проф. Н. А. Плаксенко (науч. ред.),
проф. Н. П. Хожайнов, проф. Г. И. Раскатов,
канд. геол.-минер. наук И. Н. Щёголев,
канд. геол.-минер. наук С. П. Молотков,
канд. геол.-минер. наук А. Д. Савко (отв. за выпуск).

© Издательство Воронежского университета, 1977

0-2-9-2
38—1977

УДК 551.31:551.71:551.72

Н. А. ПЛАКСЕНКО,
И. Н. ЩЕГОЛЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ КМА

В настоящей статье кратко излагаются современные представления о стратиграфии докембрия ВКМ с учетом последних данных разведочных, геолого-поисковых и геофизических работ. К наиболее древним образованиям докембрия отнесены мощные толщи высокометаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных пород обоянской и михайловской серий архея (рис. 1, 2 — см. вкладку).

Обоянская серия объединяет большой комплекс пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и слагающих нижнюю часть разреза древнейшей эпохи региона. Они довольно широко распространены в пределах Курского мегантиклинория и приподнятых периферийных зонах распространения Михайловско-Белгородской и Щигровско-Оскольской аномальных полос. В. Д. Полищук [61] к этой серии отнес различные по составу гнейсы, часто интенсивно мигматизированные и гранитизированные, а также подчиненные толщи амфиболитов и маломощные пачки железорудных образований Осоцких и Комаричских аномалий. Сюда же М. И. Калганов [31] относит магнетитовые кварциты и вмещающие их породы Корочанского и Прохоровского районов, а М. Н. Доброхотов [16] — железистые кварциты, развитые среди гнейсов района Прохоровских, Истобнянских, Осоцких и Висловских аномалий. Однако определенной уверенности в том, что гнейсы и заключенные в них железорудные толщи на ряде аномалий принадлежат наиболее древним образованиям, у исследователей нет. Как указывает В. Д. Полищук с соавт. [63], в районе Истобнянских, Прохоровских, Курских и Троснянских аномалий, относимых к обоянской серии, установлены более молодые породы курской и михайловской серий. Ю. С. Зайцев [24, 25] мигматиты, гнейсы и ас-

социирующие с ними высокометаморфизованные железистые кварциты Прохоровских и Комаричских аномалий считает аналогами курской серии, а железорудные толщи Шаталовских и Кодинцовских аномалий — вулканогенными образованиями михайловской серии. В. Д. Полищук и др. [63] вслед за М. Н. Доброхотовым [19] предложил переименовать обоянскую серию в гнейсовую толщу без стратиграфической привязки, считая, что гнейсы образованы по породам курского, михайловского и более древнего возраста.

Из изложенного видно, что метаморфизованные породы даже одних и тех же аномалий одними исследователями относятся к обоянской, другими — к михайловской, а третьими — к курской серии докембрия. Это объясняется тем, что в указанных аномальных зонах фундамент вскрыт единичными, далеко отстоящими друг от друга картировочными скважинами; к тому же отсутствовала четко разработанная стратиграфическая схема, не учитывалось в должной мере структурно-тектоническое положение аномалий, не были разработаны надежные генетические принципы корреляции разрезов и методы исследований.

Результаты изучения железорудных образований и вмещающих пород Курско-Бесединских и некоторых других аномалий позволили нам ранее [46, 52, 72, 73] установить характерные критерии для отнесения их к раннеархейским образованиям обоянской серии и выделить своеобразные железорудные толщи «бесединского» типа. Несколько позже более углубленный сравнительный анализ многочисленных признаков дал основание не только для доказательства одновозрастности многих аномалий в регионе и установления стратиграфической корреляции между аналогичными одновозрастными образованиями Украинского щита (Приазовье, Побужье), но и для вполне однозначных суждений о приуроченности к наиболее древнему возрасту пород Курско-Бесединских, Комаричских, Карачевских, Кодинцовских, Шидловско-Шаталовских, Восточно-Орловских и других аномалий КМА [53, 55—57, 59]. Представлены они в основном различными по составу гнейсами биотитового, биотит-амфиболового, гранатового, пироксен-амфиболового, гранат-пироксенового, графитового, силлиманитового, кордиеритового составов, в неодинаковой степени мигматизированными, а также пачками амфиболитов и железорудных толщ двупироксен-магнетитовых, гранат-магнетит-двупироксеновых, магнетит-амфиболовых, реже малорудных и безрудных разностей. Для пород обоянской серии весьма характерна высокая степень метаморфизма площадного типа.

Михайловская серия пород установлена в процессе геологического картирования докембрия КМА М. Н. Доброхотовым [16] и более детально охарактеризована в работе В. Д. Полищука с соавт. [63]. Если внимательно рассмотреть существующие стратиграфические схемы докембрия КМА, то обнаружатся исключительно большие противоречия в трактовке ее масштабов, стратиграфического положения, строения и состава.

М. Н. Доброхотов [16] указывал, что разрез пород КМА, залегающих на более древнем гнейсовом субстрате, имеет большое сходство с Приднепровской зоной УКЩ. По его данным, в районе Михайловского месторождения он начинается верхнеархейской серией метабазитов, достигающих мощности порядка 2—3 км. Сюда же им были отнесены встреченные в районе Яковлевского месторождения измененные амфиболиты. Работы по геологическому картированию КМА позволили В. Д. Полищуку, Н. И. Голивкину и др. [63] установить более разнообразный состав пород михайловской серии, относимых условно к нижнепротерозойскому возрасту. Наряду с основными вулканитами, пре-

образованными в процессе метаморфизма в амфиболиты, ими были установлены измененные продукты кислого вулканизма (кератофиры, кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры), терригенные осадочные породы (кварц-биотитовые, биотит-хлоритовые, альбит-биотитовые сланцы и метапесчаники), а также маломощные прослои безрудных и малорудных железистых кварцитов. Указанные породы отмечаются в районе Михайловского, Белгородского, Новоялтинского и Старооскольского районов, где они отчетливо подразделяются на две и даже три толщи. Однако приводимые исследователями данные о мощности образований михайловской серии весьма противоречивы и изменяются от нескольких сотен метров до 2—3 тыс. м.

Ю. С. Зайцев [24] породы михайловской серии Белгородского района сначала включил в основание нижнего протерозоя, затем в одной из стратиграфических схем докембрия КМА [25] «опустил» в архей, исключив полностью из разреза докембрия обоянскую серию. Позднее [26] весь комплекс пород михайловской и обоянской серий он отнес к нижнему структурному ярусу, объединив их в так называемую обоянь-михайловскую серию с тремя толщами. Наряду с расчленением и характеристикой типичной вулканогенной формации михайловской серии он указывает на развитие в Белгородском районе фрагментов железорудных образований (стильпномелано-магнетитовых) мощностью до 0,75 м, которые, по его мнению, не имеют сходства с железистыми кварцитами курской серии. Мощность всей серии указанного района определяется в 300—800 м.

В. Д. Полищук и др. [63], отнеся михайловскую серию к типичной спилито-кератофировой формации, отмечает, что исходным материалом для их образования являлись как вулканогенные, так и терригенные осадочные породы, сформировавшиеся в условиях морского (нижняя часть разреза), лагунно-континентального и континентального (верхняя или средняя и верхняя части разреза) режимов. М. Н. Воскресенская [6, 7, 8] в стратиграфической схеме из состава докембрийских образований исключила михайловскую серию, но взамен ее ввела старооскольскую свиту (самая нижняя часть курской серии), значительно меньшую по объему и составу пород.

Такие крайне противоречивые точки зрения свидетельствуют о том, что до настоящего времени не разработаны четкие и обоснованные критерии для выявления наиболее характерных и специфических черт в строении пород михайловской серии. Детальное их изучение сдерживалось и ограниченным объемом буровых и горных работ.

Исследования, выполненные нами в последние годы, позволили установить главные особенности строения пород, которые по многим признакам значительно отличаются как от более древних образований обоянской серии, так и от более молодых образований курской. Тем самым подтвердилось предположение М. Н. Доброхотова и В. Д. Полищука о широком распространении в регионе образований михайловской серии.

Ранее нами приводилось описание метабазитовых толщ лишь для районов Михайловского, Игнатеевского, Реутецкого и Гриневского участков [72]. Указывалось, что породы михайловской серии с размывом и, очевидно, угловым несогласием залегают на более древнем кристаллическом фундаменте обоянской серии. Так, в разрезе михайловской серии Игнатеевского участка (скв. 2734а) выделялись ритмично переслаивающиеся толщи конгломератов, метапесчаников и амфиболсодержащих сланцев. Последние разности пород являются преобладающими. Грубообломочные образования образуют прослои и линзы мощно-

стью от нескольких сантиметров до 1 м и залегают в нижних частях выделенных ритмов с довольно отчетливой дифференциацией по крупности обломочного материала. Основание каждого ритма сложено гальками размером до 2—3 см. К вершинам ритмов размеры обломочного материала постепенно уменьшаются до 1,1—0,3 см, а затем с еще меньшей размерностью частиц постепенно переходят в метапесчаники. Верхи ритмов представлены амфиболсодержащими сланцами.

В характеризуемом районе на пелитоморфных породах с размывом и, по-видимому, угловым несогласием залегают базальные образования нижней свиты курской серии. В районе Михайловского месторождения конгломераты нижнекурской свиты перекрывают сланцеватые амфиболиты михайловской серии, которые несут явные признаки коры выветривания. В направлении от неизмененных к выветрелым разностям амфиболитов, т. е. к контакту с породами курской серии, происходит постепенная смена их текстурно-структурных признаков (становятся более сланцеватыми), окраски и вещественного состава. В указанном направлении изменяется цвет амфиболитов от темно-зеленого к светло-серовато-зеленому, увеличивается карбонатность за счет выщелачивания актинолита, возрастает интенсивность разъедания кварца (иногда он скапливается в виде миндалин размером до 1,5—2,0 мм), увеличивается количество хлоритов и гидрослюды за счет замещения ими плагиоклазов и амфиболов. По структурно-текстурным признакам и минеральному составу указанная кора выветривания амфиболитов соответствует, видимо, зоне начального и низам зоны промежуточного разложения.

В старооскольском районе под амфиболитами также обнаружены пласты более грубозернистых пород михайловской серии (метапесчаники), которые прослежены скважинами и горными выработками по простиранию на 1,5 км [30]. Приведенные данные свидетельствуют о значительном сходстве в строении пород михайловской серии Новоялтинского и Старооскольского районов, несмотря на их значительную удаленность (порядка 300 км) друг от друга.

Аналогичные взаимоотношения пород характерны и для разреза докембрия УКЩ [20, 32], более удаленного от КМА. Так, в южном замыкании основной синклинали Криворожской структуры амфиболиты и амфиболсодержащие сланцы метабазитовой серии, коррелирующие с михайловской серией КМА, перекрываются кварцит-конгломератовыми образованиями криворожской серии. В основании же амфиболитовых толщ развиты метапесчаники и конгломераты, которые залегают с размывом на древних саксаганских плагиогранитах. Следует отметить, что мощности амфиболитовых толщ метабазитовой серии в южном замыкании Криворожского синклинория на протяжении 10 км уменьшаются в юго-западном направлении с 1500 до 20—30 м. На КМА мощность пород михайловской серии в районе Михайловской синклинальной структуры на протяжении 25 км с юга на север также уменьшается с 1000 до 20 м.

Сопоставление приведенных геологических разрезов и целого ряда других участков КМА позволило выявить характерные особенности в их строении, которые присущи породам михайловской серии. Все это послужило основанием для доказательства одновозрастности Истобнянских, Шатиловских, Медвенских, Мантуровских и других аномалий.

Вещественный состав пород михайловской серии чрезвычайно разнообразен и представлен в различной степени метаморфизованными продуктами основных и кислых вулканитов, а также вулканогенно-осадочных толщ. Наибольшим распространением пользуются амфиболиты, кварцевые порфиры, метапесчаники, конгломераты, сланцы и гнейсы (биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-ставролитовые, мусковито-

вые, биотит-гранатовые, биотит-хлоритовые, ставролитовые, гранат-биотит-амфиболовые и др.), карбонатно-тальковые, карбонатно-биотитовые породы и железорудные образования. Исследователи вполне обоснованно отмечали, что производные продукты основного вулканизма характерны для нижних, а кислого — для верхних горизонтов серии [63]. На некоторых участках Старооскольского района между указанными толщами они выделили горизонты корундо-мусковитовых сланцев небольшой мощности (до 20 м).

Анализ каменного материала буровых и горных работ, а также данных предшествующих исследований позволяет констатировать, что в строении конкретных разрезов михайловской серии единообразия действительно нет. Если в целом ряде участков Михайловского, Белгородского, Тим-Ястребовского и Волотовского синклинориев происходит изменение пород от подошвы к кровле от основных к более кислым вулканитам, то в некоторых районах, расположенных в пределах Курского мегантиклинория, а также в периферийных частях синклинорных зон между указанными толщами широко развиты песчаники, сланцы, гнейсы, железисто-кремнистые породы и в меньшем объеме — амфиболиты и порфиры (Истобнянские, Шатиловские, Медвенские аномалии и др.). Очевидно, здесь мы имеем дело с увеличением мощности вулканогенно-осадочных пород, расположенных между амфиболитами и кварцевыми порфирами в средней части разреза михайловской серии. Имеющиеся материалы позволяют констатировать, что в ее строении принимают участие три разнородных комплекса пород. Поэтому всю многосотметровую толщу михайловской серии мы предлагаем расчленить на три свиты (снизу вверх, см. рис. 1) — железногорскую, истобнянскую, коробковскую (лебединская, по Голивкину).

Самая нижняя **(железногорская)** свита широко развита в Михайловском, Старооскольском и других районах. Представлена она в основном роговообманковыми и актинолитовыми амфиболитами, с маломощными прослоями аркозовых метапесчаников, сланцев хлорит-эпидотовых, эпидот-роговообманковых, карбонатно-эпидот-хлоритовых и малорудных разностей железисто-кремнистых пород силикатно-магнетитового состава. В основании разреза иногда отмечаются небольшой мощности линзы конгломератов и гравелитов. Мощность пород железногорской свиты изменяется от нескольких метров до 1,5 км и более.

Средняя **(истобнянская)** свита широко распространена в районе Истобнянских, Шатиловских, Медвенских, Алексеевских, Коньшенских, Косиновских и других аномалий. В ее составе преобладают сланцы и гнейсы биотитовые, ставролитовые, ставролит-гранатовые, мусковит-биотит-ставролитовые, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, амфибол-гранатовые, мусковитовые, биотит-хлоритовые, биотит-гранатовые, метапесчаники аркозовые, железисто-кремнистые породы силикатно-магнетитового состава. Гнейсы и сланцы мигматизированы в различной степени. Реже отмечаются пачки амфиболитов и карбонатсодержащих пород. Максимальная мощность характеризуемых толщ свиты точно не установлена из-за отсутствия перекрытых разрезов и поэтому предположительно измеряется первыми километрами.

Завершается разрез михайловской серии образованиями верхней **(коробковской)** свиты, которые широко развиты лишь в Старооскольском районе. Представлены они в основном кварцевыми порфирами и кератофирами с голубым кварцем во вкрапленниках, реже отмечаются прослои аркозовых метапесчаников и сланцев. Наибольшая вскрытая мощность пород свиты не превышает 150 м (Лебединское месторождение).

Приведенная характеристика вещественного состава пород михайловской серии показывает, что действительно наблюдается изменение вулканитов от основного (нижняя свита) до кислого (верхняя свита). В этом же направлении происходило и изменение интенсивности процессов вулканизма, о чем свидетельствуют различия в мощности пород серии. Накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ, с которыми тесно ассоциируют железорудные образования, получило максимальное развитие в среднемихайловское время (истобнянская свита). Этот период, очевидно, характеризовался активизацией кислого вулканизма. Именно к нему приурочены и наибольшие мощности железисто-кремнистых пород (до 100 м и более). В нижней части разреза михайловской серии, представленной основными вулканитами (железногорская свита), железные руды либо отсутствуют, либо имеют небольшие мощности (от нескольких сантиметров до первых метров) и находятся в тесном парагенезисе с амфиболитами.

Весь комплекс пород характеризуемой серии отнесен нами к позднему архею.

Курская метаморфическая серия слагает нижнюю часть разреза верхнего структурного яруса и отнесена к нижнему протерозою. Как самостоятельная стратиграфическая единица впервые была предложена в 1958 г. М. Н. Доброхотовым [16]. Представления о строении пород курской серии и их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими толщами менялись по мере развития геолого-поисковых и разведочных работ на территории КМА.

Проведенные нами многолетние исследования позволили вполне обоснованно разделить курскую серию на три свиты (нижнюю, среднюю и верхнюю). Вулканогенных толщ среди типичных пород курской серии не встречено. От типичных вулканитов других серий она отделена перерывами в осадконакоплении. Толщи курской серии с угловым и стратиграфическим несогласием в одних случаях залегают на образованиях михайловской серии, в других — обоянской [28, 50, 51].

Нижняя свита имеет довольно широкое распространение в районе КМА. Мощность ее колеблется от первых метров (Старооскольский район, Реутецкое месторождение) до 2 тыс. м и более (Новоялтинский район). В основании свиты залегают пластообразные и линзообразные залежи олигомиктовых и полимиктовых конгломератов мощностью до 7—9 м, переслаивающиеся с метапесчаниками, метаалевролитами и сланцами. Вверх по разрезу объем грубообломочных толщ постепенно уменьшается, а мощность метапесчаников и сланцев увеличивается. Появляются карбонатные породы. В верхней части свиты преобладают сланцы биотит-кварцевые, мусковитовые, двуслюдистые, гранат-куммингтонитовые, куммингтонит-кварцевые, карбонатно-биотитовые. Разрез пород свиты заканчивается толщей филлитовидных углисто-глинистых и пиритизированных сланцев, среди которых встречаются прослои безрудных кварцитов, линзообразные тела и прослои сульфидно-карбонатно-магнетитовых руд. Переход от пород нижней свиты к железистым кварцитам средней свиты постепенный.

Средняя свита слагает центральную часть разреза курской серии и представлена на одних участках железистыми кварцитами, на других переслаиванием железорудных толщ и сланцев. Первый вариант разреза характерен для Михайловского, Новоялтинского, Курбакинского, Лубянского и других участков, где иногда отмечаются редкие и маломощные прослои внутрирудных сланцев. Второй, где железорудные толщи содержат от одного до 5 сланцевых горизонтов мощностью от нескольких метров до сотен метров, характерен для Лебединского, Стойленского, Салтыковского, Тимского, Реутецкого и других

участков КМА. Мощность пород среднекурской свиты изменяется от нескольких сотен до тысяч метров. Наименьшие мощности характерны для некоторых участков Старооскольского района, а наибольшие — для Михайловского синклинория. Особенности направленного изменения мощностей пород средней свиты в пространстве свидетельствуют о том, что все железорудные толщи и вмещающие их породы среднекурской свиты КМА формировались в едином морском бассейне [46, 74].

Толща железистых кварцитов среднекурской свиты уверенно расчленяется на целую серию литолого-стратиграфических горизонтов, которые хорошо увязываются как по простиранию, так и по падению. Указанные горизонты сложены вполне определенными генетическими типами кварцитов, расположенных в закономерной последовательности от периферии к центральным частям продуктивных толщ: безрудные и малорудные, карбонатно-магнетитовые, силикатно-магнетитовые, магнетитовые, железнослюдково-магнетитовые, магнетит-железнослюдковые и железнослюдковые разности кварцитов. Следует отметить, что не все отмеченные типы железистых кварцитов в одинаковой степени развиты на различных участках. Особенности строения средней свиты Курской серии и условия ее формирования подробно рассмотрены в ряде работ [46 и др.].

Верхняя свита ложится на железорудную толщу согласно, с постепенным переходом. Железистые кварциты средней свиты через горизонты безрудных кварцитов постепенно сменяются сланцами верхней свиты. Непосредственно с подстилающей железорудной толщей на участках постепенного перехода контактируют сланцы филлитовидные, углистоглинистые, кварц-биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-куммингтонитовые, кварц-куммингтонитовые. Вверх по разрезу в сланцах увеличивается количество карбоната. В верхних частях разреза иногда отмечаются метапесчаники. Такие взаимоотношения наблюдаются на Новоялтинском, Курбакинском, Жигаевском, Реутецком, Коробковском, Лебединском, Стойленском и других участках КМА. Мощность пород свиты непостоянна и достигает 200—300 м. На ряде месторождений (Михайловское, Жидеевское, Лучкинское, Тимское и др.) характеризуемая свита полностью, а продуктивная частично размыта.

Так в общих чертах выглядит разрез пород курской серии на КМА, который соответствует весьма крупному циклу осадконакопления в докембрии. Детальное изучение вещественного состава различных по составу пород серии позволило установить особенности их метаморфических преобразований. Первично образованные толщи курской серии претерпели метаморфизм в условиях зеленосланцевой, реже — амфиболитовой и исключительно редко — пранулитовой фации. Во многих районах четко проявлена метаморфическая зональность линейного типа.

Оскольская серия введена Н. И. Голивкиным в 1963 г. для Щигровско-Оскольской полосы КМА. В нее были включены образования, которые с перерывом и несогласием залегали на железорудной свите курской серии. До этого большинство исследователей все породы, залегающие на продуктивной толще, относили или к верхнекурской, или к курбакинской, или к тимской свите, которые входят в состав курской метаморфической серии. Это объяснялось тем, что имелись лишь единичные данные о взаимоотношении железорудной толщи с перекрывающими породами.

Впервые стратиграфическое несогласие между железистыми кварцитами и кроющими породами было установлено Н. А. Плаксенко при изучении Тимского, а затем Яковлевского и Михайловского участков [39, 40, 46].

Дальнейшие геолого-геофизические исследования на КМА позволи-

ли уточнить и расширить представления об объеме и содержании всего комплекса пород, перекрывающих с перерывом и угловым несогласием образования курской серии.

За последние годы было опубликовано несколько вариантов стратиграфических схем докембрия КМА, в которых уточнено строение оскольской серии. В Белгородском районе в ее составе выделены три свиты [14] — яковлевская, осколецкая и щелоковская, в Старооскольском [12] — щигровско-осколецкая и тимская, в Михайловском [52, 57, 71, 72] ее разрез представлен лишь породами курбакинской свиты. В каждом из указанных районов строение и состав серии имеют свои особенности. Представляется малообоснованным суждение об отнесении курбакинской свиты к верхнему протерозою и сопоставление ее со своеобразными породами байгоровской толщи юго-восточной части ВКМ [14].

В. Д. Полищук с соавт. [63] для ряда районов КМА часть разреза пород с грубокластическим сложением, в том числе и с обломками типичных железистых кварцитов, включают в одних случаях в верхнекурскую, в других — в курбакинскую и тимскую свиты курской серии, что нельзя признать верным.

Представляется вполне обоснованным выделение всего комплекса пород, залегающих с угловым и стратиграфическим несогласием на курской серии, в самостоятельную оскольскую метаморфическую серию.

Анализ материалов буровых скважин различных районов КМА убеждает нас в том, что породы оскольской серии относятся к среднему протерозою [52, 57, 72].

Для всех разрезов оскольской серии характерна последовательная и неоднократно повторяющаяся смена грубообломочных образований (конгломераты, седиментационные конгломерато-брекчии, гравелиты с типичными обломками железистых кварцитов) метапесчаниками и сланцами. Среди указанных пород встречаются грубослоистые и тонкослоистые, бедные и богатые по содержанию железорудные образования с груборитмичным строением и плохой сортировкой, землистые и неслоистые обломочные руды. Нередко среди карбонатно-слюдистых сланцев отмечаются доломиты, мраморизованные известняки. Последние в некоторых районах (Старооскольский) образуют самостоятельные горизонты.

Верхняя часть разреза в Михайловском и Старооскольском районах представлена вулканогенными толщами: кварцевые порфиры и их туфы, туффиты, туфогенные сланцы и метапесчаники. Кроме того, в Тим-Ястребовском синклинории Н. И. Голивкиным и др. [12] в основании тимской свиты по отдельным скважинам отмечены амфиболиты, амфиболовые сланцы, миндалекаменные и диабазовые порфириты. Положение в разрезе, возрастные взаимоотношения еще окончательно не выяснены и, может быть, их следует сопоставлять с разрезом михайловской серии. Мощность пород оскольской серии, очевидно, достигает 2500 м и более.

В пределах охарактеризованного разреза докембрия КМА выделены [46] четыре генетические самостоятельные и разновозрастные железисто-кремнистые формации, последовательно сменявшие друг друга в истории развития докембрия КМА: железисто-кремнисто-гнейсовая, приуроченная к толщам обоянской серии раннего архея; железисто-кремнисто-метабазитовая, входящая в состав пород михайловской серии позднего архея; железисто-кремнисто-сланцевая, связанная с образованиями курской серии нижнего протерозоя; железисто-кремнисто-

кластогенная, ассоциирующая с отложениями оскольской серии среднего протерозоя [рис. 2] [1].

Ниже приводится краткая характеристика выделенных железисто-кремнистых формаций в докембрии КМА с учетом последних данных.

Железисто-кремнисто-гнейсовая формация

Детальное изучение докембрия региона на протяжении многих лет позволило установить, что уже в раннем архее происходило накопление железисто-кремнистых веществ. Об этом свидетельствует широкое развитие своеобразных железных руд бесединского типа среди гнейсо-мигматитового комплекса Курского мегантиклинория: Курско-Бесединские (Кувшиновские, Бесединские, Муравлево-Ивановские, Шумские, Шумаковские, Ушаковские, Криветские), Дьяковские, Южно-Троснянские и другие аномалии. Аналогичные образования широко развиты к востоку от Щигровско-Оскольской полосы, протягиваются определенной зоной с юго-востока от Кодинцовских аномалий на северо-запад до Восточно-Орловских (Покровские, Сергеево-Алексеевские) и, возможно севернее, к Григорьевско-Золоторевским. Наиболее древняя железорудная формация зафиксирована в северо-западной части КМА — в районе Карачевских, Комаричских и Устарьских аномалий (см. рис. 2).

В пределах отмеченных аномалий широко проявлены процессы мигматизации и гранитизации. Для них же наиболее характерна высокая степень метаморфических преобразований регионального плана, отвечающая гранулитовой и амфиболитовой стадиям. Среди древнейших толщ широко развиты секущие и согласные тела базит-гипербазитов с характерной специализацией на хром и никель, а также аплитовидные и пегматоидные граниты с повышенным содержанием молибдена и редких земель [69]. Среди древних образований, как и среди разрезов докембрия других регионов, не встречены конгломераты.

Гнейсы, вмещающие железорудные толщи, содержат характерный для них комплекс аллотигенных акцессорных минералов (апатит, циркон, монацит, гранат) со своеобразными типоморфными особенностями [58]. Показательно, что к наиболее древним породам приурочен монацит и среди двух разновидностей цирконов, различающихся состоянием вещества (кристаллический с нормальными оптическими свойствами и сильноразложенный), в количественном отношении доминируют темноокрашенные, бурые сильноразложенные разности. По морфологическим признакам преобладают призматические и длиннопризматические типы с коэффициентом удлинения больше двух. Установлено повышенное содержание апатита в гнейсах, превышающее концентрацию цирконов в 5 и более раз.

В пределах указанных аномальных зон железорудные толщи, как правило, образуют крутопадающие невыдержанные по простиранию и падению тела продолговатой, овальной, изогнутой и другой формы, протягивающиеся по латерали с учетом геофизических данных до 5—7 км и редко больше. Мощность рудных тел изменяется от нескольких сантиметров до 25—35 м, образуя частые переслаивания с гнейсами и реже с амфиболитами. По тем картировочным скважинам, которые

[1] В качестве основы использованы геологические, геофизические, формационные карты докембрия ВКМ и КМА масштабов 1 : 500 000, 1 : 200 000 и крупнее, составленные в 1972 — 1973 гг. Н. С. Афанасьевым, Б. А. Боговским, С. В. Войтовой, Н. И. Голивкиным, Г. Г. Долгих, Е. И. Дунай, О. И. Египко, И. А. Жаворонкиным, В. А. Казанцевым, В. Н. Каймаковым, Б. В. Каукиным, А. К. Косарецким, Р. С. Красовицкой, Е. М. Крестиным, И. И. Кривцовым, Я. Ш. Ландо, И. Н. Леоненко, Н. И. Литовченко, В. И. Павловским, Е. Т. Подолиной, В. Д. Полищуком, В. И. Полищук, В. Г. Пименовым, В. Г. Ратниковым, О. П. Сапрыкиным, Н. А. Скулковым, Н. А. Соколовым, М. Е. Сопко, В. А. Стрельцовой, В. В. Устиновой, Л. М. Штерновой.

Таблица 1

Среднее содержание химических элементов в породах и минералах железисто-кремнистых формаций докембрия КМА

Главнейшие качественные характеристики пород и минералов		Железисто-кремнисто-сланцевая формация		Железисто-кремнисто-метабазитовая формация		Железисто-кремнисто-гнейсовая формация	
		вмещающие породы (сланцы)	рудные железистые кварциты	вмещающие породы (гнейсы, сланцы)	железорудные образования	вмещающие породы (гнейсы)	железорудные образования
Среднее содержание химических компонентов в породах, %	$Fe_{общ}$	6,84	36,35		40,72		37,57
	$Fe_{раст}$	4,95	34,67		38,51		30,36
	$Fe_{маг}$	1,89	1,68		3,84		3,97
	Fe_2O_3	3,47	37,18	3,00	24,37	5,28	29,10
	FeO	5,62	12,97	6,38	13,87	4,73	17,27
	SiO_2	59,06	41,56	65,82	47,90	64,70	44,84
	TiO_2	0,57	0,16	0,42	0,38	0,67	0,10
	Al_2O_3	16,71	0,99	11,54	2,63	15,90	1,02
	MnO	0,05	0,056	0,09	0,09	0,14	0,08
	CaO	0,69	1,71	3,36	5,23	0,68	3,21
	MgO	2,34	2,08	2,98	2,23	1,47	3,36
	P_2O_5	0,035	0,064	0,24	0,34	Не опр.	0,08
	S	0,43	0,107	0,27	0,22	0,47	0,19
Отношение средних содержаний некоторых пар компонентов в породах	$Fe_2O_3 : FeO$	0,61	3,39	0,47	1,75	1,12	1,69
	$Al_2O_3 : SiO_2$	0,28	0,023	0,17	0,06	0,25	0,023
	$TiO_2 : Al_2O_3$	0,03	0,19	0,04	0,14	0,042	0,091
	CaO : MgO	0,29	0,91	1,13	2,35	0,46	0,96
	Ti : V	10,9	2,03	42,04	13,88	66,67	27,00
	Sr : Ba	1,6	1,20	0,03	0,43	0,23	0,02
Среднее содержание наиболее распространенных элементов-примесей, % — в породах	Марганец	0,042	0,047	0,085	0,076	0,11	0,063
	Титан	0,218	0,0063	0,35	0,1	0,34	0,062
	Ванадий	0,020	0,0029	0,0083	0,0072	0,0051	0,0012
	Медь	0,009	0,0030	0,0062	0,0046	0,012	0,0028
	Никель	0,009	0,0022	0,0079	0,0031	0,006	0,002
	Кобальт	0,0025	0,0009	0,0023	0,0017	0,0018	0,0003
	Стронций	0,08	0,0059	0,0020	0,002	0,015	0,001
	Барий	0,05	0,0049	0,066	0,0047	0,066	0,0045
	Хром	0,0047	—	0,008	0,0022	0,0037	0,0017
в магнетите	Марганец	0,31	0,031		0,028		0,018
	Титан	0,025	0,0076		0,034		0,083
	Ванадий	0,008	0,0032		0,0026		0,0033
	Медь	0,10	0,0055		0,0013		0,0012
	Никель	0,08	0,0029		0,0031		0,0022
в кварце	Марганец	0,017	0,0071		0,019		0,008
	Титан	0,34	0,016		0,022		0,01
	Медь	0,031	0,0066		0,0008		0,001
	Стронций	0,0657	0,0095		0,0017		0,0018
	Барий	0,034	0,0062		0,0035		0,0075
в пироксенах	Марганец		0,50				0,53
	Титан		0,02				0,10
	Ванадий		—				0,001
	Медь		0,004				0,002
	Никель		0,001				0,001
	Хром		0,001				0,003
	Барий		0,002				0,0025
в амфиболах	Марганец		0,04		0,22		
	Титан		0,025		0,05		
	Ванадий		0,001		0,002		
	Медь		0,002		0,001		
	Никель		0,004		0.0022		
	Хром		0,0015		0.0015		
	Барий		0,004		0,003		

пробурены на площадях указанных аномалий, можно наблюдать выклинивание или, наоборот, объединение их тел по падению в один рудный пласт. Из-за небольшой глубины вскрытия от поверхности и малого объема буровых работ до сих пор не определена суммарная мощность древнейших железорудных толщ в пределах конкретных участков. Однако следует отметить, что аналогичные по составу и возрасту детально изученные железорудные образования Приазовья (УКЩ) имеют весьма широкое развитие, значительную суммарную мощность (более 200 м) и огромные запасы [27].

Железисто-кремнистые толщи раннего архея КМА представлены в основном силикатно-магнетитовыми и реже безрудными и малорудными разностями. Среди рудных встречаются двупироксен-магнетитовые, магнетит-двупироксеновые, магнетит-амфиболовые, амфибол-двупироксен-магнетитовые, гранат-магнетит-двупироксеновые типы. Железные руды имеют гнейсовидную и реже массивную и полосчатую текстуру. Главными породообразующими минералами являются кварц, магнетит, пироксены (феррогиперстен, эулит, диопсид, ферросалит, салит, геденбергит), амфиболы (роговая обманка, куммингтонит). В меньших количествах встречаются гранат, биотит, сульфиды, редко — карбонаты, плагиоклазы, апатит, ильменит, титаномагнетит и др. Размеры основных минеральных компонентов находятся в пределах от 0,07 до 1,5—2 мм.

Хотя перспективы руд этого формационного типа до настоящего времени не выяснены из-за малого объема выполненных буровых работ, по качеству они превосходят железистые кварциты курской серии. Прежде всего они относятся к одному промышленному типу — магнетитовому, обладают высокими металлургическими свойствами и легкой обогатимостью. Вредные примеси в рудах практически отсутствуют, а более крупные размеры минеральных выделений позволяют получить концентрат с высоким содержанием железа (до 72,01%).

С целью установления концентраций химических элементов в породах железисто-кремнисто-гнейсовой формации исследовались петрогенные элементы и микроэлементы (табл. 1). При сравнении средних содержаний элементов-примесей в железных рудах и вмещающих их породах обоянской серии установлено, что максимальное количество всех элементов содержится в гнейсах. Для пород указанной формации характерны низкие значения величины отношения среднего содержания стронция к барию и кальция к магнию и весьма высокие значения — титана к ванадию.

Сравнение величин средних содержаний микроэлементов железорудных образований и их породообразующих минералов обоянской серии КМА и центрально-приазовской серии Приазовья свидетельствует об их большом сходстве [табл. 2].

Количественные значения газовых составляющих железорудных образований архея характеризуются низким содержанием кислорода и высокими показателями водорода, углекислоты, азота, метана, чем аналогичные образования более молодого возраста [55, 59]. Своеобразны и количественные показатели изотопного состава серы в сульфидах из древнейших гнейсов, которые практически ничем не отличаются от аналогичных соотношений серы в метеоритах. Все это свидетельствует о том, что в архее действительно отсутствовал свободный кислород и поэтому изотопного фракционирования серы не происходило. Отмечены также различия в количественных показателях физических и термоэлектрических свойств рудных минералов (магнетита) железорудных толщ обоянской серии и аналогичных толщ более молодого возраста [59].

Таблица 2

Среднее содержание элементов-примесей в породах и минералах железисто-кремнисто-гнейсовой формации КМА и Приазовья (УЩЩ)

Элементы	КМА					Приазовье			
	гнейсы вмещающие	железорудные образования				железорудные образования			
		порода	кварц	магнетит	пироксены	порода	кварц	магнетит	пироксены
Марганец	0,11	0,063	0,008	0,018	0,53	0,060	0,01	0,012	0,50
Титан	0,34	0,062	0,01	0,083	0.10	0,061	0,008	0,069	0,10
Ванадий	0,0051	0,001	—	0,0033	0,001	0,001	—	0,0014	0,001
Медь	0,12	0,0028	0,001	0,0012	0,002	0,0023	0,001	0,0001	0,002
Никель	0,006	0,002	—	0,0022	0,001	0,002	—	0,001	0,001
Кобальт	0,0018	0,0003	—	Не опр.	Не опр.	0,001	—	Не опр.	Не опр.
Стронций	0,015	0,001	0,0018	0,001	—	0,001	0,001	0,001	—
Барий	0,066	0,0067	0,0075	0,0026	0,0025	0,008	0,004	0,003	0,003

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация

Железорудные комплексы второй эпохи железонакопления наиболее хорошо изучены в пределах Украинского щита (конкско-верховцевская или метабазитовая серия) и Карелии (гимольская серия). До последнего времени считалось, что железисто-кремнистые породы михайловской серии КМА развиты убого или же отсутствуют совсем. Углубленное изучение первичного каменного материала по многочисленным скважинам с учетом ранее отмеченных ведущих признаков позволило нам установить широкое площадное развитие образований железисто-кремнисто-метабазитовой формации на КМА и выявить характерные и специфические черты в ее строении. Породы указанной формации обрамляют с востока и запада Михайловско-Белгородские и Щигровско-Оскольские магнитные аномалии курской серии, а также отмечаются в центральной части Курского мегантиклинория и в других районах (см. рис. 2). Сопоставление разрезов докембрия Истобнянских, Шатиловских, Медвенских, Мантуровских, Алексеевских, Косиновских, Усожских, Волоконовских, Лев-Толстовских, Змеевских и целого ряда других аномалий позволило не только выявить большое сходство в строении железорудных образований и вмещающих их пород, но и установить, что железисто-кремнистые породы в одних случаях ассоциируют с основными вулканитами, в других обнаруживают тесную парагенетическую связь с более кислыми вулканогенными и, очевидно, терригенно-осадочными образованиями.

Учитывая особенности их стратиграфического положения в разрезе, различия в вещественном составе и геохимии, железисто-кремнисто-метабазитовую формацию КМА мы подразделяем на две подформации — железисто-кремнисто-спилитовую и железисто-кремнисто-кератофировую. Характерной особенностью первой является приуроченность ее к амфиболитам нижней свиты (железногорской) михайловской серии и незначительная продуктивность. Железорудные образования здесь образуют прослои небольшой мощности — от нескольких сантиметров до 5—10 м, переслаивающиеся с основными вулканитами (Малый Хутор, Усожское и др.). Железорудные образования представлены в основном амфибол-магнетитовыми и магнетит-амфиболовыми кварцитами с невысоким содержанием магнетита и больше соответствуют малорудным их разностям. Руды характеризуются полосчатыми и неясновыраженными полосчатыми текстурами. В их составе отмечаются

кварц, магнетит, амфиболы (грюнерит), реже — биотит, карбонаты, пирит, халькопирит, пирротин.

Железисто-кремнисто-кератофировая подформация более широко распространена в регионе и пространственно приурочена к сланцево-гнейсовому и кератофировому комплексу пород, реже — к амфиболитам истобнянской и коробковской свит михайловской серии. С указанными толщами железные руды образуют пачки и горизонты мощностью до 100 и более метров, протягивающиеся по простиранию с учетом геофизических данных на 10 км и более. Железорудные тела имеют крутое падение, часто разделяются на ряд более мелких пластов, переслаивающихся с нежелезистыми вулканогенно-осадочными толщами. По вещественному составу среди железорудных образований можно выделить несколько магнетитсодержащих разностей: амфибол-магнетитовые, амфибол-гранат-магнетитовые, биотит-магнетитовые, хлорит-магнетитовые и редко пироксен-амфибол-магнетитовые. В приконтактовых частях наряду с указанными рудами встречаются безрудные и малорудные (с силикатами и магнетитом) их типы. Текстура их полосчатая, реже слабополосчатая. Для первых характерны внутренние, более тонкие слоисто-прерывистые текстуры. Главными породообразующими минералами руд являются магнетит, кварц, амфиболы (куммингтонит, актинолит, реже обыкновенная роговая обманка, тремолит), зеленый биотит, гранат, реже карбонаты, хлорит, пироксен (гиперстен, диопсид), полевые шпаты, бурый биотит, апатит, сфен, циркон, эпидот, пирит, пирротин, халькопирит. Размер главных породообразующих минералов от 0,042 до 0,208 мм.

Из приведенной характеристики видно, что наибольший практический интерес представляют рудные тела, приуроченные к вмещающим породам кислого ряда: они имеют наибольшие мощности и относятся к одному типу — магнетитовому. Содержание в них железа общего достигает 40—45%, а магнетитового — 36—40%. Более крупные, чем в железистых кварцитах курской серии, размеры минеральных выделений позволяют получать концентрат с более высоким содержанием железа. Глубина залегания железных руд на некоторых аномалиях под породами осадочного чехла фанерозоя не превышает 70,0—200 м (Мантуровские, Копенские, Лев-Толстовские, Истобнянские, Коростовские и др.). Несмотря на широкое развитие в регионе руд железисто-кремнисто-метабазитовой формации, перспектива их в отношении практического использования до настоящего времени окончательно не выяснена из-за малого объема буровых работ.

В связи с возрастающими потребностями в высококачественном и легкообогатимом железорудном сырье необходимо проводить планомерные геолого-геофизические исследования в межаномальных зонах КМА, где отмечается довольно широкое развитие разобщенных железорудных образований архейского возраста.

Породы михайловской серии, вмещающие отмеченные железорудные толщи, по происхождению относятся к типичным вулканогенным (метаморфизованные амфиболиты и кварцевые порфиры) и вулканогенно-осадочным (различные по составу сланцы, гнейсы, метапесчаники) образованиям. По составу метапесчаники значительно отличаются от аналогичных образований курской серии и принадлежат полевошпат-кварцевым, кварц-полевошпатовым и редко полевошпатовым разностям. Метапесчаники, сланцы и гнейсы михайловской серии содержат характерные комплексы акцессорных минералов. Только в указанных типах пород встречается хромит. В отличие от более древних (обоянская серия) и более молодых (курская серия) толщ они содержат в повышенных количествах минералы титана (ильменит, рутил,

лейкоксен, сфен) и дают промежуточные числовые характеристики апатита и магнетита. Характерно, что лишь в михайловских толщах установлены два типа аллотигенных цирконов (нормальных и циртолитов), находящихся примерно в равных количественных соотношениях между собой.

Железорудные образования и вмещающие их породы михайловской серии прорываются дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, пироксенитами и габброидами железногорского комплекса. Они образуют межпластовые линзовидные тела небольшой мощности (до сотен метров), располагающиеся вдоль зон глубинных прогибов, с выявленными рудопроявлениями хрома, никеля и магнезиального сырья [69]. Кроме того, среди вулканогенных толщ серии развиты гранитоиды (плагиограниты, адамелиты, тоналиты, кварцевые диориты) и жильные образования (диоритовые и диабазовые порфириты) усманского комплекса [69] со слабой геохимической специализацией на цинк, золото, молибден, олово. Под воздействием гранитоидов первично сформированные породы михайловской серии преобразованы в различные по составу кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты. В региональном плане указанные породы метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой стадий. Сравнительно редко в результате контактового воздействия интрузий отмечается и более высокая степень метаморфических преобразований — гранулитовая (Змеевские, Коростовские и др.).

Для выяснения характера распределения элементов-примесей и петрогенных элементов нами было изучено и сопоставлено их содержание в железорудных образованиях и во вмещающих породах (табл. 3). При сравнении среднего содержания микроэлементов в железоруд-

Таблица 3

Среднее содержание элементов-примесей в породах и минералах железисто-кремнисто-метабазитовой формации КМА

Элементы	Вмещающие породы (гнейсы, сланцы, метапесчаники	Железисто-кремнистые образования					
		среди основных вулканитов			среди кислых вулканитов		
		порода	магнетит	кварц	порода	магнетит	кварц
Марганец	0,06	0,097	0,034	0,028	0,066	0,023	0,011
Титан	0,24	0,1	0,038	0,027	0,1	0,029	0,017
Ванадий	0,0046	0,008	0,0022	0,001	0,0064	0,0029	0,001
Медь	0,0048	0,0065	0,0013	0,001	0,0036	0,0013	0,0006
Никель	0,0067	0,004	0,0025	—	0,0025	0,0037	—
Кобальт	0,0017	0,0025	0,001	—	0,0016	0,001	—
Стронций	0,017	0,0015	—	0,0033	0,001	—	—
Барий	0,062	0,0032	0,0016	0,0037	0,0051	0,003	0,0032

ных образованиях и вмещающих породах (гнейсы, сланцы, метапесчаники) установлено, что в первых в больших количествах концентрируются марганец, ванадий, в меньших — титан, никель, стронций, барий. Примерно в равных количествах содержатся медь и кобальт.

Сравнение средних концентраций малых элементов по железорудным образованиям, которые генетически связаны с основными и кислыми вулканогенными породами, показало, что более высокие концентрации почти всех элементов приходятся на железорудные образования, приуроченные к амфиболитам (см. табл. 3). Исключение составляет лишь барий, а марганец содержится в равных количествах. Несколько более высокие значения марганца, титана, меди, стронция, бария

характерны для кварца, а марганца и титана — для магнетита из железисто-кремнистых толщ, вмещающими породами которых являются основные вулканиты.

При геохимических построениях мы обращали внимание и на отношение средних содержаний некоторых пар элементов в породах железисто-кремнисто-метабазитовой формации, которые можно использовать как геохимические индикаторы условий накопления пород. Для железорудных толщ и вмещающих их гнейсов, сланцев, метапесчаников величина отношения стронция к барию изменяется от 0,03 до 0,43, титана к ванадию — от 13,88 до 42,04, окиси кальция к окиси магния — от 1,13 до 2,35. Используя рекомендации И. И. Гинзбурга [9], можно полагать, что полученные величины отношений наиболее характерны для вулканогенно-осадочного процесса отложения.

Аналогичная картина наблюдается и в породах гимольской серии Карелии, которые сопоставлялись нами с железисто-кремнисто-метабазитовой формацией михайловской серии КМА. По данным В. М. Чернова и др. [70], величина отношения стронция к барию также меньше 1, титана к ванадию изменяется от 21 до 88, а окись кальция преобладает над магнием. Приведенные данные свидетельствуют о том, что железорудные толщи михайловской и гимольской серий формировались за счет веществ, поступавших в бассейн седиментации в результате процессов вулканизма.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация

В районе КМА породы указанной формации протягиваются в северо-западном направлении более чем на 450—550 км двумя аномальными полосами — Щигровско-Оскольской (или северо-восточной) и Михайловско-Белгородской (или юго-западной). Кроме того, они встречены в межаномальной зоне (Прохоровско-Большетроицкие), западнее Михайловско-Белгородской зоны (Крупецкие, Рыльские, Почепнянские аномалии) и в других районах. К этой формации приурочены громадные запасы железистых кварцитов — бедных железных руд.

К нижнепротерозойскому этапу приурочены такие крупнейшие железорудные месторождения, как Михайловское, Лебединское, Южно-Лебединское, Коробковское, Стойленское, Яковлевское, Чернянское, Погромецкое, Курбакинское, Жигаевское, Новоялтинское, Реутецкое и др. На первых пяти действуют горнорудные предприятия по добыче богатых железных руд и железистых кварцитов.

Основные вопросы теории железорудного осадконакопления и стратиграфии докембрия КМА рассмотрены в работах Н. А. Плаксенко и других [39, 46, 49, 52, 53 и др.].

Рудные тела (железистые кварциты) залегают среди типичных терригенно-осадочных пород. От вулканогенных образований михайловской и оскольской серий они отделены перерывами в осадконакоплении и стратиграфическими несогласиями. Для пород формации характерно ярко выраженное ритмичное строение различных порядков. Базальные горизонты повсеместно представлены грубообломочными толщами (конгломераты, гравелиты, кварцевые метапесчаники), которые вверх по разрезу к железорудным толщам постепенно переходят в пелитоморфные осадки (сланцы). Последние постепенно сменяются железистыми кварцитами. Такие же взаимоотношения наблюдаются при переходе от железисто-кремнистых пород к внутрирудным и перекрывающим сланцам. Известны разрезы (Михайловское, Жидеевское, Тимское и др.), где непосредственно на железистых кварцитах или перекрываю-

щих породах с размывом и несогласием залегают грубообломочные толщи оскольской серии.

Материалы исследований показали, что в нижнепротерозойских породах развиты минеральные ассоциации, соответствующие зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. Более высокая степень метаморфических преобразований (гранулитовая) встречается исключительно редко [53]. Указанные фации метаморфизма в породах курской серии обнаруживают отчетливую зональность линейного типа. Процессы гранитизации и мигматизации в породах железисто-кремнисто-сланцевой формации редко проявлены. Весьма редко в них встречаются и интрузивные образования. Отмечаются секущие и пластовые тела основного состава с характерной специализацией на титан и гранитные пегматиты с повышенными концентрациями ряда редких металлов [69].

Вмещающими и разделяющими железистые кварциты на горизонты и пласты повсеместно являются различные по составу сланцы, которые характеризуются более широким спектром аллотигенных акцессорных минералов: апатит, циркон, ильменит, магнетит, железная слюдка, лейкоксен, турмалин, криоконит. Здесь отмечаются уже четыре типа цирконов, различающихся между собой по степени метамиктного разложения [58]. В количественном отношении преобладают цирконы с нормальными оптическими свойствами. По морфологическим признакам доминируют цирконы слабоудлиненной формы с коэффициентом удлинения меньше или равным 2. Терригенный апатит представлен как обычными, так и плеохроичными разностями с редкими газожидкими или кварцевыми включениями. Циркон по содержанию преобладает над апатитом в три раза. Монацит, который характерен для гнейсов обоянской серии, в сланцах курской серии не встречен.

Рудные тела железистых кварцитов представлены линейно вытянутыми пластообразными залежами, протягивающимися по простиранию на сотни километров, мощностью от 200—250 до 2000—2500 м (в рудных узлах). Железистым кварцитам курской серии свойственна характерная аутигенно-минералогическая зональность [46, 71] с широким набором фациальных типов, закономерно сменяющих друг друга в направлении от периферии к центральным частям продуктивной толщи, т. е. от наиболее мелководных к более глубоководным фациям: безрудные и малорудные, карбонатно-магнетитовые, силикатно-магнетитовые, магнетитовые, железнослюдково-магнетитовые, магнетит-железнослюдковые и железнослюдковые разности кварцитов. Следует отметить, что не все типы железистых кварцитов в одинаковой степени развиты на участках и месторождениях: некоторые из них иногда переслаиваются между собой, другие отсутствуют. Все зависело от глубины бассейна седиментации и направленности колебательных движений. Общая же обстановка периода формирования пород была такова, что наиболее глубоководные участки были свойственны юго-западной полосе, а менее глубоководные — северо-восточной. Поэтому в первом случае развиты преимущественно гематитсодержащие, а во втором — магнетитсодержащие разности железистых кварцитов. Тщательное изучение железорудных толщ и вмещающих пород с учетом текстурно-структурных, геохимических особенностей и других ведущих признаков, унаследованных от исходных осадков [39, 46, 49, 71, 72, 74], позволило на многих участках и железорудных месторождениях КМА расчленить толщу железистых кварцитов на литолого-стратиграфические горизонты, которые хорошо увязываются по простиранию и падению.

Железистые кварциты КМА мелко- и тонкозернистые образуют яснополосчатые текстуры (от грубополосчатых до тонкополосчатых) с более мелкой внутренней слойчатостью. В состав различных генетических типов железистых кварцитов в качестве постоянных компонентов входят кварц, магнетит, гематит (железная слюдка), карбонаты (сидерит, сидероплезит, пистомезит, мезитит, паранкерит, магнезиодоломит), амфиболы (грюнерит, куммингтонит, актинолит, обыкновенная роговая обманка), зеленая слюда, пироксены (эулит, феррогиперстен, диопсид, геденбергит), пирит, пирротин, апатит и др. Наиболее широко распространены лишь кварц, магнетит, гематит, реже — карбонаты и амфиболы. Средние размеры основных минеральных компонентов 0,025—0,05 мм.

Продуктивность железорудных толщ среднекурской свиты в отличие от других формационных типов очень высокая — близка к 80—100% и редко падает до 50%. Железистые кварциты содержат в среднем железа общего 34—38%, рудного — 32—35%, магнетитового — 22—29%. Из них получают концентрат с содержанием железа 63—68%. Вредные примеси в них практически отсутствуют.

Общие закономерности распределения основных породообразующих и малых элементов в породах железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА были установлены Н. А. Плаксенко и И. К. Коваль [43, 46—48, 52, 54, 65]. Доказано, что существует закономерная связь между литологическими типами пород формации, их положением на фациальном профиле и распределением химических элементов, что для фациального профиля формации характерно вполне упорядоченное распределение элементов-примесей в направлении от прибрежной к более глубоководной части фациального профиля. В указанном направлении содержание всех элементов постепенно уменьшается. Такой сглаженно-упорядоченный тип распределения всех элементов на фациальном профиле железорудной формации свидетельствует о преимущественной их миграции в растворенном состоянии и рассматривается как следствие нормально-осадочного происхождения формации (см. табл. 1).

Изучение изотопного состава серы сульфидов из пород, вмещающих железистые кварциты, показало следующие вариации [59]. Если в породах обоянской и михайловской серий сера по изотопному составу практически не отличается от аналогичных ее показателей в метеоритах, то сланцы нижнекурской свиты характеризуются некоторой аномалией в сторону утяжеления изотопов серы ($\delta S^{34} = +2{,}5‰$). Еще большее фракционирование ее изотопов проявилось в межрудных сланцах и особенно в покрывающих железистые кварциты породах ($\delta S^{34} = -6{,}1‰$). Приведенные данные также свидетельствуют и о том, что окислительно-восстановительные условия при формировании железисто-кремнисто-сланцевой формации существенно отличались от таковых в более ранние этапы развития Земли. Это же явление подтверждается и данными о газонасыщенности железных руд курской серии. Их газовая составляющая характеризуется меньшими значениями для водорода, углекислоты, азота, метана и большими — для кислорода по сравнению с архейскими железисто-кремнистыми образованиями. Наблюдаются различия и в количественных показателях физических и термоэлектрических свойств магнетитов из разновозрастных железных руд [59].

Железисто-кремнисто-кластогенная формация

Вскрыта скважинами лишь в пределах Михайловского, Жидеевского, Яковлевского, Покровского, Висловского, Белгородского, Тимского, Крупецкого и некоторых других месторождений и участков (см.

рис. 2). Образовалась она за счет размыва и переотложения метаморфизованных продуктов разрушения железистых кварцитов курской серии и, возможно, более древних железорудных образований михайловской и обоянской серий. Аналогичные железорудные толщи надежно коррелируют с фрунзенской серией среднего протерозоя УКЩ [33]. Железные руды указанной формации приурочены в основном к нижним частям разреза оскольской серии, образуют пачки, пласты и линзы мощностью от 5—10 см до 130—170 м. Их тела, особенно маломощные, часто выклиниваются как по простиранию, так и по падению. На Михайловском месторождении железорудные толщи кластогенной формации прослежены горными выработками и скважинами по его восточному флангу более чем на 4 км. Эти породы не всегда слагают базальные горизонты формации. Отдельные пачки и линзы их иногда удалены от основания оскольской серии к ее внутренним частям более чем на 1000 м (Жидеевский участок), образуя при этом несколько десятков рудных тел, переслаивающихся с метапесчаниками и сланцами.

Железорудные породы обладают не только типичным ярко выраженным, но и несколько замаскированным кластогенным сложением. В разрезе формации встречаются грубообломочные руды (конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты) и более тонкозернистые (мартитовые метапесчаники, руды грубослоистой, линзовиднослоистой, желваковистой, тонкослоистой текстуры). В обломочной части, как правило, преобладают железистые кварциты (железнослюдковые, магнетит-железнослюдковые), реже встречаются метапесчаники, сланцы и кварц. Размер фракции от 3—5 до 7—10 см, иногда доходит до 40 см. Среди руд железисто-кремнисто-кластогенной формации встречаются как бедные, так и богатые по содержанию железа.

На прилагаемой карте (см. рис. 2) кроме перечисленных разновозрастных железисто-кремнистых образований нанесены железорудные образования по геофизическим данным, которые не имеют к настоящему времени точной формационной привязки. Они расположены в местах погружения региона в южной, юго-западной и северо-восточной частях КМА, а также к востоку от Комаричских аномалий. Для их расшифровки требуется проведение специальных буровых работ.

Сопоставление разрезов железисто-кремнистых формаций докембрия КМА с аналогичными образованиями многих регионов Европейской части СССР с учетом отмеченных характерных ведущих признаков позволило вполне надежно провести между ними стратиграфическую корреляцию (табл. 4).

Расчленение железорудных комплексов докембрия на их главные типы, осуществляемое на научной основе с учетом многих ведущих признаков, унаследованных от первичных пород, имеет большое значение для углубленного понимания всей совокупности геологических процессов, происходивших в архее и протерозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Корбуш И. И. Общие результаты разведочных работ в области Щигровского максимума Курской магнитной аномалии.— «Труды ОКЖМА», 1926, вып. 7.

2. Белевцев Я. Н. Стратиграфические подразделения и стратиграфическая номенклатура докембрия Кривого Рога.— «Геол. журнал», 1955, вып. 4.

3. Борисов С. Ф., Извеков Э. П. Новые данные по конгломератам докембрия Коробковского месторождения КМА.— «Бюл. НТО комбината КМАруда и филиала ИГД АН СССР», 1961, № 1 (11).

Таблица 1

Схема стратиграфической корреляции разновозрастных железисто-кремнистых формаций докембрия, входящих в состав определенных серий или свит различных регионов Европейской части СССР

Регионы	Формация			
	железисто-кремнисто-кластогенная (средний протерозой)	железисто-кремнисто-сланцевая (нижний протерозой)	железисто-кремнисто-метабазитовая (поздний архей)	железисто-кремнисто-гнейсовая (ранний архей)
КМА	Оскольская серия	Курская серия	Михайловская серия	Обоянская серия
УКЩ	Фрунзенская серия	Криворожская серия	Конкско-верховцевская серия	Центрально-приазовская, бугская серии
Карелия	Онежская серия	Отсутствует	Гимольская серия	Не встречена
Кольский полуостров	Вторая толща печенегской серии	»	Оленегорская свита	»
Прибалтика	Не встречена	»	Прибалтийский комплекс	»
Белорусский массив	»	»	Околовская серия	»
Татарский свод	»	»	Не встречена	Гнейсовая серия
Южный Урал	Айская свита	»	»	Тараташский комплекс

4. Борисов С. Ф., Извеков Э. П. О конгломератах Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Воронеж, 1964.

5. Воскресенская М. Н. О соотношениях пород архея и протерозоя на Курской магнитной аномалии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 6.

6. Воскресенская М. Н., Мартов А. К. О новой стратиграфии курской метаморфической серии КМА.— «Сов. геология», 1965, № 11.

7. Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии.— «Сов. геология», 1968, № 9.

8. Воскресенская М. Н. К сопоставлению докембрийских образований Курской магнитной аномалии и Белорусского кристаллического массива.— «Геол. журнал», 1974, вып. 3.

9. Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., 1957.

10. Голивкин Н. И. История формирования докембрийского фундамента КМА.— «Бюл. научно-техн. информ. о-ва черных метал. комбината КМАруда». Губкин, 1962.

11. Голивкин Н. И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА.— «Труды III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966.

12. Голивкин Н. И., Романщак А. К. Новые данные по геологии докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА Русской платформы.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР». М., 1970, вып. 6.

13. Голивкин Н. И., Щёголев И. Н. Путеводитель по месторождениям Курской магнитной аномалии. Воронеж, 1972.

14. Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышов Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива.— «Сов. геология», 1969, № 10.

15. Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Раскатов Г. И., Чернышов Н. М Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973.

16. Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия КМА.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР». М., 1958, вып. 1.

17. Доброхотов М. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. К вопросу о стратиграфии курской метаморфической серии.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым ЦЧО». Калуга, 1959, вып. 2.

18. Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии.— «Сов. геология», 1961, № 11.

19. Доброхотов М. Н. К вопросу о стратиграфии раннего докембрия Среднего Приднепровья.— «Геол. журнал», 1964, вып. 2.

20. Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 4.

21. Египко О. И., Раскатова Л. Г. О наличии верхнепротерозойских отложений в северо-восточной части Воронежского кристаллического массива.— «Изв. высших учебных заведений. Сер. геология и разведка», 1970, № 2.

22. Епифанов Б. П. Геологическое строение Воронежской антеклизы и изучение ее полезных ископаемых.— В кн.: Железистые кварциты и богатые железные руды КМА. М., 1947.

23. Епифанов Б. П. Вопросы стратиграфии докембрия Курско-Воронежской антеклизы.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР». Калуга, 1959, вып. 2.

24. Зайцев Ю. С. Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Воронеж, 1964.

25. Зайцев Ю. С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы.— «Труды III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966.

26. Зайцев Ю. С. Стратиграфия и некоторые черты геологии докембрия Белгородского железорудного района КМА. Канд. дис. Воронеж, 1969.

27. Зарицкий А. И., Каныгин Л. И. и др. Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля. М., 1974.

28. Извеков Э. П. Контакты и взаимоотношения пород курской метаморфической серии с подстилающими толщами Старооскольского железорудного района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Курской магнитной аномалии. М., 1967.

29. Извеков Э. П. Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла Курской магнитной аномалии.— «Геология и геохимия кор выветривания», 1968, вып. 10.

30. Извеков Э. П., Щёкин Ю. С. Новые данные о составе и стратиграфическом расчленении докембрия Старооскольского района КМА.— В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972.

31. Калганов М. И. О генетических типах железных руд бассейна Курской магнитной аномалии.— В кн.: Работы горно-геологической станции на Курской магнитной аномалии. М., 1960.

32. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, 1965.

33. Каляев Г. И., Снежко А. М. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии.— «Геол. журнал», 1973, вып. 6.

34. Клагиш Б. Д. Строение и первичные фациальные особенности железорудной формации курской метаморфической серии Старооскольского района КМА. Автореф. канд. дис. М., 1966.

35. Лебедев И. П., Зайцев Ю. С., Иванов А. В. Эволюция метаморфизма в докембрии юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974.

36. Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы.— «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геологии», 1967, т. 12.

37. Леоненко И. Н., Русинович И. А., Чайкин С. И. Геология, гидрогеология и железные руды Курской магнитной аномалии, т. 3. М., 1969.

38. Лучицкий В. И. Воронежский кристаллический массив и район Курской магнитной аномалии.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. I. М., 1939.

39. Плаксенко Н. А. Общие черты структуры и стратиграфии докембрия КМА.— В кн.: Железные руды Курской магнитной аномалии. М., 1955.

40. Плаксенко Н. А. К стратиграфии докембрия Курской магнитной аномалии.— «Труды межвузовского совещания по геологии и полезным ископаемым ЦЧО». Воронеж, 1956.

41. Плаксенко Н. А. О некоторых закономерных особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия КМА.— «ДАН СССР», 1957, т. 112, № 3.

42. Плаксенко Н. А. К стратиграфии докембрия Курской магнитной аномалии.— «Труды научного совещания по геологии и полезным ископаемым ЦЧО». Воронеж, 1957.

43. Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Закономерности распределения элементов-примесей в породах кремнисто-железистой формации КМА и их генетическое значение.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 161, № 1.

44. Плаксенко Н. А. Кремнисто-железистые формации Курской магнитной аномалии и проблема происхождения докембрийских железистых кварцитов.— В кн: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965.

45. Плаксенко Н. А., Грибков Л. П., Тулупов В. А. К стратиграфии докембрия юга Воронежской области.— «Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Воронеж, 1966.

46. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966.

47. Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Распределение элементов-примесей на фациальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации Курской магнитной аномалии.— «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.

48. Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Шёголев И. Н., Селиванов Б. И. О необратимом изменении геохимических особенностей пород железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА.—«Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.

49. Плаксенко Н. А. Особенности палеогеографической обстановки формирования железисто-кремнистых осадков курской серии и вопросы теории докембрийского железорудного осадконакопления.— В кн.: Проблема образования железистых пород докембрия. Киев, 1969.

50. Плаксенко Н. А., Извеков Э. П., Щёголев И. Н. Древние метаконгломераты Курской магнитной аномалии (КМА).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 8.

51. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н. Докембрийские конгломераты района Новоялтинского месторождения Курской магнитной аномалии.— В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск, 1971.

52. Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щёголев И. Н. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии.— «Геология, генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Труды международного симпозиума. Киев, 1972.

53. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н., Чибряков А. А. Особенности строения разновозрастных железисто-кремнистых образований докембрия Курской магнитной аномалии, претерпевших метаморфизм гранулитовой фации.— В кн.: Геология и металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1973.

54. Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Элементы примесей — один из критериев генетической принадлежности железисто-кремнистых формаций. В кн.: Тезисы к совещанию по современным проблемам геологии. Воронеж, 1974.

55. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н. Главнейшие черты сходства в строении железисто-кремнистых образований раннего докембрия Курской магнитной аномалии (ВКМ) и Приазовского массива (УКЩ).— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974.

56. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н. Об особенностях строения железорудных образований раннего архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии.— «Тезисы к совещанию по современным проблемам геологии». Воронеж, 1974.

57. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н. Особенности строения литологических формаций докембрия Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.

58. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н., Ильяш В. В. Сравнение комплексов акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.

59. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н. Об основных критериях отличия и чертах сходства железорудных образований раннего архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976.

60. Полищук В. Д. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., 1964.

61. Полищук В. Д. Основные черты геологического строения и истории формирования докембрия КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Воронеж, 1964.

62. Полищук В. Д., Клагиш Б. Д., Голивкин Н. И., Полищук В. И. Основные черты металлоносности докембрия КМА.— В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965.

63. Полищук В. Д., Голивкин Н. И. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии, т. I. М., 1970.

64. Полищук В. Д., Полищук В. И. Пироксеновые гранулиты в докембрии КМА и некоторые вопросы его геологии.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М., 1970, вып. 6.

65. Разенкова Н. И., Коваль И. К., Самойлова Ю. С. О распределении и форме нахождения германия в докембрийских рудах КМА.— В кн.: Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М. 1969.

66. Русинович И. А. Геологическое строение северо-восточной полосы и генезис железных руд КМА.— «Сов. геология», 1948, № 28.

67. Чайкин С. И. Новые данные по геологии и структуре кристаллического фундамента Белгородского железорудного района.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР». Калуга, 1959. вып. 2.

68. Чайкин С. И. К стратиграфии Курской магнитной аномалии.— «Материалы по региональной стратиграфии СССР». М., 1963.

69. Чернышов Н. М., Египко О. И. Специфические особенности некоторых магматогенных и ультраматогенных формаций докембрия Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974.

70. Чернов В. М., Инина К. А. и др. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970.

71. Щёголев И. Н. Основные закономерности строения железисто-кремнисто-сланцевой формации северной части КМА.— «Труды Воронежск. ун-та». Воронеж, 1958, т. 66.

72. Щёголев И. Н. Железисто-кремнисто-сланцевая формация докембрия северной части КМА. Канд. дис. Воронеж, 1970.

73. Щёголев И. Н. Железисто-кремнистые образования докембрия Курско-Бесединского участка КМА.— В кн.: Геол. сборник. Воронеж, 1972.

74. Щёголев И. Н., Чибряков А. А., Сметанин А. И. О соотношении мощностей и степени развития литологических типов пород железисто-кремнисто-сланцевой формации докембрия Курской магнитной аномалии.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.

УДК 553.31.001:551.71/72

Н. И. ГОЛИВКИН

ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Как известно, основные промышленные месторождения железа приурочены к низам раннего протерозоя — к железисто-кремнистой (джеспилитовой) формации и реже к верхам архея и верхам раннего протерозоя.

Промышленных железорудных и других рудных месторождений в раннем архее не установлено и, вероятно, не будет установлено в связи с отсутствием в раннем архее (4,7—3,65 млрд. лет) осадочного и осадочно-метаморфогенного процессов осадконакопления, что связано с самим процессом эволюции Земли на этом этапе ее развития. Хотя Земля и Луна как звездные тела возникли одновременно 4,7—4,65 млрд. лет назад, формирование Земли, как геологического тела, при переходе ее из звездного состояния происходило значительно медленнее Луны. Если протокора Луны была сформирована в период 4,7—4,65 млрд. лет [16], то протокора Земли сформировалась в период 4,7—3,65 млрд. лет. Длительность формирования протокоры связана с тем, что Земля в силу своих размеров в начальные этапы была окружена мощной атмосферой, которая защищала ее от быстрого остывания и влияла на формирование протокоры. На Луне из-за ее небольших размеров атмосфера не удерживалась, что привело к быстрому остыванию ее поверхности и образованию недифференцированной коры.

Медленное остывание Земли сопровождалось дифференциацией ее протовещества и формированием протокоры. В результате дифференциации легкие фракции поднимались к поверхности и давали начало кислым и средним плагиопородам, плагиогнейсам; более тяжелые (основные) опускались вниз, при этом также выделялись огромные массы газообразных соединений.

Под влиянием высокой температуры (свыше 100°) на поверхности Земли и высокого давления атмосферы (200—500 атм) протопороды, слагающие протокору Земли, даже на поверхности или вблизи нее хорошо раскристаллизовывались. Это наблюдается при изучении архейских ядер в пределах Русской, Сибирской, Канадской, Австралийской и Африканской платформ.

Кислыми дифференциатами протовещества Земли на КМА являются глубокометаморфизованные плагиогнейсы и плагиогранито-гнейсы обоянской серии [3]; на Украине к ним относятся плагиогнейсы днепровской серии, в западной Гренландии — полевошпатовые гнейсы серии амитсок. Такого же мнения придерживается К. Р. Менерт [7], считающий, что на самой ранней стадии древнейшая кора Земли обладала, по-видимому, кислым до среднего составом. Этим кислым составом протокора Земли отличается от протокоры Луны, имеющей основной состав благодаря быстрому остыванию.

Большинство рудных элементов, особенно халькофидных, при такой медленной дифференциации протовещества Земли попало в тяжелую фракцию и в силу своих геохимических особенностей вошло в состав темноцветных минералов или обособилось в самостоятельные минералы, рассеянные в общей массе тяжелой фракции. Легкая фракция при этом обеднялась халькофильными элементами. Поэтому плагиопороды, слагающие архейские ядра, относительно бедны рудными минералами, в частности железом.

С остыванием Земли скорость ее движения увеличивалась, непрочная протокора под воздействием внутренних (центробежных) и внешних (приливных волн от воздействия Луны) сил раскалывалась. По расколам происходило излияние более тяжелых дифференциатов протовещества Земли (основной магмы типа базальтов) и выбросы туфогенного материала, т. е. на поверхности происходило формирование туфогенно-эффузивных толщ, а по расколам формировались основные интрузии типа габбро, реже — ультраосновные. Они в настоящее время представлены различными зеленокаменными породами — амфиболитами, габбро-амфиболитами и серпентинитами. Эти породы по сравнению с плагиопородами протокоры более чем в 3—4 раза обогащены халькофильными элементами, в частности железом, которое входит в состав не только основных породообразующих минералов — амфиболов, пироксенов, слюд, хлоритов и других, но и рудных — ильменита, магнетита, гематита, пирита, халькопирита. Одновременно происходило выделение большого количества различных газов: CO_2, NH_3, NH_4, H_2, H_2O, SO_3, HCl и др.

В периоды относительного покоя или стабилизации того или иного региона после интрузивно-эффузивной деятельности, особенно в конце периода формирования протокоры, кислые дифференциаты и туфогенно-эффузивные толщи под воздействием вначале горячей атмосферы (температура поверхности Земли выше 100°), а позже при некотором остывании (температура ниже 100°) под воздействием водных осадков, насыщенных различными газами, подвергались своеобразному химическому «парниковому» разложению — выветриванию. В результате на поверхности протокоры Земли под покровом мощной атмосферы и при отсутствии водных бассейнов началась гипергенная дифференциация минералов и элементов, т. е. происходило формирование протокор выветривания. Последние с появлением водных бассейнов в позднем архее (3,5—2,65 млрд. лет) и особенно в раннем протерозое (2,65—2,1 млрд. лет) были одним из основных источников формирования осадочных толщ и стратиморфных осадочных рудных месторождений. Возраст древнейших осадочных комплексов, известных в настоящее время, оценивается в 3,5 млрд. лет [9, 10, 14].

Первые признаки осадконакопления пород в водных бассейнах установлены на КМА для михайловской серии и на Украине для конкско-верховцевской серии, где выявлены полосчатые параамфиболиты с карбонатом и ильменитом, хлорит-биотит-амфиболовые, хлорит-биотитовые, кварц-альбит-биотитовые, двуслюдяные сланцы, слюдяные кварциты и кварцевые песчаники, полевошпат-кварцевые песчаники, малорудные и рудные железистые кварциты. Изредка встречаются корунд-слюдяные сланцы с рутилом и углистым веществом (КМА), которые свидетельствуют о перемыве зрелых кор выветривания латеритного типа, формировавшихся в позднеархейское время, и о появлении органической жизни. Коренные коры выветривания докурского возраста установлены на плагиогранитах Коробковского, Тимского, Чернянского, Игнатеевского, Яковлевского и Висловского участков и на амфиболитах Лебединского, Долгополянского, Чернянского участков КМА. Радиогенный возраст этих плагиогранитов 2,75 млрд. лет [13]. Аналогичные коры выветривания — докриворожские — выявлены на амфиболитах и сансаганских плагиогранитах в Криворожско-Кременчугской зоне.

В процессе формирования кор выветривания по метабазитам и плагиопородам высвобождалось огромное количество железа, кремнезема и других компонентов, которые не переносились, а оставались на

месте из-за ограниченного развития в позднем архее водных бассейнов.

В раннепротерозойское время (2,65—2,2 млрд. лет) в связи с дальнейшим процессом остывания поверхности Земли, повлекшим за собой изменение состава атмосферы и поверхностных вод, огромные массы продуктов коры выветривания, свободного железа и кремнезема начали поступать в формировавшиеся раннепротерозойские бассейны, в пределах которых в результате гравитационной и геохимической дифференциации происходило разделение продуктов кор выветривания. Они дали начало кластогенно-терригенным (песчаникам, сланцам) и хемогенным осадкам осадочных железисто-кремнистых формаций, то есть основной массе полосчатых железистых кварцитов курской и криворожской серий Русской платформы, итабиритов Бразилии, таконитов Северной Америки, железистых кварцитов Австралии.

В составе формаций этого типа полосчатые железистые кварциты образуют устойчивые по составу пласты мощностью от десятков метров до первых сотен метров (до 600 м) и протяженностью от десятков до сотен километров. Они обычно непосредственно ассоциируют с черными или темно-серыми в различной степени углистыми сланцами, которые нередко обогащены пиритом и пирротином.

На формирование раннепротерозойских осадочных железисто-кремнистых формаций за счет переотложения продуктов кор выветривания указывает мономиктовый, чаще всего кварцевый состав песчаников, однообразный состав сланцев и относительно простой состав железистых кварцитов, где главными компонентами являются железо и кремнезем, а также набор микрокомпонентов [8].

Формирование залежей железистых кварцитов за счет железа, поступавшего в бассейны в результате раннепротерозойского вулканизма, который до этого периода имел ограниченное развитие, и фумарольных процессов по сравнению с железом, поступавшим в процессе выветривания, на наш взгляд, было ограниченным. Однако некоторые исследователи [12, 4] этим источникам железа отводят основную роль. В тех районах, где накопление железа происходило в основном за счет указанных источников, выявлена тесная связь вулканогенно-осадочных пород с железистыми кварцитами. Последние обычно образуют маломощные (от первых метров до первых десятков метров) невыдержанные линзообразные пласты протяженностью от первых сотен метров до первых десятков километров. Такая связь раннепротерозойских железисто-кремнистых формаций с зеленокаменными породами установлена в гимольской серии Карелии [15], на Курско-Бесединском и Шаталовско-Репьевском участках КМА, с различными вулканическими породами (алгоманский тип железистых формаций) — на Канадском и Австралийском щитах [5].

Не исключено, что железо на землю поступает с космического пространства, но участие его в формировании толщ железистых кварцитов значительно меньше, чем это предполагает М. И. Калганов [6].

Коры выветривания конца раннего протерозоя (2,2—2,1 млрд. лет), образовавшиеся на железисто-кремнистых формациях курской [2] и криворожской серий, служили источником мобилизации железа для формирования небольших залежей кластогенных и кластогенно-хемогенных гематитовых и силикатно-кварц-гематитовых железных руд, кластогенно-хемогенных гематит-магнетитовых, магнетитовых и силикатно-сидеритовых железистых кварцитов. Такие залежи установлены в составе оскольской серии в Белгородском районе КМА и ингуло-ингулецкой серии в Криворожском районе Украины.

В заключение отметим, что первоначальная мобилизация рудного

вещества (железа) связана с дифференциацией протовещества Земли и возникновением основной магмы. Если формирование туфогенно-эффузивных толщ происходило на суше без участия свободной воды, железо и другие элементы при кристаллизации входили в состав породообразующих минералов и реже давали самостоятельные рудные минералы, рассеянные в общей массе породы, не образуя стратиформных залежей. Если же туфогенно-эффузивные толщи формировались в водных бассейнах, то часть железа и других элементов отделялась от основной массы породы и давала в позднем архее-протерозое начало относительно небольшим стратиформным залежам полосчатых железистых кварцитов, а в палеозое — пластам яшм и кварцито-яшм.

Период «парникового» химического выветривания способствовал накоплению в корах выветривания железа и других компонентов, которые с появлением водных бассейнов в позднем архее и раннем протерозое и дали начало крупнейшим стратиморфным месторождениям полосчатых железистых кварцитов.

Отсутствие после раннего протерозоя среди осадочных толщ огромных скоплений железа в виде полосчатых железистых кварцитов можно объяснить не только тем, что больше не возникали такие благоприятные условия для широкого развития кор выветривания, но и тем, что необратимо в раннем протерозое изменился состав атмосферы и гидросферы, возникла органическая жизнь [1, 11], которые существенно повлияли на геохимические процессы, миграцию и перераспределение рудных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., 1959.
2. Воскресенская М. Н. Древнейшие поверхности и коры выветривания в докембрийских породах КМА.— «Сов. геология», 1968, № 9.
3. Голивкин Н. И., Романщак А. К. Новые данные по геологии докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА Русской платформы.— «Материалы по геологии полезных ископ. Центр. районов Европ. части СССР». М., 1970, вып. 6.
4. Гусельников В. Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., 1972.
5. Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, 1972.
6. Калганов М. И., Коссовский М. А. Великий дар природы. М., 1968.
7. Менерт К. Р. Петрология докембрийского комплекса фундамента.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.
8. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966.
9. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, кн. 1. М., 1975.
10. Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский эндогенез.— Там же.
11. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.
12. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., 1963.
13. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., 1966.
14. Тугаринов А. И. Геохронология и этапы развития Земли.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, кн. 1. М., 1975.
15. Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966.
16. Lowman Paul D. I. R. The Geologic evolution of the moon.— «The of Geology». Chicago, 1972, vol. 80, № 2.

УДК 552.124.3:551.71/72:551.8

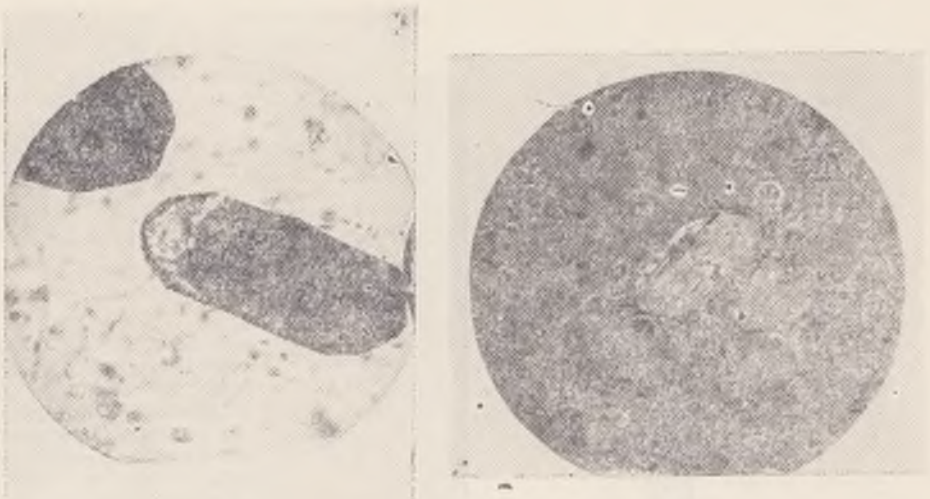
В. В. ИЛЬЯШ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ КМА

Кристаллический фундамент Курской магнитной аномалии сложен разнообразными метаморфическими породами, значительная часть которых представлена парапородами — метаморфизованными аналогами осадочных образований. С учетом основных закономерностей литологической эволюции земной коры [8, 9] представляется возможным применить различные методы литологических исследований фанерозоя и для изучения более древних эпох в истории земной коры. В докембрии КМА выделено [5] несколько крупных этапов осадкообразования: раннеархейский (обоянская серия), позднеархейский (михайловская серия), раннепротерозойский (курская серия) и среднепротерозойский (оскольская серия). Границы между ними устанавливаются по ряду таких признаков, как наличие структурных несогласий, кор выветривания, базальных горизонтов, различных особенностей вещества (как отражение своеобразия осадконакопления этих этапов), степень метаморфических преобразований и т. д. Как показал наш опыт [3—5, 6] по КМА и опыт других исследователей различных докембрийских провинций [1, 2, 10], успешным является применение результатов изучения акцессорных минералов метаморфизованных терригенно-осадочных пород для различных стратиграфических сопоставлений, при расчленении и корреляции докембрийских разрезов. В настоящей статье дается сравнительная характеристика комплексов этих минералов для всех крупных стратиграфических подразделений докембрия КМА.

Акцессорные минеральные компоненты метаморфизованных терригенно- и вулканогенно-осадочных пород исследуемого района принадлежат различным генерациям: реликтовые (терригенные), диагенетические и эпигенетические, метаморфогенные. Четкую границу между конечными этапами литогенеза и начальными стадиями метаморфизма установить трудно, поэтому минералы метаморфических пород мы подразделяем на две генетические группы: 1) аллотигенные, куда входят все терригенные, и 2) аутигенные, образовавшиеся в осадочной породе in sity, начиная с раннего диагенеза и кончая ультраметаморфическими ее преобразованиями. Признаки, по которым производится разделение этих групп, разнообразны [6], многие из них сохраняются даже и в более древних, значительно измененных породах (рис. 1).

Комплексы акцессорных минералов пород, вмещающих разновозрастные железисто-кремнистые формации докембрия, обладают отчетливо выраженными специфическими признаками, позволяющими довольно уверенно различать их между собой. Они носят характер как качественных, так и количественных. К первым относятся парагенетические ассоциации акцессорных минералов и их типоморфные особенности, ко вторым — статистические характеристики: частота встречаемости минералов, средние их концентрации, корреляционные соотношения содержания сквозных минералов, характер распределения (дисперсия) в породах отдельных минералов. Анализ изучения разреза докембрия КМА показал, что наиболее сходными по внешним



а *б*

Рис. 1. Минералы из гнейсов обоянской серии с явными признаками кластогенной природы: *а* — залечивание обломанного зерна циркона более поздним (аутигенным) цирконом. Протолочка. Проходящий свет. Николи ||. Ув. 100. Устарьский участок, скв. 5832, гл. 555 м; *б* — зерно терригенного апатита со следами транспортировки (абразионными штришками). Протолочка. Проходящий свет. Николи ||. Ув. 100. Устарьский участок. Скв. 5832, гл. 555 м

признакам, структурам и текстурам, вещественному составу являются гнейсы обоянской и михайловской серий; метапесчаники михайловской и нижней свиты курской серии; филлитовидные сланцы нижней, средней, верхней свит курской и оскольской серий. Поэтому ниже дается сравнение комплексов акцессорных минералов с выделением наиболее характерных и специфических их черт для разновозрастных, но однотипных пород докембрия.

Гнейсы обоянской и михайловской серий метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой стадий. По составу и текстурно-структурным признакам они на первый взгляд сходны. Однако гнейсы михайловской серии более мелкозернистые. Это подтверждается сравнительным гранулометрическим анализом кластогенных цирконов из гнейсов обеих серий (рис. 2). На гистограмме распределения цирконов по классам размерности видно, что доля более мелких цирконов (класс $<0{,}071$ мм) почти на 10% больше в гнейсах обоянской серии, чем в аналогичных толщах михайловской. Соответственно доля крупных цирконов из класса $>0{,}1$ мм в древнейших образованиях на 90% больше, чем в более молодых. Таким образом, среди гнейсов обоянской серии чаще встречаются разности, первичный осадок которых имел более грубозернистую кластогенную примесь.

При анализе выхода тяжелой фракции из гнейсов сравниваемых формаций (рис. 3) хорошо видно, что наибольший выход получается из существенно амфиболовых и гранатовых разностей гнейсов, наименьший — из существенно биотитовых. Однако сравнение выхода тяжелой фракции в обеих сериях показало, что он заметно больше для обоянской серии, в среднем на 30% — для существенно биотитовых, на

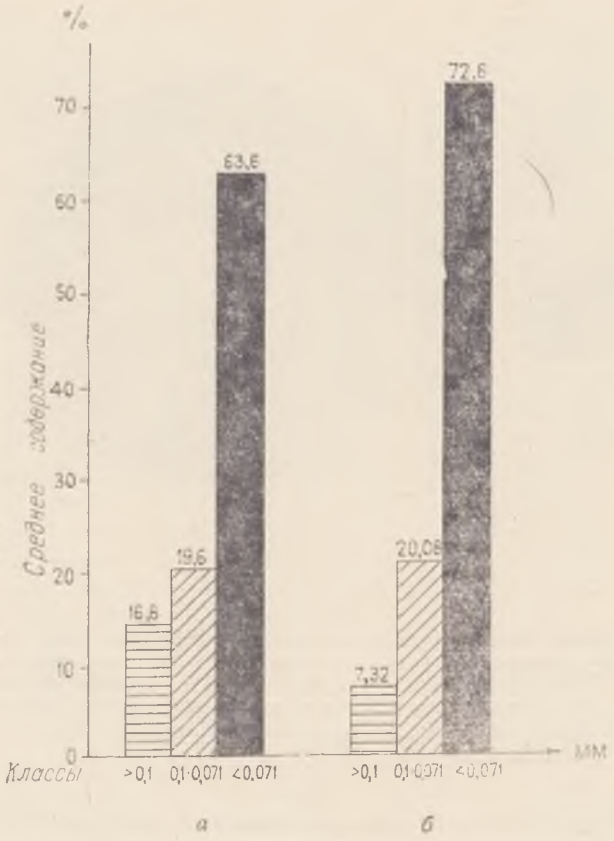


Рис. 2. Гистограммы распределения среднего содержания (%) кластогенных цирконов по классам размерности (>0,1 мм; 0,1—0,071 мм; <0,071 мм) в гнейсах обоянской (*а*) и михайловской (*б*) серий

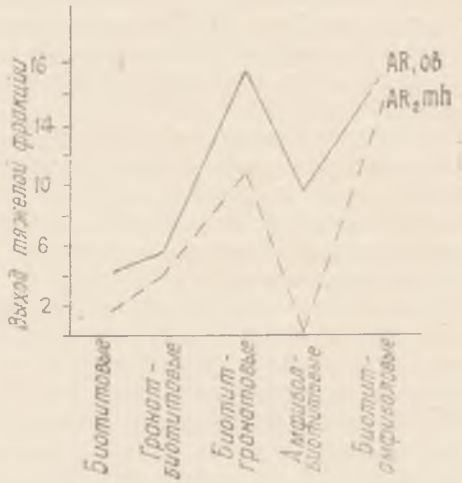


Рис. 3. Графики среднего выхода тяжелых фракций в различных типах гнейсов обоянской (AR_1ob) и михайловской (AR_2mh) серий

60% — для гранатовых и на 80—90% — для амфиболовых гнейсов. По-видимому, в этом также находит отражение своеобразие условий формирования первичного их осадка.

При сопоставлении комплексов акцессорных минералов устанавливается различие прежде всего в их составе. Для гнейсов обоянской серии довольно обычен кластогенный монацит, частота встречаемости которого в зависимости от типа гнейсов составляет до 50% (см. рис. 4).

Что же касается гнейсов михайловской серии, то здесь монацит не обнаружен. Гнейсы обоянской серии характеризуются отсутствием турмалина, в то время как этот минерал широко распространен в михайловской серии (от 50 до 75%). Сфен практически отсутствует в более древних породах (иногда фиксируется от ед. знаков до 35 г/т), а в амфиболсодержащих гнейсах михайловской серии он встречается в ассоциации с эпидотом. Среднее содержание его здесь составляет 960 г/т. Ильменит и хромит обнаружены в небольших концентрациях лишь в гнейсах михайловской серии.

Весьма существенные различия отмечаются при сравнении количественных характеристик распределения акцессорных минералов. Прежде всего необходимо отметить, что обоянские гнейсы по сравнению с михайловскими характеризуются значительно более высоким средним содержанием апатита — 2451 г/т в амфиболсодержащих и 2846 г/т в биотитовых гнейсах. Содержание апатита часто достигает 6000 г/т. Среднее содержание этого минерала в аналогичных породах михайловской серии меньше на целый порядок — 334 и 243,7 г/т, наиболее обычное содержание в породах — 100—200 г/т. Частота встречаемости апатита во всех типах гнейсов обеих серий (кроме высокоглиноземистых) составляет 100%.

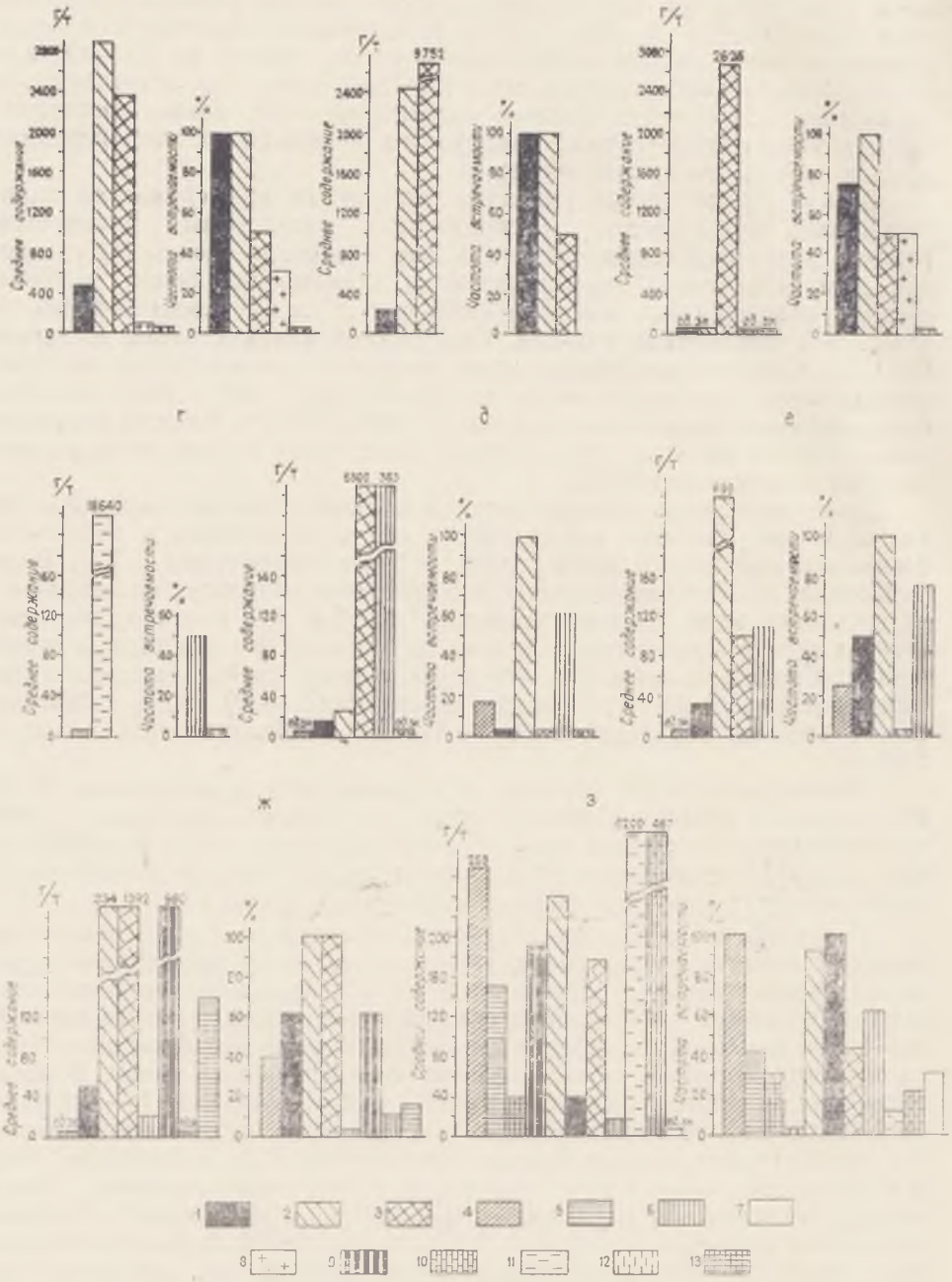
Довольно четкие отличия имеются в количественных характеристиках цирконов. Частота встречаемости его в биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах составляет 100%, в биотит-гранатовых — 75%. В михайловских биотит-амфиболовых и биотитовых разностях он встречается несколько реже (соответственно 60 и 50%), а в биотит-гранатовых гнейсах циркон отмечается в единичных случаях при ничтожном содержании. Среднее содержание его в биотитовых гнейсах михайловской серии составляет 29 г/т, в биотит-амфиболовых — 50 г/т, а в биотитовых разностях обоянской серии — 458 г/г, в биотит-амфиболовых — 220 г/т.

Некоторые отличия имеются и в распределении магнетита. В общем случае в гнейсах обоянской серии его больше. Здесь даже в биотит-гранатовых разностях его среднее содержание составляет 2695 г/т при частоте встречаемости 50%, в аналогичных породах михайловской серии магнетит отмечается лишь в единичных случаях.

Типоморфные особенности сквозных минералов существенно дополняют характеристику сравниваемых комплексов акцессорных минералов. Здесь следует остановиться на отличительных особенностях циркона и апатита — наиболее широко распространенных минералов гнейсов обеих формаций. Наиболее характерным отличием цирконов обоянской и михайловской серий является соотношение их типов. В обеих формациях имеются две разновидности этого минерала: 1 — нормальные, характеризующиеся обычными оптическими свойствами (высокими показателями преломления и двупреломления) и имеющие нормальную кристаллическую решетку; 2 — малаконизированные, значительно разложенные циртолиты с нарушенной кристаллической решеткой. Если цирконовая фракция гнейсов обоянской серии практически полностью сложена циртолитами, то доля нормальных цирконов в соответствующих породах михайловской серии в среднем возрастает уже до 40—60%. Другим отличительным признаком типоморфизма цирконов является несколько более изометричный облик их в михайловской серии (см. рис. 5).

Апатит в гнейсах михайловской серии нередко представлен плеохроирующими разностями, не отмеченными в обоянской серии.

Метапесчаники михайловской и нижней свиты курской серий. Эти породы представляют собой образования сущест-



венно кварцевые с небольшой примесью полевых шпатов в курской серии, полевошпат-кварцевые — в михайловской, имеют гранобластовую и реже бластопсаммитовую структуру. Внешнее сходство и сближенность в разрезе послужили причиной для отождествления метапесчаников михайловской серии с аналогичными толщами базальных горизонтов нижней свиты курской серии. Однако указанные образования располагаются на различных стратиграфических уровнях, что подтвер-

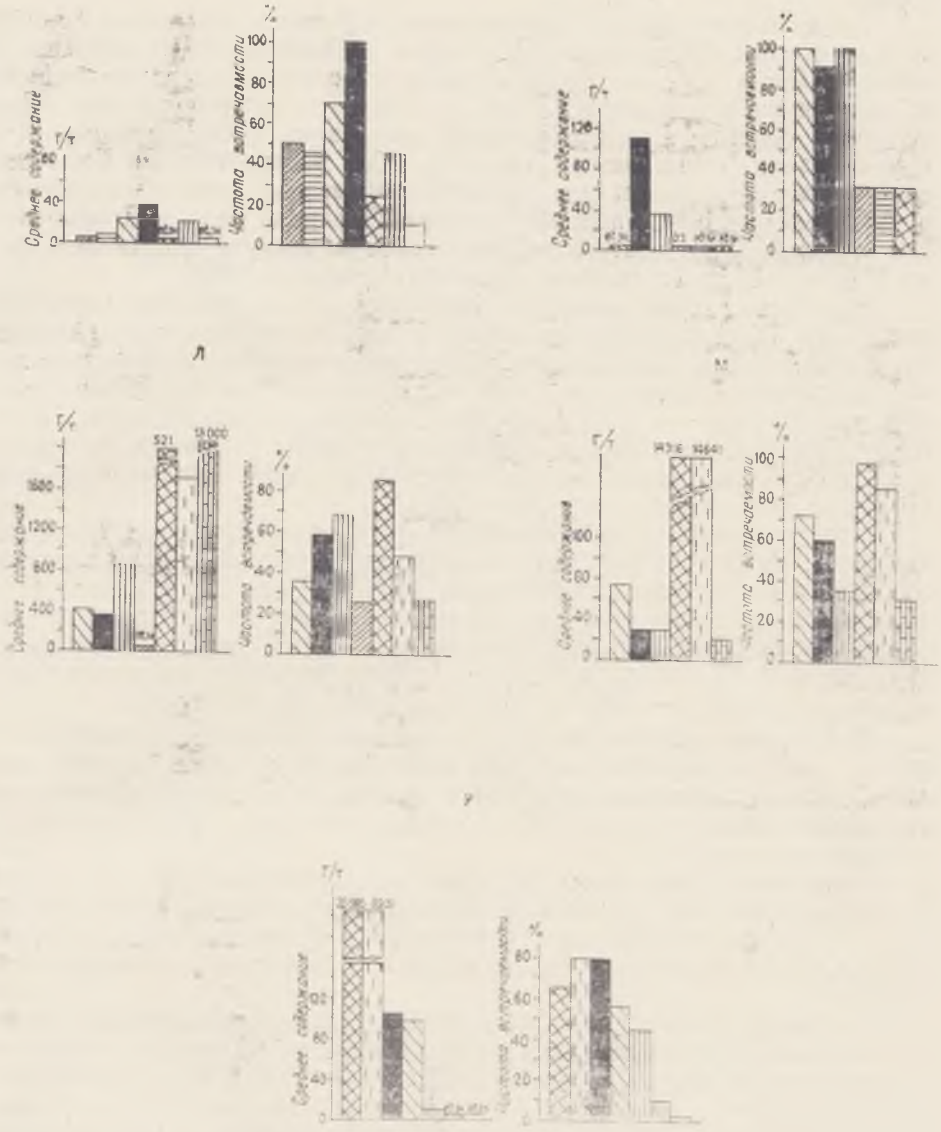


Рис. 4. Гистограммы среднего содержания и частоты встречаемости основных акцессорных минералов: *а* — в амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах обоянской серии; *б* — в биотитовых гнейсах обоянской серии; *в* — в гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах обоянской серии; *г* — в высокоглиноземистых гнейсах михайловской серии; *д* — в гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах михайловской серии; *е* — в биотитовых гнейсах михайловской серии; *ж* — в амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах михайловской серии; *з* — в метапесчаниках михайловской серии; *и* — в метапесчаниках нижней свиты курской серии; *к* — в сланцах нижней свиты курской серии; *л* — в сланцах верхней свиты курской серии; *м* — в сланцах оскольской серии; *н* — в метапесчаниках оскольской серии. Условные обозначения: *1* — циркон; *2* — апатит; *3* — магнетит; *4* — ильменит; *5* — рутил; *6* — турмалин; *7* — лейкоксен; *8* — монацит; *9* — сфен; *10* — ставролит; *11* — дистен; *12* — железная слюдка; *13* — хромит

ждается установленными различиями в ассоциациях акцессорных минералов.

По видовому составу акцессорные минералы псаммитов в обеих сериях близки. Исключением являются хромшпинелиды, которые не обнаружены в породах курской серии и довольно часто встречаются в песчаниках михайловской. Что же касается количественных характеристик, типоморфных особенностей минералов, особенно циркона, то отличия здесь очень резкие (рис. 4). Для метапесчаников михайловской серии «руководящими» являются минералы титана — ильменит, рутил, сфен (особенно первый) и хромшпинелиды. Если в метапесчаниках курской серии частота встречаемости ильменита составляет только 50%, то в более древних аналогичных толщах — 100%.

Еще более резкие различия наблюдаются в содержании указанных минералов. Концентрация ильменита в курских песчаниках ничтожна; чаще этот минерал представлен единичными зернами, и лишь несколько повышенное содержание зафиксировано на участке Яцено (скв. 3210, гл. 185,5 м) — 6,7 г/т, а среднее значение составляет всего 1,5 г/т. В михайловских песчаниках сравнительно много ильменита, в отдельных пробах содержание его достигает 30% веса тяжелой фракции (1050 г/т), а в среднем составляет 263 г/т.

В метапесчаниках михайловской серии широко распространен также рутил, однако он уступает ильмениту и по содержанию (в среднем 151 г/т), и по частоте встречаемости (40%). Рутил отмечается как в ассоциации с ильменитом, так и самостоятельно. В последнем случае содержание рутила достигает максимума — 31,2% веса тяжелой фракции (550 г/т). В отдельных случаях в михайловских метапесчаниках зафиксирован сфен — 12% веса тяжелой фракции (190 г/т).

Подобными различиями количественных показателей обладает и другой распространенный минерал метапесчаников обеих серий — апатит. Среднее содержание его в более древних толщах составляет 241 г/т при частоте встречаемости 90%, а в более молодых — 23 г/т при частоте встречаемости 70%.

Аналогичная картина характерна и для акцессорного магнетита. В метапесчаниках михайловской серии среднее содержание его составляет 177 г/т при частоте встречаемости 40%. В курской серии этот минерал представлен единичными зернами при частоте встречаемости всего 15%.

Количественные показатели циркона для метапесчаников обеих серий близки (рис. 5). Имеется несколько более высокое среднее содержание его в курской серии — 37,7 г/т против 31,6 г/т в михайловской. Указанный минерал в обеих сериях представлен широко и встречается постоянно. Существенные различия заключаются в том, что цирконы обеих серий представлены различными типами: в нижней свите курской серии их четыре, в михайловской лишь два. Выделенные типы цирконов хорошо коррелируются в различных породах в пределах одной и той же серии, поэтому вопрос о стратиграфической принадлежности метапесчаников может быть решен однозначно.

Своеобразие акцессорных минералов метапесчаников михайловской серии заключается в том, что в их состав входят хромшпинелиды (хромпикотит, реже шпинель), частота встречаемости которых составляет 30%. Однако содержание их незначительное, чаще эти минералы представлены единичными зернами, но в отдельных пробах (участок Косиновский, скв. 2777, гл. 420—426 м) концентрация хромпикотита достигает 104 г/т.

Следует отметить и тот факт, что в метапесчаниках михайловской серии значительно чаще встречаются дистен и ставролит, содержание

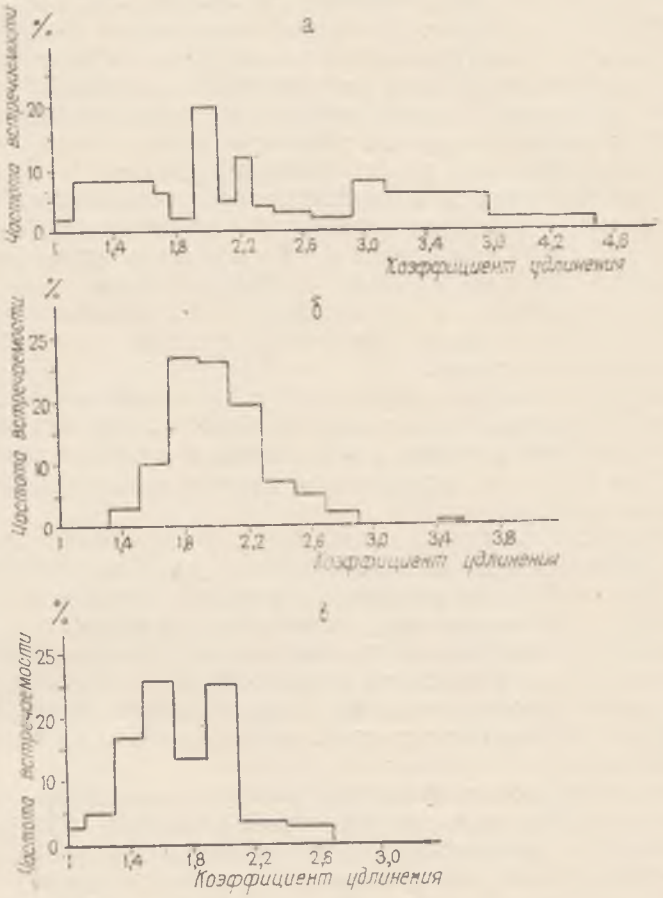


Рис. 5. Гистограмма средней частоты встречаемости цирконов с различными коэффициентами удлинения: *а* — в гнейсах обоянской серии; *б* — в гнейсах михайловской серии; *в* — в сланцах нижней свиты курской серии

которых в отдельных пробах бывает очень значительным — 12430 и 1460 г/т соответственно.

Сланцы курской серии (нижняя, средняя и верхняя свиты) занимают значительный объем ее разрезов. По внешнему облику, текстурам и структурам, составу породообразующих минералов эти породы схожи на различных стратиграфических уровнях, и в их более или менее однородных толщах трудно выделить маркирующие горизонты. Отнесение их к той или иной стратиграфической единице визуально затруднено, особенно в тех случаях, когда скважины вскрывают центральные части мощных сланцевых толщ (например, на участках Яцено, Остапово). Значительную помощь в стратиграфической привязке их оказывает метод корреляции разрезов по акцессорным минералам.

Как показали наши исследования, акцессорные минералы разновозрастных сланцев характеризуются определенными ассоциациями и

типоморфизмом. Для сланцев нижней курской свиты характерны такие аллотигенные минералы, как циркон, апатит, ильменит, рутил, турмалин, магнетит, криоконит. В сланцах имеются те же разновидности цирконов, что и в более грубозернистых породах свиты,— четыре их типа, различающихся по степени метамиктного разложения и по другим физическим свойствам. Иногда кроме обычного бесцветного апатита встречаются и плеохроичные его разности. Низким содержанием отличаются апатит, ильменит, рутил, лейкоксен, магнетит. Имеются лишь небольшие расхождения в количественном соотношении минералов. Наиболее заметной является разница в содержании циркона в метапесчаниках (37,7 г/т) и сланцах (112 г/т), но в первых имеется несколько больше апатита (см. рис. 4). Возможно, эти различия носят не случайный характер, а обусловлены относительно большей концентрацией в глубоководной зоне бассейна седиментации более устойчивого минерала — циркона.

Внутрирудные сланцы средней свиты характеризуются практически отсутствием акцессорных минералов, особенно кластогенных. Среди последних в единичных случаях и в единичных зернах отмечается лишь ильменит. Это является характерным признаком изученных разрезов внутрирудных сланцев.

Отсутствие кластогенных акцессорных минералов в сланцах средней свиты, по-видимому, свидетельствует о пространственной и временной связи их с наиболее глубоководными образованиями курской серии — железистыми кварцитами, лишенными в своем составе кластогенной примеси. Образование железистых кварцитов и внутрирудных сланцев происходило в условиях интенсивного химического выветривания при низком гипсометрическом уровне областей сноса. Именно при таких условиях может отсутствовать значительное накопление кластогенных осадков.

Верхняя свита почти полностью сложена сланцами, накопление которых происходило в период некоторой регрессии курского бассейна седиментации при понижении базиса эрозии и усилении эрозионных процессов. Все это сказывалось на составе и особенностях комплекса акцессорных минералов свиты. Из сравнения внутрирудных и перекрывающих сланцев видно, что в последних снова появляются кластогенные акцессорных минералы, представленные цирконом, ильменитом, турмалином. Однако при сравнении акцессорных комплексов верхней и нижней свит обнаруживаются явные различия. Основными из них можно считать следующие:

1. Появление в сланцах верхней свиты относительно повышенного содержания магнетита и железной слюдки (см. рис. 4). Возможно, что какая-то часть этих минералов является терригенной и образовалась при частичном размыве железистых кварцитов.

2. Наличие в перекрывающих сланцах лишь одного типа циркона — нормального.

3. Апатит в сланцах верхней свиты исключительно аутигенный (по крайней мере в пределах изученных участков).

4. Содержание и частота встречаемости кластогенного циркона заметно меньше в верхней свите по сравнению со сланцами нижней (см. рис. 4).

Анализ распределения акцессорных минералов в сланцах нижней и верхней свит свидетельствует об относительно большой роли кластогенной примеси в первой. Источником сноса для образования последней служили преимущественно выветрелые породы, обогащенные минералами железа и алюминия, на что указывает также и наличие в разрезе верхней свиты ставролитовых сланцев (участок Яцено).

Оскольская серия нижней части разреза представлена метапсаммитами и сланцами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев аналогично породам курской серии, с которыми по текстуре и структуре, а нередко и по вещественному составу бывают сходны. Сравнение же комплексов акцессорных минералов показало значительные различия между ними. Так как накопление отложений оскольской серии происходило в основном за счет размыва пород курской серии, то естественно, что петрографический состав пород областей сноса находит отражение и в особенностях акцессорных минералов метапесчаников и сланцев перекрывающей толщи. Основные из них:

1. Все породы серии, в том числе метапесчаники и сланцы, значительно обогащены железорудными минералами — магнетитом, железной слюдкой.

2. В составе акцессорных минералов довольно часто отмечаются терригенный циркон и апатит (50—70%).

3. Особенности характера поверхности апатита и циркона (наличие железистых «рубашек» на цирконах и корродированных форм апатита на всех уровнях разреза серии) свидетельствуют о глубоком выветривании пород областей сноса.

Сравнение ассоциаций акцессорных минералов оскольской серии и других стратиграфических подразделений докембрия КМА показывает, что здесь имеется некоторое сходство лишь с верхней свитой курской серии. Оно выражается в повышенной концентрации магнетита и железной слюдки в обеих толщах. Однако при сравнении их количественных характеристик обнаруживаются существенные различия (см. рис. 4): в оскольской серии эти минералы имеют более высокую частоту встречаемости и значительно более высокое содержание. В отличие от апатита верхней свиты курской серии в оскольской серии этот минерал терригенный и встречается, как правило, в виде зерен с корродированной поверхностью. Отличаются и цирконы этих толщ. Если в перекрывающих сланцах курской серии циркон представлен достаточно чистыми и прозрачными розовыми зернами, то в оскольской серии они всегда покрыты железистой «рубашкой» и в составе их имеются различно окрашенные разности.

Таким образом, сопоставив комплексы акцессорных минералов супракрустальных пород всех крупных стратиграфических подразделений докембрия КМА — обоянской, михайловской, курской и оскольской серий, можно сделать следующие выводы.

Метаморфизованные породы докембрия КМА от самых древних (обоянских) до наиболее молодых (оскольских) имеют в своем составе набор акцессорных минералов, в том числе и первично обломочных, достаточно представительный для использования их в целях корреляции и расчленения геологических разрезов.

Несмотря на некоторые отличия, главным образом количественные, между ассоциациями акцессорных минералов различных пород внутри серий метаморфизованных осадочных толщ, для каждой из них в целом можно выделить специфический комплекс их. Ниже дается обобщенная сравнительная характеристика этих комплексов.

Обоянская серия характеризуется:

1) малым набором аллотигенных акцессорных минералов (апатит, циркон, монацит, редко гранат);

2) почти постоянным присутствием в гнейсах терригенного монацита;

3) отсутствием как терригенного, так и аутигенного турмалина;

4) высоким содержанием апатита (до 6900 г/т);

5) высоким содержанием акцессорного магнетита, постепенно переходящего по разрезу в рудные магнетитовые гнейсы;

6) наличием двух разновидностей циркона, различающихся состоянием вещества: а) нормальный кристаллический с обычными физическими свойствами; б) сильно разложенный, резко доминирующий по содержанию;

7) преобладанием среди терригенных цирконов форм с коэффициентом удлинения более 2;

8) частой встречаемостью в терригенном апатите микровключений циркона;

9) отсутствием плеохроичного апатита;

10) отсутствием терригенных ильменита, рутила, лейкоксена.

Перечисленные признаки присущи только гнейсам обоянской серии КМА.

Михайловская серия в изученной части разреза, сложенной гнейсами, сланцами и метапесчаниками, отличается по набору акцессорных минералов как от более древней обоянской, так и от более молодой курской серии. Их ассоциации, отличающиеся количественными характеристиками отдельных минералов для различных типов пород, имеют следующие общие признаки, характерные в целом для серии:

1. Руководящими минералами являются ильменит, рутил, сфен, лейкоксен и хромшпинелиды, т. е. минералы титана и хрома.

2. Присутствие хромшпинелидов в составе акцессорных минералов отличает описанные породы михайловской серии от однотипных образований всей остальной части разреза докембрия КМА.

3. Цирконы во всех породах представлены двумя типами, различающимися состоянием вещества,— нормальными и сильно разложенными — с примерно равным соотношением между ними.

4. Апатита содержится меньше, чем в обоянской серии, и больше, чем в курской и оскольской.

Гнейсы михайловской серии от аналогичных пород обоянской серии отличаются следующим:

1. Наличием ильменита, рутила, хромита, лейкоксена, повышенным содержанием сфена.

2. Соотношением нормальных и малаконизированных цирконов.

3. Почти постоянным присутствием турмалина.

4. Значительно более низким содержанием апатита.

5. Присутствием плеохроичного апатита.

6. Более низким содержанием магнетита.

7. Отсутствием монацита.

8. Преобладанием более мелких по размерам цирконов.

9. Значительно более низкими выходами тяжелых фракций.

10. Более частой встречаемостью в составе гнейсов ставролита, дистена.

Метапесчаники михайловской серии от соответствующих пород нижней свиты курской серии отличают следующие признаки:

1. Относительно высокое содержание ильменита, рутила, сфена.

2. Наличие в составе хромшпинелидов.

3. Относительно высокое содержание апатита и магнетита.

4. Иные типы циркона.

5. Более частая встречаемость дистена и ставролита.

Курская серия характеризуется довольно широким набором акцессорных минералов, большинство из которых являются аллотигенными, чем значительно отличаются от обоянской серии. От пород михайловской серии отличается количественными характеристиками. Общими характерными признаками серии являются следующие:

1. Наличие в разрезах нижней свиты характерных четырех типов цирконов, различающихся по многим физическим свойствам, и одного типа в верхней.

2. Преобладание среди цирконов слабоудлиненных форм с коэффициентом удлинения $\leqslant 2$.

3. Наличие железной слюдки, содержание которой возрастает от низов серии к ее верхам.

4. Низкое содержание ильменита, рутила, сфена, апатита.

5. Обратное отношение содержания апатита к циркону (по сравнению с обоянской и михайловской сериями).

6. Высокое содержание в породах пирита, особенно в сланцах средней свиты, где этот минерал нередко является породообразующим.

7. Отсутствие монацита, хромшпинелидов.

По комплексам акцессорных минералов достаточно надежно отличаются между собой сланцевые толщи отдельных частей разреза серии.

Нижняя свита по сравнению со средней и верхней отличается следующим:

1. Более широким набором аллотигенных минералов.

2. Наличием четырех типов циркона.

3. Отсутствием железной слюдки.

4. Малым содержанием магнетита.

Сланцы средней свиты характеризуются практически отсутствием акцессорных минералов. Из аллотигенных в единичных случаях встречается лишь ильменит.

Для верхней свиты характерно:

1. Наличие повышенного содержания железной слюдки и магнетита.

2. Присутствие лишь одного нормального типа циркона.

3. Наличие лишь аутигенного апатита, характеризующегося насыщенностью тонкодисперсных включений углистого вещества.

Оскольская серия характеризуется сходством особенностей акцессорных минералов для всех ее пород, которое заключается в следующем:

1. Высокое содержание терригенных магнетита и железной слюдки вплоть до образования кластогенных руд.

2. Наличие на всех цирконах, независимо от уровня разреза, железистых «рубашек».

3. Корродированностью зерен терригенного апатита.

Последние два признака мы рассматриваем как индикаторы глубокого выветривания, предшествовавшего накоплению толщ оскольской серии.

Сравнивая комплексы акцессорных минералов различных стратиграфических подразделений КМА, нельзя не отметить возрастной направленности в изменении как состава, так и содержания их. Эти изменения обусловлены, с одной стороны, общей тенденцией к уменьшению степени метаморфических преобразований в направлении к более молодым породам, что явилось причиной последовательного увеличения наименований реликтовых терригенных минералов в этом же направлении, с другой — в них отражается общая эволюция литогенеза, что выражается в тенденционном уменьшении валового содержания таких минералов, как апатит, циркон. Отсутствие в древних породах обоянской и михайловской серий высшего окисла железа (гематита), скорее всего, является следствием относительной бедности свободного кислорода в гидросфере и атмосфере в период их формирования. Об этом же свидетельствуют находки совершенно свежего терригенного пирита

в метапесчаниках михайловской серии. Особый интерес, на наш взгляд, имеет эволюция внутренней структуры циркона. При сравнении обоянской и курской серий мы уже отмечали закономерное увеличение доли малаконизированных цирконов от верхов разреза курской серии к ее базальным горизонтам и практически полное сложение цирконовых фракций обоянских гнейсов циртолитами [6]. Подмеченная закономерность подтвердилась и при исследовании цирконов михайловской серии. Доля малаконизированных цирконов здесь характеризуется средними величинами по сравнению с породами курской и обоянской серий (см. табл.).

Таблица

Относительное среднее содержание нормальных и малаконизированных цирконов в породах различных стратиграфических уровней докембрия КМА

Типы пород и их положение в разрезе	Содержание цирконов, %	
	нормальных	малаконизированных
Гнейсы обоянской серии (ранний архей)		100
Михайловская серия:		
1) гнейсы	40	60
2) метапесчаники	45	55
Курская серия:		
1) конгломераты базальных горизонтов (Игнатеевский участок, скв. 2734а)	49	51
2) метапесчаники основания серии	56	44
3) сланцы нижней свиты	66	34
4) сланцы верхней свиты	100	—

ЛИТЕРАТУРА

1. Горощенко Г. Л. Обломочные акцессории в метаморфических породах как показатель их генезиса.— «Литология и осадочная геология докембрия». Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания 16—19 апреля 1973 г. М., 1973.

2. Зедгенизов А. Н. Морфогенетические типы цирконов кварцитов иенгрской серии Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М., 1966.

3. Ильяш В. В. Комплексы акцессорных минералов гнейсов, вмещающих архейские железорудные образования Курско-Бесединских аномалий КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974.

4. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н., Тулупов В. А. К вопросу о структуре Реутецкого месторождения.— В кн.: Геол. сборник. Воронеж, 1968.

5. Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щёголев И. Н. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии.— «Геология, генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира». Труды Международного симпозиума. Киев, 1972.

6. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н., Ильяш В. В. Сравнение комплексов акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя КМА.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.

7. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н., Ильяш В. В. Цирконы супракрустальных пород докембрия КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976.

8. Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.— «Геохимия», 1972, № 2.

9. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.

10. Шулешко И. К. Методика морфологического изучения акцессорного циркона метаморфических пород.— «Литология и осадочная геология докембрия». Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания 16—19 апреля 1973 г. М., 1973.

11. Шулешко И. К., Савельев А. А. Устойчивость акцессорных минералов при прогрессивном региональном метаморфизме.— В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., 1974.

УДК 551.311.231:551.71/.72(470.32)

Б. М. ПЕТРОВ,
Н. Д. КОНОНОВ

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ДОКУРСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТЫ ИХ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ В ОСНОВАНИИ ПРОТЕРОЗОЯ НА ТЕРРИТОРИИ КМА

Ранний докембрий КМА представлен метаморфизованными осадочными и вулканогенными, интрузивными и ультраметаморфическими образованиями, слагающими четыре структурных яруса: первый (нижний) ярус сложен гнейсами обоянской серии нижнего архея; второй (верхнеархейский) — амфиболитами, амфиболовыми сланцами, кварцевыми порфирами и в незначительной степени метаосадочными породами михайловской серии (интрузивные породы верхнего архея представлены базит-гипербазитами сергеевского и плагиогранитами салтыковского комплексов). Породы первого и второго структурных ярусов представляют собой фундамент, возраст которого не моложе 2750±100 млн. лет; на нем залегают образования курской серии раннего протерозоя. Начало курского осадконакопления датируется возрастом 2600 млн. лет [13]. Породы курской серии (метапесчаники, кварциты с линзами конгломератов, сланцы, железистые кварциты) и осколецкого комплекса (интрузии и жилы плагиогранитов, дайки основных пород) слагают третий структурный ярус, датируемый первой половиной раннего протерозоя. Четвертый структурный ярус сложен метапесчаниками с метаконгломератами в основании, сланцами, карбонатными и вулканогенными породами оскольской серии, глазуновской и курбакинской свит, габброидами, диоритами, гранодиоритами, иногда ультраосновными породами стойло-николаевского интрузивного комплекса. Этот ярус датируется второй половиной раннего протерозоя. Среднепротерозойская возрастная группа докембрийских образований КМА представлена только интрузивными породами: габбро-долеритами смородинского комплекса, метасоматическими гранодиоритами, граносиенитами, диоритами, сиенитами, интрузивными сиенитами, субщелочными гранитами и пегматитами атаманского комплекса.

В описываемом разрезе нижнего докембрия КМА выявлено несколько уровней, связанных с эпохами денудации, выветривания и корообразования. Они отмечаются по метаморфизованным реликтам кор выветривания и метаосадочным породам, являющимся продуктами сноса этих кор в бассейны осадконакопления [1—3, 7, 11, 12]. Наиболее изучены и особенно широко представлены в разрезе продукты докурского выветривания [9], которые знаменуют собою очень важную тектоническую перестройку на рубеже архея и протерозоя. Коры выветривания этой эпохи перекрывали, очевидно, всю территорию КМА. Их реликты мощностью до 20 м и более встречены во всех структурно-тек-

тонических зонах КМА и практически на всех участках, где вскрыт контакт курской серии с подстилающими образованиями. Они, в частности, выявлены на Чернянском, Александровском, Стойленском, Лебединском, Коробковском, Белгородском, Висловском, Яковлевском, Жигаевском и других участках. Докурские коры выветривания развиты на различных ранне- и позднеархейских метаморфических, ультраметаморфических и интрузивных породах разной основности — гнейсах, гранитоидах, мигматитах, амфиболитах, кварцевых порфирах и др. Коры метаморфизованы и отличаются от исходных пород текстурой, структурой, окраской, закономерным изменением минерального и химического состава снизу вверх по разрезу. Реликты кор дислоцированы совместно с исходными материнскими и перекрывающими породами, причем поверхность предкурского выравнивания обычно занимает крутое положение, согласное со складчатым синклинальным строением курской серии (см. рис.).

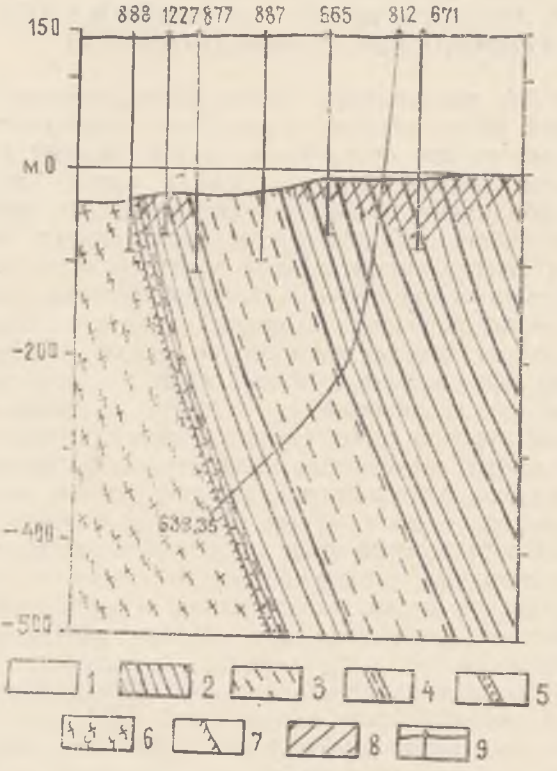


Рисунок. Положение докурских кор выветривания в разрезе раннего докембрия КМА. Чернянский участок, разрез по линии 1—400 (по материалам Новооскольской ГРП): *1* — фанерозой, отложения осадочного чехла; *2—5* — нижний протерозой, курская серия: *2—3* — железорудная свита: *2* — железистые кварциты; *3* — сланцы; *4—5* — сланцево-песчаниковая свита: *4* — сланцы, *5* — кварциты, метаконтлomераты, метагравелиты; *6* — архей, обоянская серия, мигматиты; *7* — метаморфизованная докурская кора выветривания; *8* — богатые железные руды додевонской коры выветривания; *9* — буровые скважины (на разрезе приведены их номера)

Макроскопически докурские коры выветривания представляют собою несколько осветленные кристаллические сланцы свилеватой, а при значительном развитии граната — узловатой текстуры. Минеральный состав кор в значительной мере зависит от состава субстрата, на котором они развиты. На лейкократовых разностях гнейсов, гранитоидов, мигматитов метакора представлена кварц-серицитовыми сланцами, в которых хлорит содержится в незначительном количестве. На меланократовых разностях пород кварц-серицитовые сланцы (если они сохранились от размыва) слагают лишь верхнюю часть профиля коры выветривания. Ниже расположена зона кварц-биотитовых и кварц-хло-

ритовых сланцев. На ортоамфиболитах (Александровский и Южно-Лебединский участки) кора имеет высокоглиноземистый состав и сложное зональное строение. Снизу вверх выделяются следующие зоны: дезинтегрированные амфиболиты с амфибол-биотит-хлоритовым цементом; ставролит-кварц-гранат-биотитовые сланцы с мусковитом; кварц-хлорит-ставролит-биотит-гранатовые сланцы с силлиманитом.

На лейкократовых мигматитах (Чернянский участок, скв. 812) в метаморфизованных корах выветривания выделяется несколько зон. Наиболее глубокие из вскрытых горизонтов разреза (гл. 634 м) сложены мигматитами с неясносланцеватой текстурой, что подчеркивается намечающейся параллельной ориентировкой чешуек биотита; отмечается дезинтеграция мигматитов. В составе мигматита полевые шпаты (альбит, олигоклаз, калишпаты) составляют около 55, кварц до 40, биотит до 5% объема. Плагиоклазы слегка серицитизированы, иногда в них отмечаются карбонаты. Выше по разрезу (гл. 628,5 м) полевые шпаты, как правило, серицитизированы, мигматит становится существенно слюдистым кварц-полевошпатовым. Еще выше (гл. 627,5 м) мигматит превращается в мусковит-кварцевый сланец, в котором кварц, мусковит и реликты полевых шпатов составляют соответственно 55, 30 и 15% его объема. Встречаются редкие листочки биотита. Наблюдается чередование полосочек зернистого кварца и полевых шпатов с полосочками мусковита. В самой верхней части сохранившейся коры выветривания (гл. 624 м) порода представляет собой кварц-мусковитовый сланец свилеватой текстуры [6]. Реликты полевых шпатов здесь редки, кварц двух генераций — в виде гнездообразных и червеобразных выделений. Снизу вверх по профилю коры выветривания несколько увеличивается содержание сфена, апатита, циркона; в верхней зоне коры сфен сильно лейкоксенизирован.

Минералогический и особенно химический состав докурских кор КМА и докриворожских кор Криворожья имеет большое сходство [5, 4]. На Чернянском участке вверх по разрезу коры выветривания увеличивается содержание глинозема, титана, калия, фосфора, увеличиваются и потери при прокаливании. В этом же направлении снижается содержание кремнезема, железа общего, марганца, натрия, несколько снижается содержание кальция и магния (см. табл.). На Александровском участке вверх по профилю коры выветривания увеличивается содержание глинозема, титана, окисного железа; резко снижается содержание кальция, магния, натрия; отмечается тенденция к накоплению калия и выносу марганца.

Приведенные примеры подтверждают, что хотя состав докурских кор выветривания зависит от состава субстрата, на котором они развиты, направленность поведения химических элементов на профиле выветривания однотипна при корообразовании и по основному, и по кислому субстрату (как на КМА, так и в Криворожье). Это сходство еще более подтверждают изменения в соотношении основных петрогенных окислов метаморфизованных кор выветривания (см. табл.). В частности, отмечаются накопление глинозема, титана, калия, трехвалентного железа, вынос кремнезема, марганца, натрия, кальция и магния, рост вверх по профилю выветривания кремневого модуля и постоянство титанового (что указывает на пассивное накопление алюминия и титана).

О масштабах докурского выветривания и глубине химической проработки кор можно судить по весьма широко распространенным переотложенным продуктам этих кор [6, 10], представленным моно- и олигомиктовыми кварцевыми конгломератами, гравелитами, кварцитами, метапесчаниками и хлидолитами сланцево-песчаниковой свиты курской

№ анализа	Глубина, м: от устья скважины	Глубина, м: от подошвы протерозоя	Содержание основных петрогенных: SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
												Чернянский участок,
1	624,00	—0,05	67,86	18,84	0,34	Не опр.	0,80	0,008	0,80	0,68	6,66	2,74
2	627,50	—3,55	73,82	15,96	0,34		0,66	0,008	0,63	0,64	4,68	2,18
3	634,00	—10,05	75,07	12,60	0,25		1,87	0,016	0,92	0,73	4,46	3,80
												Александровский участок,
4	721,00	—0,70	49,32	21,76	0,88	13,12	11,08	0,11	0,80	1,40	0,50	0,01
5	728,00	—7,70	51,37	20,84	0,85	11,58	8,20	0,08	1,20	2,21	2,20	0,35
6	734,80	—14,50	50,90	14,46	0,62	3,74	10,72	0,15	7,86	6,60	1,20	0,70
7	746,40	—26,10	45,70	8,69	3,20	5,68	11,01	0,10	8,96	12,95	0,17	0,70

Примечание. 1—2 — сланцы метаморфизованной коры выветривания: 1 — лейкократовый со следами дезинтеграции (обоянская серия); 4—5 — сланцы коры выветривания нат-биотитовый с мусковитом; 6—7 — амфиболиты михайловской серии: 6 — со следа ГРЭ.

серии. Они выходят на погребенную поверхность докембрийских образований в виде узких полос по бортам синклиналей; суммарная протяженность выходов ~2 тыс. км.

Состав продуктов переотложения докурских кор выветривания, особенно состав цемента кластогенных пород, несколько изменяется от участка к участку, что мы связываем с различиями в составе исходных кор выветривания и в составе материнских пород докурского основания района (а иногда данного участка). Цемент пород, образовавшихся за счет переотложения кор выветривания гранитоидов, мигматитов и гнейсов, имеет серицито-кварцевый состав. Хлорит и биотит встречаются в подчиненных количествах. При переотложении кор выветривания амфиболитов хлорит и биотит играют в составе цемента заметную роль. В таких терригенных породах в значительных количествах содержатся ставролит, гранат. Сульфиды (пирротин и пирит) могут присутствовать в цементе независимо от состава основания. Влияние состава подвергавшихся выветриванию пород сказывается и на наборе терригенных минералов тяжелой фракции в породах базального горизонта курской серии. В случае переотложения продуктов выветривания гранитоидов, гнейсов и мигматитов тяжелая фракция бывает обогащена цирконом, монацитом, апатитом. Абсолютный возраст циркона и монацита совпадает с возрастом этих минералов в материнских породах [13]. При переотложении кор выветривания амфиболитов тяжелая фракция обогащена ильменитом, рутилом, магнетитом. В содержании микроэлементов в этих двух типах пород наблюдаются различия. Продукты переотложения кор выветривания гранитоидов, мигматитов и гнейсов характеризуются высоким содержанием циркония, лантана, фосфора, а продукты переотложения кор выветривания амфиболитов — титана, ванадия, никеля, кобальта (тогда как содержание других элементов заметно ниже по сравнению с продуктами переотложения кор выветривания гранитоидов).

Среди продуктов переотложения докурских кор выветривания важное место занимают конгломераты [11]. Мощность отдельных пластов

Таблица

кор выветривания на территории КМА

окислов, вес. %					Характерные соотношения окислов							
P_2O_5	SO_3	п.п.п.	Σ	H_2O	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{CaO+MgO+}{K_2O+Na_2O}$	$\frac{CaO+MgO+}{K_2O+Na_2O+}{+Al_2O_3}$
скв. 812												
0,034	0,04	1,71	100,51	Следы	0,278	0,018	—	1,178	0,412	9,780	10,88	0,577
0,029	0,04	1,52	100,51	»	0,216	0,020	—	0,985	0,450	7,310	8,13	0,510
0,023	0,05	0,47	100,26	»	0,168	0,020	—	1,260	0,852	6,120	9,91	0,787
скв. 309-А (данные В. Д. Полищука)												
0,03	0,60	1,14	100,13	0,13	0,441	0,040	0,843	0,572	0,020	0,357	2,71	0,125
0,21	0,05	1,08	100,17	0,06	0,407	0,041	0,708	0,542	0,159	0,995	5,96	0,285
0,03	—	2,82	100,06	0,08	0,284	0,043	2,87	1,190	0,583	0,182	16,36	1,130
0,07	0,54	2,69	100,07	0,06	0,190	0,368	1,94	0,692	4,12	0,013	22,78	2,762

кварц-полевошпат-мусковитовый; 2 — полевошпат-мусковит-кварцевый; 3 — мигматит-ветривания; 4 — кварц-хлорит-ставролит-биотит-гранатовый; 5 — ставролит-кварц-грами дезинтеграции, 7 — массивные. Анализы выполнены в ЦЛ ТГУЦР и Белгородской

кварц-галечных конгломератов достигает нескольких метров, иногда — первых десятков метров. Они встречены на ряде участков КМА. Конгломераты характеризуются высоким (до $17 \cdot 10^{-7}$%) фоновым содержанием золота. В них обнаружены проявления золотого оруденения как терригенно-метаморфогенного, так и гидротермального генезиса. Золотоносные конгломераты залегают в нижней части горизонта грубообломочных пород на метаморфизованных докурских корах выветривания или на прослоях сланцев и мелкозернистых метапесчаников. Золотоносными являются хорошо отсортированные кварц-галечные конгломераты. Содержание золота в них возрастает от кровли к подошве пластов; установлена прямая зависимость между содержанием золота, обломочными (циркон, ильменит, магнетит) и метаморфогенными (пирит, пирротин) минералами цемента конгломерата, а также между содержанием золота, титана, циркония, иттрия, иттербия и других элементов, входящих в состав обломочных минералов тяжелой фракции цемента конгломератов. Встречаются золотины, несущие следы экзогенного изменения до захоронения в осадках. Характерная особенность золотоносных конгломератов — отсутствие явных признаков гидротермальной проработки и очень низкое содержание бария (типичного элемента для гидротермального золотого оруденения КМА). В интервалах с наиболее высоким содержанием золота в конгломератах барий спектральным анализом не фиксируется (порог чувствительности 0,01%). В гидротермальном золотом оруденении, локализованном в верхней части грубообломочных олигомиктовых кварцевых пород базального горизонта курской серии, напротив, устанавливаются высокое содержание бария, прямая зависимость между содержанием золота и бария, а также обратная зависимость между содержанием золота, циркония, титана, иттрия, иттербия [7].

Изучение переотложенных продуктов докурских кор выветривания — олигомиктовых кварцевых метапесчаников, кварцитов и конгломератов — важная задача, так как они свидетельствуют о локализации осадочно-метаморфогенного и гидротермального золотого

оруденения [8]. В частности, для изучения закономерностей распространения и особенностей состава и строения толщ, вмещающих золотоносные конгломераты, следует выполнить картирование базального горизонта курской серии (с получением перекрытых разрезов) по профилям через 20—30 км по простиранию структур. Это позволит составить литолого-фациальные, палеогеографические и палеотектонические карты, необходимые для прогнозирования месторождений золотоносных конгломератов в пределах КМА.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воскресенская М. Н. О соотношении пород архея и протерозоя на КМА.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 6.

2. Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии.— «Сов. геология», 1968, № 9.

3. Голивкин Н. И. О тектоническом строении докембрийского фундамента территории Курской магнитной аномалии.— «Изв. высших учебных завед. Геол. и разведка», 1972, № 7.

4. Головенок В. К., Шалек Е. А. О геохимических особенностях докриворожской коры выветривания на базитах Саксаганского района.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.

5. Додатко А. Д., Киселев А. С. Метаморфизованные коры выветривания в разрезе нижнего протерозоя Украинского щита.— В кн.: Докембрийские образования. М., 1975.

6. Кононов Н. Д. Геологические предпосылки поисков золотоносных конгломератов в пределах Воронежской антеклизы.— В кн.: Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., 1969.

7. Кононов Н. Д., Леоненко И. Н., Дунай Е. И. Золотоносность кристаллического фундамента Воронежской антеклизы.— «Материалы по геол. и полезн. ископаемым центр. районов Европ. части СССР». М., 1970, вып. VII.

8. Кононов Н. Д. Основные закономерности локализации золота в грубообломочных породах базального горизонта протерозоя Курской магнитной аномалии.— «Металлогения докембрия». Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия. Л., 1975.

9. Кононов Н. Д., Петров Б. М. Продукты докурского выветривания в основании протерозоя КМА.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.

10. Петров Б. М. Особенности распространения и состава базальных отложений курской серии КМА.— «Материалы по геол. и полезн. ископаемым центр. районов Европ. части СССР». М., 1970, вып. VI.

11. Плаксенко Н. А., Извеков Э. П., Щёголев И. Н. Древние конгломераты Курской магнитной аномалии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 8.

12. Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1970.

13. Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Зыков С. И. Абсолютный возраст горных пород КМА.— «Геохимия», 1964, № 10.

УДК 553.492.1

В. И. СИРОТИН

ТИПЫ БОКСИТОВОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

Бокситовый генетический комплекс, по определению Г. И. Бушинского [7],— это совокупность пород, «...имеющих отношение к образованию боксита данного района, независимо от их возраста и происхождения как нечто единое или связанное единой цепью». Имеется в виду, что в породах генетического комплекса овеществлены физико-химические процессы, приведшие к образованию бокситов и бокситовых пород. Например, к бокситовому генетическому комплексу КМА следует отнести материнские породы (протерозойские сланцы-филлиты), развитую на них латеритную кору выветривания (глинистые продукты, бокситы-латериты), переотложенные бокситоносные отложения (делювиально-пролювиальные, озерно-болотные и др. бокситы, феррисиаллитные, ферриаллитные, шамозитовые, каолинитовые и другие породы). К бокситоносному генетическому комплексу Среднего Тимана следует отнести материнские породы (рифейские глинистые доломиты и сланцы-филлиты, туфы базальтов), глинистые продукты выветривания этих пород, бокситы-латериты, а также переотложенные продукты латеритной коры выветривания континентальных фаций.

Г. И. Бушинский также замечает, что в случае вулканогенного или иного источника глинозема будет и иной состав комплекса. Развивая эти положения Г. И. Бушинского, в настоящее время можно выделить следующие бокситовые генетические комплексы: 1) хемогенный (протобокситовый); 2) латеритный; 3) латеритно-осадочный; 4) вулканогенно-латеритный; 5) вулканогенно-гидротермальный.

Первый (хемогенный) комплекс наиболее специфичен и как бокситовый в значительной мере проблематичен.

Исходя из представлений А. П. Виноградова [9], Н. М. Страхова [48] и других исследователей об эволюции атмосферы и гидросферы, комплекс потенциально должен быть широко распространен в архее, когда выветривание носило значительно более кислый характер в

связи с плотной углекислой атмосферой, обеспечивавшей высокую температуру в зоне гипергенеза. Материнскими породами, вероятно, являлись все алюмосиликатные породы, входящие в состав островной суши (если допустить существование архейского океана «Панталассии») или в состав ядер будущих платформ. Широкое распространение каолинитовых кор выветривания в архее и протерозое [50, 3, 23 и др.], их метаморфизованных переотложенных продуктов [3, 24] и др., которые иногда содержат тела корундитов, как будто бы свидетельствует в пользу такого вывода. Однако отсутствие заметных скоплений минералов свободного глинозема, однозначно относимых к коре выветривания, не дает оснований считать, что латеритное бокситообразование обусловлено геохимическими параметрами атмосферы и гидросферы того времени. Естественно предположить, что при кислом выветривании подвижность алюминия и кремния была значительной, их совместная миграция, а затем и отложение приводило к образованию высокоглиноземистых алюмосиликатных, в том числе каолинитовых, ныне метаморфизованных пород (кианитовых и силлиманитовых сланцев, иногда корундита) — возможных аналогов осадочных хемогенных бокситов.

Поскольку в разрезе архея и протерозоя широко встречаются мономинеральные кварцевые породы (например, кварциты иенгрской серии Алдана), а бокситы до настоящего времени достоверно не установлены, можно предположить, что в растворах, вынесенных из коры выветривания в бассейны седиментации, кремний содержался в значительно больших количествах, чем алюминий. Такое соотношение этих элементов определяется как их растворимостью в кислой среде при повышенных температурах и давлениях [15], так и составом выветривающихся магматических пород, особенно кислых, широко распространенных в пределах докембрийской суши.

Учитывая невысокое качество изученных высокоглиноземистых сланцев архея и протерозоя по сравнению с бокситами, следует допустить, что разделение алюминия и кремния было недостаточным как в областях выветривания и на путях переноса, так и в бассейнах седиментации, поэтому комплекс правильнее было бы назвать протобокситовым.

Итак, можно предположить, что в архее и нижнем протерозое существовал протобокситовый генетический комплекс без латеритной коры выветривания. Процесс бокситообразования был возможен, если создавались локальные условия для разделения алюминия и кремния на путях переноса и в бассейнах седиментации.

Второй комплекс изучен достаточно полно. Главным членом его является латеритная (бокситовая) кора выветривания — созидатель окиси и гидроокиси алюминия. Осадочные члены комплекса представлены делювиальными, пролювиальными, аллювиальными (долинными, эрозионно-карстовыми и др.), озерно-болотными (котловинными, карстово-котловинными и др.) фациями, каолинитовыми и шамозитовыми глинами, железистыми породами и др. Признаки латеритной коры выветривания, а следовательно, и этого комплекса имеются в рифее [43], среднем девоне [11], но достоверно установлено латеритное бокситообразование для верхнего девона [36] и вызвано оно, возможно, стабилизацией атмосферы в связи с бурным расцветом археоптерисовой флоры [47].

Главным членом третьего комплекса является осадок, возникший в результате переотложения преимущественно зрелых продуктов коры выветривания на закарстованное ложе карбонатов и подвергшийся латеритизации. Комплекс можно рассматривать как разновидность

латеритного, возникшего в специфических структурно-тектонических и палеогеографических условиях.

Охарактеризованные три комплекса составляют «главную линию» бокситообразующего процесса в истории земной коры. Но в физико-географических условиях земной поверхности часто существуют смешанные комплексы: в составе третьего комплекса, например, может принимать участие недоразвитая или слаборазвитая латеритная кора выветривания, а во втором комплексе наряду с механическими — хемогенно-коллоидальные осадки, роль которых, видимо, резко уменьшается от докембрия и палеозоя к мезокайнозою.

Главным членом четвертого комплекса является пепловый осадок, отложившийся на закарстованной поверхности карбонатных пород и подвергшийся латеритизации; роль его в истории земной коры в настоящее время только оценивается. Вулканогенно-латеритный генетический комплекс тесно увязывается с пепловой гипотезой образования бокситов в геосинклинальных областях [27]. Основные положения ее сводятся к следующему:

1) изолированные от привноса терригенного материала зоны длительного рифообразования сопряжены в течение миллионов и десятков миллионов лет с вулканическими цепями островных дуг с преобладающим эксплозивным типом извержений, продукты которых (в основном пепел) разносятся на многие десятки, сотни и тысячи километров и частично отлагаются в зонах рифообразования;

2) пепел на поднятых рифовых плато подвергается латеритизации в благоприятной климатической обстановке, т. е. в условиях влажного тропического климата;

3) продукты денудации латеритного покрова частично выносятся в море и рассеиваются среди туфогенных, вулканомиктовых, карбонатных и других осадков, а частично образуют делювиально-пролювиальные шлейфы на рифогенных островах;

4) при опускании рифогенных массивов ниже уровня океана окаймляющие молодые рифы разрастаются и предохраняют затопляемое морем плато от абразии. При этом в результате перемыва вулканогенно-латеритных и вулканогенно-латеритно-пролювиальных бокситов образуются собственно морские бокситы, содержащие морскую фауну; при дальнейшем опускании весь бокситовый генетический комплекс перекрывается карбонатными рифогенными осадками.

В последнее время эту гипотезу образования бокситов энергично поддерживает М. В. Пастухова [34]. По ее данным, карстовые бокситы в геосинклинальных областях образуются не только за счет пепла; источником терригенного материала в карстовых полостях могут быть прослои глин, глинистых сланцев, туфов, мергелей, встречающиеся в некоторых карстующихся карбонатных породах, продукты коры выветривания и почв, снесенных с соседних водоразделов (смешанный генетический комплекс). Вулканогенно-латеритный комплекс получил права гражданства после открытия бокситов в 1968 г. на коралловых атоллах островов Ренелл и Беллона [34] и после опубликования работ французского почвоведа Терсинье [53], описавшего процесс латеритизации на атолловых островах Луайоте за счет пепла и пемзы, приносимых ветром и течениями.

Пятый генетический комплекс проблематичен. Возможно, основным членом его является глиноземистый осадок, возникший непосредственно из гидротермальных растворов или путем их воздействия на алюмосиликатные породы. В работах К. К. Зеленова [25] показана возможность образования бокситов с помощью гидротерм, однако в настоящее время не известны достоверные примеры ее реализации в

бокситорудный процесс. Аргументы А. К. Гладковского и О. Н. Огородникова [18], скорее, подтверждают не гидротермально-метасоматическое, а гипергенно-метасоматическое происхождение бокситов.

Таким образом, бокситорудный процесс в истории земной коры протекал в форме сложной динамической физико-химической системы, фиксируемой в виде установленных генетических комплексов. Бокситовые генетические комплексы, основанные на латеритном процессе, зональны, т. е. формируются только в благоприятных для бокситообразования условиях в тропической зоне Земли. Требование зональности для протобокситового комплекса лишено смысла, так как климат Земли в раннем докембрии был, вероятно, повсеместно жарким и влажным, т. е. слабодифференцированным. Вулканогенно-гидротермальный комплекс должен быть азональным.

В истории земной коры можно выделить три крупных временных этапа, различающихся по преобладающему генетическому комплексу и характеру бокситорудного процесса: 1) архейско-нижнепротерозойский — безлатеритный, хемогенный, атмосфера резко отлична от современной (содержание O_2 ниже первого критического уровня); 2) верхнепротерозойско-нижнепалеозойский (доверхнедевонский) — становление латеритного процесса, атмосфера близка к современной, однако содержание кислорода не превышает второго критического уровня; 3) среднепалеозойско-мезокайнозойский — господство латеритного процесса, атмосфера практически не отличается от современной, содержание кислорода выше второго критического уровня.

Выделенные этапы основаны на представлениях об эволюции жизни, атмосферы, гидросферы, тектонических процессов, магматизма, метаморфизма и бокситоматеринских пород. Рассмотрим более детально некоторые из этих представлений.

Эволюция жизни и содержания кислорода. Следы жизни в настоящее время зафиксированы в отложениях, возраст которых около 3,5 млрд. лет.

В известной монографии М. Кальвина «Химическая эволюция» [28] дается обзор летописи ископаемых, свидетельствующих о существовании некоторых организмов в докембрии. Из всех изученных образцов удалось выделить значительное количество растворимого углерода и с целью изучения природы углеводородов проанализировать его методами газовой хроматографии и масс-спектрометрии. Только комплексное применение обоих методов одновременно позволило найти границу между живым и неживым. Если кривая хроматографии не разрешается на отдельные дискретные пики, то это свидетельствует о чисто абиогенном происхождении всех компонентов углеводородной фракции. И, напротив, дискретность кривых газовых хроматограмм свидетельствует о биогенном происхождении углеводородов (рис. 1). Даже в породах, насчитывающих 1700 млн. лет, обнаружены микроорганизмы с высокой степенью организации. Сланец Фиг-Три, возраст которого оценивается в 3100 млн. лет, содержит углеводороды биогенного происхождения, свидетельствующие о высокоразвитой системе обмена веществ.

М. Кальвину удалось установить, что углеводороды, выделенные из отложений Онфервахт (возраст 3700 млн. лет), существенно отличаются от углеводородов более молодых формаций относительно низким молекулярным весом в диапазоне от н-C_{16} до н-C_{25}; на хроматограмме соответствующие им пики сливаются, образуя почти гладкую кривую, на которой выделяется ряд довольно специфических пиков. По

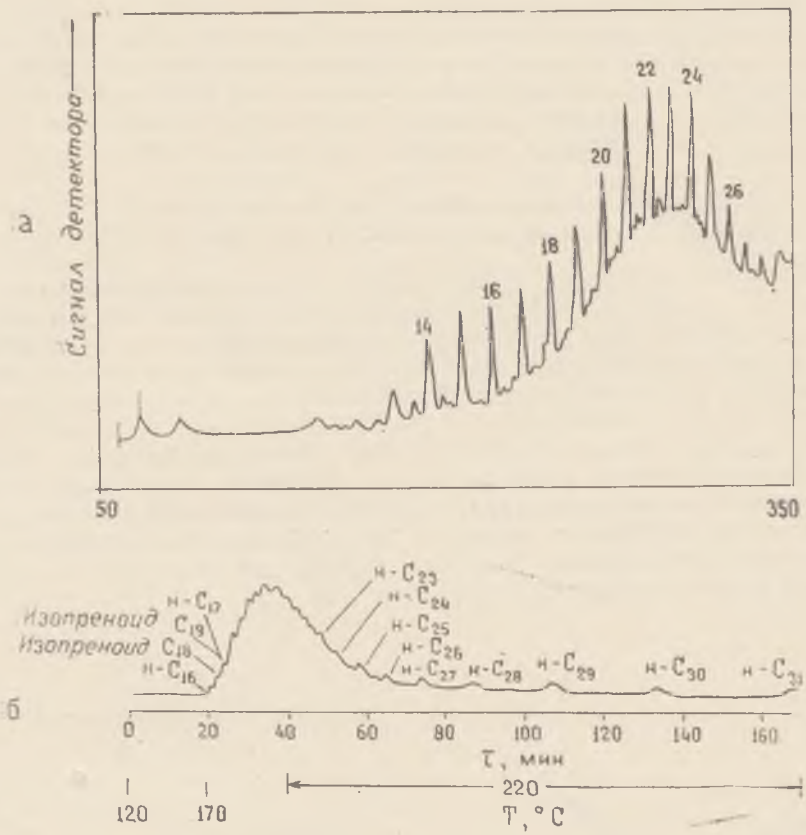


Рис. 1. Газовые хроматограммы: *а* — алканов из сланца Фиг-Три; *б* — экстракта насыщенных углеводородов из отложений Онфервахт [28]. Дискретность (разрешение на отдельные пики) газовой хроматограммы (*а*) свидетельствует о биогенном происхождении углеводородов. Плавный характер (отсутствие острых пиков) газовой хроматограммы (*б*) свидетельствует об абиогенном происхождении углеводородов

мнению М. Кальвина, это и есть тот тип спектра, который должен быть получен от смеси абиогенных и биогенных веществ. Таким образом, полагает Кальвин, «... мы, возможно, нашли период времени (3700 млн. лет назад), когда произошел переход от абиогенно возникшего органического субстрата к аутокаталитическим химическим системам воспроизведения молекул, положившим начало жизни». Исходя из возраста Земли (4700 млн. лет), весь комплекс ферментов, который привел к образованию изученных биогенных углеводородов, должен был появиться в относительно короткий период времени: 4700 млн. лет (образование Земли) — 3100 млн. лет(возраст сланца Фиг-Три), т. е. со времени образования первичной Земли до появления сложных живых организмов прошло всего лишь 1600 млн. лет. Такая оценка времени начала жизни на Земле совпадает с выводами многих советских ученых [44, 45, 51, 10 и др.], основанными на геологических данных и результатах анализов изотопного фракционирования серы и соотношения изотопов углерода в древнейших графитсодержащих толщах архея щитов. С этого далекого времени органический мир оказывает решающее воздействие на эволюцию литогенеза и отдельные генетические группы и ти-

пы. Процесс фотосинтеза также отодвигается в глубь шкалы времени (примерно к рубежу около 3 млрд. лет назад), и на этом основании делается вывод о быстрой перестройке состава атмосферы, которая уже в архее стала окислительной, и о принципиальном сходстве процессов литогенеза криптозоя и фанерозоя. Однако вряд ли следует говорить о сколько-нибудь заметном (по сравнению с современным) содержании кислорода в архее, который, вероятно, еще не стал «диктатором жизни».

Накопление кислорода в атмосфере Земли могло происходить из воды и углекислого газа двумя путями: 1) под действием ультрафиолетового излучения Солнца (1500—2000 А); 2) путем фотосинтеза. Несмотря на то что ультрафиолетовое излучение было постоянным, вероятно, на протяжении всей истории планеты, оно не могло привести к накоплению даже тысячной доли современного содержания кислорода в атмосфере, поскольку процесс фотодиссоциации саморегулирующийся («эффект Юри»): кислород начинает накапливаться в нижних слоях атмосферы, где водяных паров больше; однако он поглощает ультрафиолетовое излучение в том же самом диапазоне, в котором происходит расщепление водяного пара, и при достижении определенной, очень небольшой концентрации кислород преграждает путь к продолжению реакции фотодиссоциации. Конечное содержание кислорода не превышало 0,1 % его современного содержания (рис. 2).

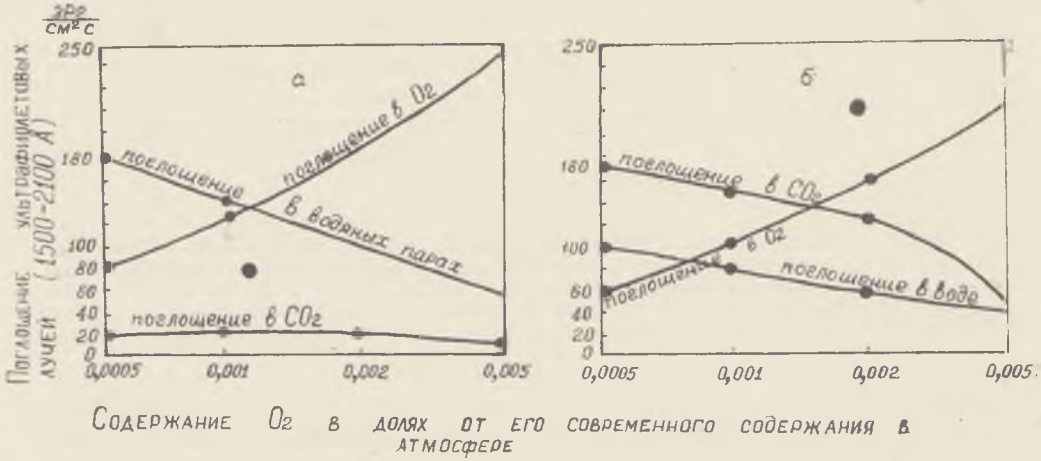


Рис. 2. Расчет количества кислорода в древней атмосфере на основе эффекта саморегулирования Юри: *а* — содержание водяных паров и CO_2 было таким, как сейчас; *б* — CO_2 в 10 раз больше [4]

Фотосинтетическая деятельность биоса, не связанная ограничениями с «эффектом Юри», привела к прогрессивному накоплению кислорода. Не исключено, что толчком для фотосинтеза послужили предполагаемые некоторыми исследователями [20 и др.] мощные ресурсы кислорода, мобилизованные при планетарном нижнепротерозойском региональном метаморфизме (около 2,8 млрд. лет назад).

Однако и после зарождения фотосинтеза потребовалось не менее 2,0 млрд. лет, прежде чем земная атмосфера стала принципиально сходной с современной [48, 51 и др].

Идею постепенного накопления кислорода отстаивают Л. Беркнер и Л. Маршалл [4, 52], показавшие, что жизнь на Земле слишком зависит от кислорода, от его определенной концентрации. По их мнению [4], кислород постепенно накапливался не только в докембрии, но и в палеозое (см. рис. 4), что привело к нескольким вспышкам (эволюционным взрывам) в биосфере — критическим уровням. Первый критический уровень наблюдался при достижении примерно 1% кислорода от его современного содержания. Озоновый экран становится более мощным, и 30-сантиметровый слой воды полностью поглощает ультрафиолетовое излучение (рис. 3). В биосфере это привело к эффекту Пастора (переход к дыханию) и к расселению жизни в океанах. Критический уровень был достигнут к началу палеозойской эры.

При достижении 10% кислорода (второй критический уровень) от современного содержания жизнь вышла к поверхности воды и как бы стала «присматриваться» к суше. Это произошло в конце силура (420

Рис. 3 Глубина проникновения в воду ультрафиолетовых лучей различной длины волны, прошедших сквозь атмосферу с неодинаковым содержанием O_2. Глубина проникновения равна 0 у подавляющего большинства волн при достижении содержания O_2 примерно 1% от современного уровня [4]

млн. лет назад). В интервале 380—350 млн. лет назад (девонский период) большинство форм жизни вышло на сушу. И что особенно важно для рассматриваемого вопроса — на суше появились гигантские леса (археоптерисовая флора).

Представление Л. Беркнера и Л. Маршалла нашло подтверждение в экспериментальных исследованиях Ю. П. Казанского и др. [26], применившего метод изучения реликтовых газов во включениях кремнистых пород, в том числе газовых пузырьков в кварцитах иенгрской серии архея [42]. Эти исследования показали, что атмосфера архея состояла из углекислоты (60%), сероводорода, сернистого газа, кислых дымов (35%), азота и редких газов и только к середине палеозоя со-

став атмосферы, в том числе содержание кислорода, стал близок к современному.

О тех же тенденциях в эволюции состава атмосферы свидетельствует анализ связи вариаций изотопного состава карбонатов с историей тектонических движений [12, 13]: в докембрии активным фазам тектонических циклов соответствует тяжелый, в фанерозое — легкий углерод карбонатов, что является следствием резкого возрастания роли углекислоты, образующейся в результате окисления органического вещества суши. Приведенные данные находятся в полном соответствии с представлениями многих исследователей о резком недостатке кислорода в архейской атмосфере [9, 37—41, 48 и др.].

Далее нам хотелось бы обратить внимание на произошедшую в последнее время переоценку роли биоса морей в фотосинтетической деятельности. В монографии крупного советского ученого, знатока биосферы мирового океана В. Г. Богорова [5] дается анализ прежнего представления о превалирующем значении фотосинтеза водорослей в снабжении свободным кислородом воды и воздуха нашей планеты. Так действительно было до появления зеленой растительности на континентах. Использовав вычисления О. И. Кобленц-Мишке, основанные на методе с радиоактивным углеродом, он показал, что Мировой океан дает не 240 млрд. т кислорода в год, а в 7 раз меньше.

Аналогичные расчеты, подтверждающие, что растения суши могут резко изменять состав атмосферы, приводит О. П. Добродеев [22]. По его расчетам, растительность ежегодно поглощает из атмосферы и гидросферы около $4{,}3 \cdot 10^{11}$ т в год CO_2, из них $3{,}5 \cdot 10^{11}$ т (80,4%) поглощают растения суши и около $0{,}8 \cdot 10^{11}$ т (19,6%) — растения океана. Таким образом, «эволюционные взрывы» растительности на суше (такие, например, как бурное развитие археоптерисовой флоры в девоне и карбоне, покрытосеменных во второй половине мела и в палеогене) стали мощным регулятором баланса кислорода в атмосфере и гидросфере. На основании этих данных мы предполагаем, что первый эволюционный взрыв, связанный с археоптерисовой флорой, привел к резкому увеличению кислорода и со второй половины девона и каменноугольного периода состав атмосферы стал близок к современному (рис. 4).

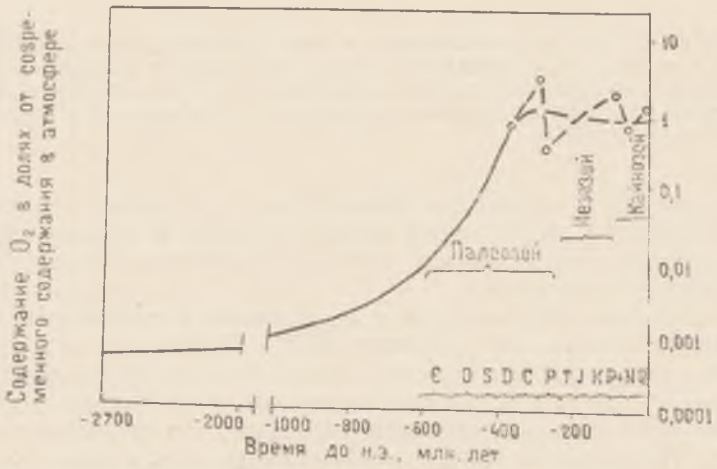


Рис. 4. Эволюция содержания кислорода в атмосфере [4]

О резком увеличении содержания кислорода в атмосфере каменноугольного периода свидетельствует и появление различия в изотопном составе $C_{орг}$ и битумоида [14]. Отсутствие заметного различия в изотопном составе $C_{орг}$ и битумоида в докембрии и раннем палеозое указывает на развитие восстановленных форм органического вещества сапропелевого типа; с каменноугольного периода произошло резкое смещение преобладающих форм органического вещества к окисленному, гумусовому типу.

Говорить, однако, о количественном соответствии карбоновой и послекарбоновой атмосфер с современной нельзя. Речь идет лишь о принципиальном соответствии, т. е. о резком преобладании азота и кислорода и резко подчиненном содержании углекислоты, поскольку еще наблюдаются вариации в содержании углекислого газа и кислорода. Так, по мнению О. П. Добродеева [22], 50 млн. лет назад, когда происходила резкая активизация альпийской эпохи складчатости, активная вулканическая деятельность привела к резкому увеличению CO_2 в атмосфере и, следовательно, к потеплению климата. В начале эоцена углекислого газа в атмосфере было 0,8%, т. е. в 25 раз больше современного. Растительность в тот период проявляла максимальную активность фотосинтеза, возникли большая биомасса и соответственно захороняемое мертвое органическое вещество (каменные угли). С этой новой вспышкой фотосинтеза, обязанной расцвету покрытосеменных, совпадает мощное латеритообразование в тропической зоне Земли.

Аналогичные, но еще большей амплитуды вариации в содержании CO_2 были, вероятно, характерны для докембрия. Так, мощное карбонатообразование во второй половине архея и нижнем протерозое, безусловно, вызвало резкое сокращение CO_2 в атмосфере. Однако последовавший затем планетарный нижнепротерозойский метаморфизм, вызванный кеноренским диастрофизмом, вероятно, вернул значительную часть связанной углекислоты в атмосферу [45]. Важно подчеркнуть, что заметные колебания в содержании CO_2 в раннедокембрийской атмосфере принципиально не меняли ее состава и характера — она оставалась углекислой. Подобные же колебания содержания углекислоты на фоне ее общего убывания и завоевания «пространства» кислородом могут существенно менять кислотность — щелочность среды выветривания, температурный режим и т. д. Вероятно, подобные «зигзаги» имели место и в балансе кислорода в истории земной атмосферы. Поэтому методологически правильнее говорить не о постепенном накоплении кислорода или уменьшении углекислоты, а о постепенно-скачкообразном характере этих процессов.

Известно также, что в фанерозое бокситы-латериты приурочены исключительно к платформенной субаэральной формации коры выветривания, а осадочные — к платформенным, субплатформенным и миогеосинклинальным. Используя сравнительно-исторический метод, можно заключить, что бокситовые генетические комплексы, основанные на латеритном процессе, с точки зрения эволюции формаций, были возможны начиная со второй половины протерозоя, когда четко обособились миогеосинклинальные и платформенные формации.

Если рассматривать историю, по крайней мере латеритного бокситообразования, с точки зрения эволюции тектонических процессов и главных тектонических элементов и структур, то можно предположить, что латеритный процесс соответствует не всеобщей мобильности земной коры, характерной для архея с его складчатыми гнейсовыми овалами и амебоидами, а резкой дифференцированности ее на элементы с различной степенью мобильности, переходу к платформенно-геосинкли-

нальной стадии развития, которая характеризуется возрастанием, особенно в фанерозое, амплитуды и градиента тектонических движений.

Повсеместная, хотя и неравномерная, гранитизация в архее и нижнем протерозое также создает определенные ограничения латеритному процессу, особенно если допустить первичность гранитогнейсовых ядер докембрийских щитов по отношению к гидросфере, атмосфере, а следовательно, и к самому древнему (начальному) литогенезу в истории Земли [19].

В свете изложенного вывод, что процесс бокситообразования для докембрия был таким же обычным, как и для последокембрийского времени [49], требует конкретизации и подтверждения, хотя сам факт привлечения внимания к этой проблеме заслуживает одобрения. Практика последних 15 лет, как справедливо замечает Г. И. Бушинский [8], пока не подтвердила идею крупного бокситообразования в докембрии (и тем более латеритного). Поскольку бокситорудный процесс по своей сущности глубоко физико-химический, существенные изменения химизма среды, вызванные эволюцией гидросферы и атмосферы, безусловно вносили специфику и своеобразие на каждом конкретном этапе эволюции. Можно надеяться, что выделенные выше этапы бокситорудного процесса в первом приближении находятся в соответствии с эволюцией атмосферы и жизни. Они не противоречат также физико-химическим расчетам В. А. Броневого [6] и выводу Б. М. Михайлова [32], показавших, что латеритный процесс возможен с позднего девона. Однако, по нашим представлениям, с позднего девона и раннего карбона латеритный процесс получает «права гражданства», в то время как у Б. М. Михайлова и В. А. Броневого он «ущемлен в правах», тяготея лишь к трещинным корам, и в целом «должен был доминировать нелатеритный тип бокситовых месторождений» [32].

Литературные источники с описанием глиноземных кор выветривания на КМА [33, 46], Северной Онеге [29], Среднем Тимане [36] хотя и свидетельствуют об определенном отличии строения, минералогического состава профиля выветривания от стандарта, за который обычно принимается кайнозойский латеритный профиль, по своей принципиальной сущности характеризуют разделение Al и Si в водораздельных или приводораздельных областях, т. е. процесс латеритный.

Преувеличение противоэрозионной роли высшего растительного покрова суши в процессах выветривания приводит некоторых исследователей [2, 37] практически к отрицанию образования кор выветривания вообще в условиях пустынно-примитивного ландшафта [35], что находится в резком противоречии с многочисленным фактическим материалом по додевонским, в том числе рифейским корам выветривания [30], местами содержащим свободный глинозем в форме гиббсита. Не отрицая столь очевидной противоэрозионной роли растительного покрова суши, следует признать, что сообщество низших растений (грибы, лишайники, водоросли, нематофиты, псилофиты), а также бактерии, населявшие почвенную пленку пустынно-примитивного ландшафта, каким-то образом противостояли эрозии и создавали благоприятные условия для развития площадной коры, не говоря уже о корах трещинного типа, могущих развиваться независимо от почвенно-растительной пленки. Вместе с тем следует признать, что при прочих равных условиях коры выветривания платформенного типа низких уровней и склонов, где «ютилась» тогдашняя растительность, могли иметь более полный профиль. Кроме того, вполне можно представить благоприятные палеогеоморфологические и палеоклиматические условия образования коры выветривания и без растительного покрова в докембрии и нижнем палеозое, если рассматривать проблему не только с позиций «сегод-

няшнего момента» геологической истории с ее резкой дифференцированностью климата и тектонических движений. Словом, эта проблема далеко еще не разрешена, а резкая категоричность суждений в таких случаях не способствует ее решению.

Итак, краткое рассмотрение некоторых основных параметров физико-химической среды выветривания позволяет наметить предварительно следующие рубежи бокситорудного процесса.

Архей — нижний протерозой — средний протерозой (?). Возможно хемогенное бокситообразование, однако не выяснены условия и недостаточно изучены примеры реализации этой возможности. Латеритный процесс маловероятен. Роль вулканизма и гидротермальных растворов не ясна. Низкотемпературные гидротермальные и гипергенные процессы идентичны по характеру воздействия на материнский субстрат.

Верхний протерозой — нижний палеозой. Латеритный процесс рождается, хотя еще неизвестны крупные залежи бокситов этого типа. Возможности хемогенного бокситообразования уменьшаются. Не исключено, что для латеритного бокситообразования в промышленных масштабах алюминий был еще слишком подвижен, а для хемогенного уже недостаточно подвижен. Возможно «дозревание» бокситов на закарстованном карбонатном ложе. Не ясно, почему бокситообразование, родившись в промышленных масштабах на рубеже криптозоя и фанерозоя (Боксонское месторождение), затем «не живет» или почти «не живет» в байкальский и каледонский тектонические этапы развития земной коры. Вероятной причиной этого спада могут быть неблагоприятные палеотектоническая и палеогеографическая обстановки в пределах континентов, а не уровень эволюции атмосферы, гидросферы и жизни, что фиксируется и заметным спадом развития растительности [21].

Средний палеозой — мезокайнозой. В результате латеритного выветривания алюминий «застревает» в профиле, появляются промышленные накопления бокситов-латеритов, осадочных бокситов (терригенных и коллоидно-хемогенных) как составных элементов латеритного и латеритно-осадочного генетических комплексов (верхний девон — нижний карбон). Не ясна причина ослабления бокситообразующего процесса в раннекиммерийский этап (триас — ранняя юра). Наблюдается дальнейшее наращивание масштабов латеритно-осадочного (на карбонатном ложе) и латеритного бокситообразования (мел — палеоген) с отчетливой тенденцией к ослаблению процесса и сужению площадей распространения в направлении к современному геологическому этапу развития земной коры [11]. Напряженность бокситообразующего процесса контролируется конкретной тектонической и климатической обстановкой. Вулканогенно-латеритный комплекс встречается в районе островных дуг, расположенных в тропической влажной зоне Земли,— в зоне интенсивного андезитового наземного вулканизма и сопряженного рифогенного карбонатообразования [рис. 5].

Результаты изучения эволюции минералов свободного глинозема в месторождениях КМА, а также знакомство с минералогией основных месторождений СССР позволяют сделать вывод, что первичным минералом в латеритной коре выветривания является гиббсит или бёмит. Кристаллизация бёмита или гиббсита из алюмогеля определялась химизмом среды, однако улавливается тенденция к возрастанию роли бёмита в более древних домезозойских латеритных корах, что хорошо увязывается с более кислым составом атмосферы и гидросферы [6, 26]. В то же время стало очевидным, что диаспор — минерал не только метаморфизма, но и диагенеза бокситового осадка, а также эпигенеза бокситов. Как было показано на примере бокситов КМА [46] и триасовых бокситов Средней Азии [17], в ходе вторичных изменений условия для

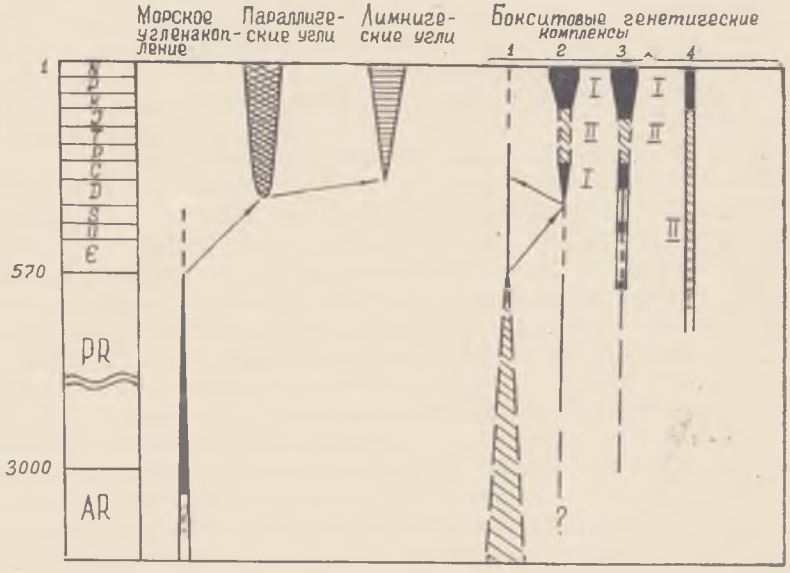


Рис. 5. Эволюция угленакопления и бокситообразования в истории Земли: *I* — хемогенный комплекс; *2* — латеритный; *3* — латеритно-осадочный; *4* — вулканогенно-латеритный: *I* — бокситообразование, зафиксированное в геологическом разрезе; *II* — возможное неустановленное или нереализованное бокситообразование

образования диаспора «вызревают» раньше, чем наступает стадия метагенеза. Этапы бокситорудного процесса находят подтверждение и в эволюции минералов свободного глинозема (см. табл.).

Таблица

Эволюция минералов свободного глинозема

Этапы бокситорудного процесса	Подэтапы	Основные члены генетического комплекса			Метаморфизованные бокситы
		бокситы-латериты	осадочные бокситы		
			синтенез	диагенез-эпигенез	
Архейско-нижнепротерозойский	—	—	Бёмит(?) Алюмокремнеземистые гели(?)	Диаспор(?)	Корунд, дистен, кианит, силлиманит и др.
Рифейско-нижнепалеозойский	—	Бёмит(?) (гиббсит) [1]	Бёмит	Диаспор, бёмит	Диаспор, корунд
Среднепалеозойско-мезокайнозойский	Палеозойский	Гиббсит (бёмит)	Бёмит	Бёмит, гиббсит, диаспор	Диаспор, корунд
	Мезокайнозойский	Гиббсит	Гиббсит	Гиббсит (бёмит, корунд)	Диаспор, корунд

Примечание. В скобках показаны второстепенные минералы.

В заключение следует сказать об удивительной связи угленакопления и бокситообразования в истории Земли. Если считать шунгиты докембрийским, морским вариантом угленакопления из водорослей [21], то этому этапу угленакопления способствует протобокситовый генетический комплекс. Стерильность в отношении угленакопления и весьма слабое бокситообразование в нижнем палеозое общеизвестны. Зарождение параллического (со второй половины девона) и лимнического (с нижнего карбона) угленакопления сопряжено со вспышкой бокситообразования и окончательным становлением латеритного генетического комплекса. Дальнейшая экспансия лимнического угленакопления и увеличение его масштабов (особенно в палеогене) синхронны во времени с планетарным «взрывом» латеритно-осадочного и латеритного бокситообразования в тропической зоне Земли [см. рис. 5]. Связь этих процессов с эволюцией флоры (археоптерисовой, покрытосеменной и др.), а следовательно, и с определенными вариациями содержания кислорода и углекислого газа несомненна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акаемов С. Т., Сиротин В. И., Хожаинов Н. П. Вопросы генезиса бокситов КМА.— В кн.: Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА. Воронеж, 1972.

2. Бгатов В. И. Кора выветривания и бокситы (материалы к химико-биологической теории бокситообразования).— «Труды СНИИГГИМС». Новосибирск, 1972, вып. 148.

3. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., 1963.

4. Беркнер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция.— «Земля и вселенная», 1966, № 4.

5. Богоров В. Г. Планктон мирового океана. М., 1974.

6. Броневой В. А. Теоретическая модель гумидного выветривания и некоторые вопросы бокситообразования.— В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., 1974.

7. Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов.— «Труды ГИН АН СССР», 1964, вып. 103.

8. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., 1975.

9. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., 1967.

10. Виноградов В. И. и др. О возрасте кислородной атмосферы Земли.— «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 5.

11. Винокуров П. К. Связь бокситов Черемуховского месторождения с корой выветривания.— «Сов. геология», 1970, № 2.

12. Галимов Э. М., Прохоров В. С., Кузнецова Н. Г. О составе древней атмосферы по изотопному составу углерода карбонатов.— «Геохимия», 1969, № 9.

13. Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое. В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.

14. Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли.— «Геохимия», 1975, № 3.

15. Ганеев И. Г., Румянцев В. Н. Некоторые свойства H_2O при повышенных давлениях и температурах.— «Геохимия», 1969, № 7.

16. Гершойг Ю. Г., Каплун Я. Е. Древние коры выветривания в докембрии Кривого Рога.— «ДАН СССР», 1973, т. 212, № 1.

17. Гипп С. К. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бокситов Средней Азии.— «Труды ГИН АН СССР», 1964, вып. 103.

18. Гладковский А. К., Огородников О. Н. Происхождение геосинклинальных месторождений бокситов на Урале.— В кн.: Ежегодник (1969). Свердловск, 1970.

19. Горлов Н. В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 2.

20. Горяинов П. М. К вопросу о составе нижнепротерозойской атмосферы.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.

21. Давиташвили Л. Т. Эволюция условий накопления горючих ископаемых. М., 1971.

22. Добродеев О. П. Живое вещество и оледенения Земли.— «Природа», 1975, № 6.

23. «Докембрийские коры выветривания». Материалы Всесоюзного семинара: «Коры выветривания докембрия и связанные с ними полезные ископаемые». М., 1975.

24. Елизарьев Ю. З. Глиноземистые породы раннего докембрия Южной Африки (генезис и структурное положение).— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.

25. Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 8.

26. Казанский Ю. П. Выветривание и бокситообразование в позднем докембрии.— В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., 1974.

27. Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.

28. Кальвин М. Химическая эволюция. М., 1971.

29. Киреев Ф. А. Латеритные коры выветривания Североонежского бокситоносного района.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975.

30. Левченко С. В. Додевонские коры выветривания Русской платформы. М., 1969.

31. Левых Н. Н., Махнач А. С. Дорифейские коры выветривания, развитые на основных магматических породах Белорусского массива.— «ДАН БССР», 1971, т. 15, № 4.

32. Михайлов Б. М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975.

33. Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., 1968.

34. Пастухова М. В. Происхождение бокситов.— «Природа», 1975, № 6.

35. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., 1961.

36. Плякин А. М. О возрасте латеритных бокситов Тимана.— «Литология и полезные ископаемые», 1974, № 4.

37. Ранкама К. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы.— В кн.: Земная кора. М., 1957.

38. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— «Геохимия», 1964, № 8.

39. Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.— В кн.: Первый Международный геохим. конгресс (1971), т. 4, кн. 1. М., 1973.

40. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геохимической истории внешних оболочек Земли.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972.

41. Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В кн.: Земная кора. М., 1957.

42. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973.

43. Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Ерошев-Шак В. А. Предъюдомская бокситоносная кора выветривания в Восточной Сибири.— «ДАН СССР», 1972, т. 202, № 6.

44. Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— «Сов. геология», 1971, № 5.

45. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.

46. Сиротин В. И. Минералогические типы и условия образования белгородских бокситов.— В кн.: Генезис бокситов. М., 1966.

47. Сиротин В. И. Бокситовый генетический комплекс (вопросы классификации и эволюции в истории Земли).— «Тезисы к совещанию по современным проблемам геологии». Воронеж, 1974.

48. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.

49. Теняков В. А. Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов в докембрии.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.

50. Чайка В. М. Докембрийские эпохи химического выветривания.— В кн.: Общие закономерности геологических явлений, вып. 1. М., 1965.

51. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 1.

52. Berkner L. V., Marshall L. C. Rice of oxigen in the Earth's atmosphere.— «In Advances in geophysics», vol. 12. N. Y.— London, 1967.
53. Tercinier G. Les sols bauxitiques de karst des atolls surelenes du Pacifique, Contribution á l'etunde des phenomenes de bauxitisation et d'allitisation.— Sci. Sol.», 1972, № 1.

УДК 552.52:551.8(470.321/325)

А. Д. САВКО,
Н. П. ХОЖАИНОВ,
В. А. УСТИНОВСКИЙ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

1. Общие сведения

Визейские отложения нижнего отдела каменноугольной системы развиты на склонах Воронежской антеклизы (рис. 1). В сводовой и северной присводовой частях, в частности в Курском грабене, они эродированы и встречаются лишь в виде небольших останцов. Визейские образования подстилаются верхнедевонскими и турнейскими на севере, турнейскими — на юго-востоке и докембрийскими кристаллическими породами фундамента с развитой на них мощной корой выветривания [12] — на юго-западе. На южном склоне они погребены под мощным (100—1000 м) покровом мезокайнозойских отложений, в то время как на северном выходят на дневную поверхность, а с широты Венёва полого погружаются под более молодые отложения карбона.

Глинистые породы играют заметную роль в разрезе рассматриваемых образований (рис. 2), преобладают в отложениях нижне- и средневизейских подъярусов. Каменноугольные глины юго-западного склона, в том числе и визейские, изучались Н. П. Хожаиновым [13, 14], а в пограничных с северным склоном районах Московской синеклизы — И. Д. Зхусом [4], М. А. Ратеевым [10], В. А. Ерощевым-Шаком [3], однако вопросы минеральной характеристики их по большинству горизонтов требуют уточнения. Это относится и к распределению ассоциаций глинистых минералов по площади для каждого горизонта, и к фациальным особенностям их формирования.

В процессе работ было изучено свыше 50 опорных разрезов по скважинам. Основной метод изучения минерального состава глинистых пород — рентгеновский (свыше 400 определений), при этом исследованию подвергалась фракция менее 0,005 мм, являющаяся, по данным В. Д. Когана и М. Б. Куцыкович [6], наиболее представительной для этой цели; в небольших объемах проведены электронно-микроскопические и термические анализы.

Разрез визейского яруса сложен породами нижневизейского (малиновский надгоризонт), средневизейского (яснополянский) и верхневизейского (окский и серпуховский надгоризонты) подъярусов.

2. Особенности формирования глинистых минералов

Для выяснения зависимости минерального состава глин от слагающих источники сноса пород, а также влияния фациальных условий на

Рис. 1. Схематическая карта распространения каменноугольных отложений Воронежской антеклизы. *1* — скважины, их номера или названия; *2* — возраст отложений; C_1zv — заволжский; C_1ml+up — малевский и упинский горизонты; C_1jp — яснополянский; C_1ok — окский; C_1sp — серпуховский надгоризонты; C_1pt — протвинский горизонт, намюрский ярус; C_2b — башкирский ярус; C_2vr — верейский горизонт; D — девон; РЭ — докембрий

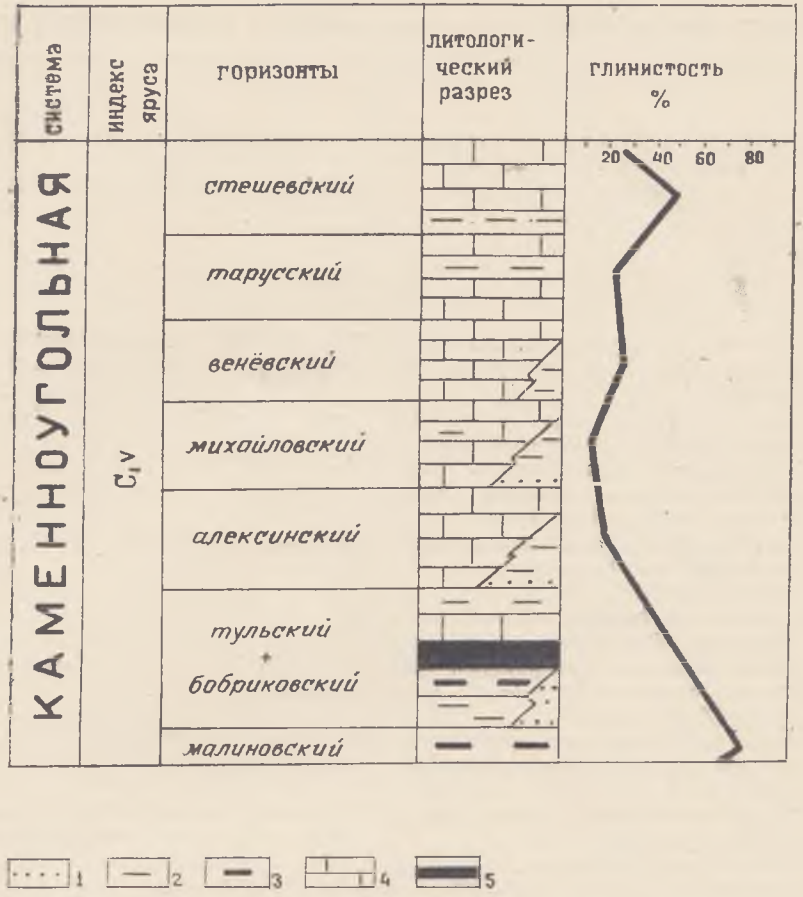


Рис. 2. Распределение глинистых пород в визейских отложениях Воронежской антеклизы: *1* — песок; *2* — глина; *3* — углистая глина; *4* — известняк; *5* — уголь

генетические особенности глинообразования нами были выбраны и тщательно изучены литогенетические типы глинистых пород, характеризующих различные палеоландшафтные обстановки визейского времени в Белгородском районе КМА (см. табл.). Такой выбор обусловлен тем, что в этом районе отмечается большое разнообразие фациальных зон [15] — от субаэральных (коры выветривания) и типично континентальных в пределах гряд железистых кварцитов, бывших в визейское время островами, через переходные лагунно-морские до нормально-морских. При этом обращалось особое внимание на изменение состава минеральных ассоциаций в различных литогенетических типах и на тонкие структурные особенности каолинита и гидрослюд. Поэтому на всех дифрактограммах, полученных нами, проиндицирован каждый рефлекс, а на электронно-микроскопических снимках определяли размеры частиц глинистых минералов с целью сопоставления их для разных литогенетических типов глинистых пород. Сравнительный анализ ассоциаций глинистых минералов и структурных особенностей каолинита и гидрослюд глинистых пород для различных фациальных типов проводили от континентальных обстановок к морским. Одновременно сопоставляли минеральный состав глин сходных литогенетических типов для различных горизонтов визейского яруса.

Таблица

Характеристика глин и глинистых минералов различных палеоландшафтных зон

Палеоландшафтные обстановки	Возраст (горизонты)	Краткая литологическая характеристика и условия залегания (подошва/кровля)	Минеральный состав, некоторые структурные особенности минералов
1	2	3	4
Элювиальные	C_1	Глина бурая, плотная, со сланцеватой текстурой (плащеобразное покрытие)	ГС—$2M_1$, 1М; Х — ортогексагональный; К—у; СС—н.у. Х+В, ГС+М
		Глина белая, рыхлая, с зернами кварца (плащеобразное покрытие)	К—у; ГС—$2M_1$, 1М; СС—н.у., у. ГС+пирофиллит
Делювиально-пролювиальные	C_{1mh}	Конгломерат синевато-черный, массивный, с белыми гальками (кора выветривания/сухарная глина)	К—у; гиббсит
	C_{1al}	Конгломерато-брекчия серо-розовая, массивная (элювиальные бокситы/сухарная глина)	Ш — слои с ортогональной и моноклинной ячейками
	C_{1jp}	Брекчия серо-розовая, плотная, (элювиальные бокситы/глина сухарная)	К—у; СС—н.у., ГС+М
Озерные	C_{1vn}	Глина темно-серая, комковатая, слюдисто-алевритистая, с пиритом (глина слюдистая/алеврит)	К—н.у.; ГС—$2M_1$, 1М; СС—н.у., ГС+М; Х(?)
		Глина зеленовато-серая, горизонтально-слоистая, с алевритом (глина/алеврит)	К — псевдомоноклинный; ГС—$2M_1$; 1М; СС—н.у. ГС+М; Х(?)
	C_{1mh}	Глина серо-зеленая, плотная, пористая (глина/глина)	Ш — слои с моноклинной и ортогональной ячейками; К—н.у.; СС—н.у.
		Глина серая, комковатая, слюдисто-алевритистая (глина слюдистая/глина углистая)	К — псевдомоноклинный; ГС—$2M_1$, 1М; Х(?); СС—н.у. ГС+М
	C_{1al}	Глина желтая, массивная, сухарная, (глина/глина)	Ш — моноклинный; ГС—$2M_1$, 1М; СС—н.у.
		Глина темно-красная, аргиллитовидная (песчаник/песчаник)	К—у; ГС—$2M_1$; 1М; СС—н.у. ГС+М
	C_{1jp}	Глина темно-серая, массивная, пластичная (глина углистая/глина алевритистая)	К—н.у.; ГС—$2M_1$, 1М; Х(?); ГС—н.у. ГС+М
		Глина темно-серая, листоватая, слюдистая (глина пластичная/глина слюдистая)	К — псевдомоноклинный; ГС—$2M_1$, 1М; Х(?); СС—н.у. ГС+М
Болотные	C_{1mh}	Глина черная, крупноплитчатая, углистая (уголь/уголь)	К—у; СС—н.у. ГС+М
		Глина черная, мелкоплитчатая, иногда крошка, углистая	К—н.у.; ГС—1М, 1Md; СС—н.у. ГС+М
	C_{1al}	Глина зеленовато-серая, массивная, сухарная (шамозит/уголь)	К—н.у.; Ш — моноклинный; СС—у(?), н.у. ГС+М
		Глина серо-желтая, сухарная, с углем (уголь/уголь)	К—у; СС—н.у. ГС+М
	C_{1jp}	Глина серая, сухарная, в виде пропластков в угле	К—у
		Глина черная, углистая, комковатая (фундамент/глина углистая)	К—н.у.; ГС—1Md, $2M_1$(?); СС—н.у. ГС+М

1	2	3	4
Лагунные	C_1vn	Глина черная, углистая, с органическим детритом (известняк/известняк)	К — псевдомоноклинный; ГС—1Md; М — диоктаэдрический; СС—н.у. ГС+М
		Глина зеленовато-серая, массивная, слюдисто-алевритистая, (глина углистая/известняк)	К—н.у.; ГС—2М; 1Md; Х(?); М — диоктаэдрический; СС—н.у. ГС+М
	C_1mh	Глина черная, комковатая, углистая, со слюдой (глина/известняк)	К — псевдомоноклинный; ГС—1Md; М — диоктаэдрический; ГС—н.у. ГС+М
		Глина темно-серая, массивная, с аллохтонным р. о. (глина/алеврит)	К—псевдомоноклинный; ГС—$2M_1$, 1Md; Х(?), М(?); СС—н.у. ГС—М
		Глина темно-серая, тонколистоватая, пластичная (алеврит/известняк)	К—н.у.; ГС—$2M_1$, 1Md; Х(?), М(?); СС—н.у. ГС+М
	C_1al	Глина черная, массивная, углистая, со слюдой (известняк/глина)	К — псевдомоноклинный; ГС—$2M_1$, 1Md; Х(?); М(?); СС—н.у. ГС+М
		Глина светло-серая, комковатая, слюдисто-алевритистая (глина/известняк)	К — псевдомоноклинный; ГС—1Md; М—диоктаэдрический; Х(?); СС—н.у. ГС+М
	C_1jp	Глина черная, сильноуглистая. (глина/известняк)	К — псевдомоноклинный; ГС—1Md; Х(?); М(?); СС—н.у. ГС+М
Прибрежные Морские	C_1vn	Глина палево-серая, комковатая, слюдистая, с аллохтонными р. о. и кораллами (уголь/известняк)	М — диоктаэдрический; К — псевдомоноклинный; СС—н.у. ГС+М
		Глина темно-серая, листоватая, карбонатная (известняк/глина)	М — диоктаэдрический; ГС—1Md; К — псевдомоноклинный; СС—н.у. ГС+М
		Глина темно-серая, плитчатая, карбонатная, с криноидеями (известняк/известняк)	М — диоктаэдрический; ГС—1Md; К — псевдомоноклинный; Х(?); СС—н.у. ГС+М
	C_1mh	Глина серая, горизонтально-слоистая, с брахиоподами (известняк/глина)	М — диоктаэдрический; К — псевдомоноклинный; ГС—1Md; Х(?); СС—н.у. ГС+М
		Глина бурая, алевритистая, карбонатная, с брахиоподами (известняк/глина)	М — диоктаэдрический; ГС—1Md; СС—н.у. ГС+М
	C_1al	Глина темно-серая, массивная, алевритистая (известняк/глина)	М — диоктаэдрический; ГС—2М, 1Md; К — псевдомоноклинный; СС—н.у. ГС+М
		Глина черная, волнисто-слоистая, алевритистая, с аллохтонными у. р. о. (известняк/алеврит)	М — диоктаэдрический; К — псевдомоноклинный; ГС—$2M_1$, 1Md; Х(?); СС—н.у. ГС+М
		Глина серая, плитчатая, слюдисто-алевритистая с авто- и аллохтонными р. о. (глина/известняк)	К — псевдомоноклинный; М — диоктаэдрический; ГС—1Md; СС—н.у. ГС+М
	C_1jp	Глина черная, плитчатая, с органическим детритом и аллохтонными р. о. (глина/известняк)	М — диоктаэдрический; Х(?); СС—н.у. ГС+М
Мелководные Морские	C_1vn	Глина серая, листоватая, карбонатная (известняк/известняк)	М — диоктаэдрический; СС—н.у. ГС+М
		Глина зеленая, массивная, пластичная (уголь/известняк)	М — диоктаэдрический; СС—н.у. ГС+М
		Глина темно-серая, массивная, углистая, с аллохтонными р. о. (известняк/уголь)	М — диоктаэдрический; СС—н.у. ГС+М
		Глина зеленая, комковатая, волнисто-слоистая (известняк/известняк)	М — диоктаэдрический; СС—н.у ГС+М

Условные обозначения: К — каолинит; ГС — гидрослюда; М — монтмориллонит; Х — хлорит; Ш — шамозит; В — вермикулит; СС — смешанослойные минералы. Структурные особенности минералов: у — упорядоченные структуры; н.у. — неупорядоченные. Среди каолинитов по степени совершенства кристаллической структуры выделены 3 типа: 1) упорядоченный, отвечающий триклинной элементарной ячейке с углом $\alpha \approx 91{,}6°$; 2) псевдомоноклинный с псевдоячейкой, где угол $\alpha \approx 90°$; 3) неупорядоченный с промежуточным значением угла α; у.р.о.— углефицированные растительные остатки.

Площадные коры выветривания. Поскольку для участков вблизи островных гряд источниками сноса были коры выветривания железистых кварцитов и сланцев, а элювиальные образования на последних служили поставщиком глинистого материала при формировании визейских пород, нами исследованы образцы из зон коры выветривания кристаллических сланцев с реликтами сланцеватой текстуры, совершенно утратившие структурно-текстурные признаки материнских образований.

Породы коры выветривания с реликтовой текстурой буровато-желтые, непрочные, первичная сланцеватость в них иногда подчеркивается пятнистостью и полосчатостью. Глинистая составляющая выветрелых пород представлена гидрослюдой, хлоритом, каолинитом с примесью смешаннослойных образований. Гидрослюда составляет до 40% глинистой фракции (рис. 3, *а*) и представлена диоктаэдрической модификацией $2M_1$ мусковитового типа с примесью политипа 1M.

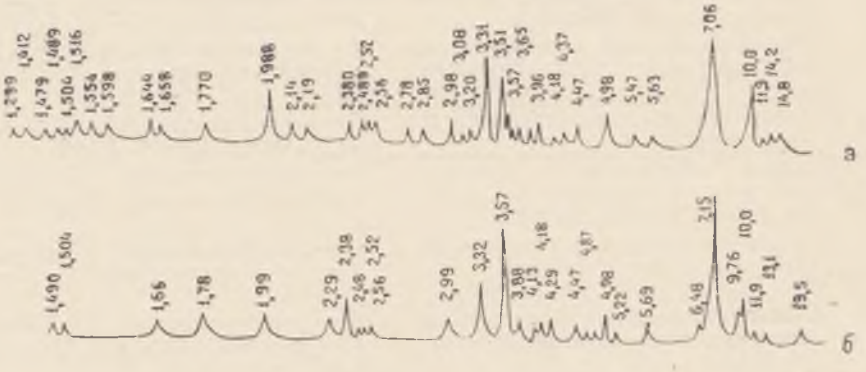


Рис. 3. Дифрактограммы глинистой составляющей из коры выветривания: *а* — порода с реликтовой сланцеватой текстурой (скв. 1653, гл. 654,5 м); *б* — белая элювиальная глина (скв. 1238, гл. 583 м)

Идентификация двух политипов в смеси с другими минералами значительно затруднена, поэтому их определение с учетом интенсивностей проводилось по значениям d_{hkl}, не совпадающим друг с другом и лежащим в области углов, не характерных для отражения других минералов. В данном случае политип $2M_1$ однозначно определяли по 112 (3,96 Å), 114 (3,20 Å) и $11\bar{6}$ (2,78 Å), а политип 1M — по $11\bar{2}$ (3,65 Å) и 112 (3,08 Å). На электронно-микроскопическом снимке

а *б*

Рис. 4. Электронно-микроскопические снимки глинистой составляющей из коры выветривания: *а* — скв. 1653, гл. 654,5 м; *б* — скв. 1238, гл. 583 м. Ув. 10 000

(рис. 4, *а*) к политипу $2M_1$ отнесены плотные пластинки неопределенной формы с острыми краями и средним размером в поперечнике от 0,5 до 2 мк.

Каолинит присутствует в породе в виде примеси и идентифицируется по значениям 001 (7,16 Å), $1\bar{1}0$ (4,37 Å), $1\bar{1}1$ (4,18 Å), 002 (3,57 Å) и 060 (1,489 Å). На термограмме (рис. 5, *а*) его наличие подтверждается характерным экзотермическим эффектом при 980°.

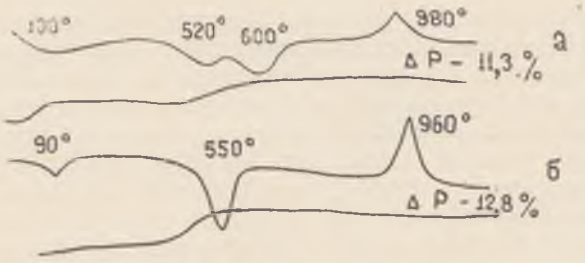


Рис. 5. Термограммы и кривые потери веса глинистой составляющей из коры выветривания: *а* — скв. 1653, гл. 654,5 м; *б* — скв. 1238, гл. 583 м

Ввиду незначительного содержания каолинита в смеси минералов проявление дифракционных рефлексов с К=1 и 2 является свидетельством высокой упорядоченности его кристаллической структуры. Наиболее часто встречаемые кристаллы каолинита (см. рис. 4, *а*) имеют удлиненную (лейстовидную) форму с гексагональными очертаниями на концах, что дает основание считать его псевдоморфозой по гидрослюде; реже встречаются гексагональные или близкие к ним пластинки и двойники, являющиеся типичными новообразованиями.

При определении минерала со слабым (14 Å) и сильным (7 Å) рефлексами возникла сложность, связанная с отнесением его к группе железистых шамозитов или ортогексагональных хлоритов, обогащенных двухвалентным железом. Пробное индицирование на основе моноклинной и ортогональной элементарных ячеек позволило выделить рефлексы, характерные для кристаллов ортогексагональных хлоритов — 063 (1,479 Å), 0.0.10 (1,412 Å), 066 (1,299 Å), 206 (1,77 Å).

При расчете количество Fe^{2+} в зависимости от вычисленного значения «b» (b=9,324 Å) по формуле Широцу [11] в октаэдрических позициях оказалось равным 3, а значение параметра 001 (14,2 Å) по формуле Бриндли [11] показало, что количество ионов Al, замещающих Si в тетраэдрах, равно 1,25. Исходя из этих значений, приближенную кристаллохимическую формулу ортогексагонального хлорита можно выразить, как $(Mg_{1,75}Fe^{2+}{}_3Al_{1,25})(Si_{2,75}Al_{1,25})O_{10}(OH)_8$.

На электронно-микроскопических снимках хлорит выделяется в виде плотных удлиненных пластин разных размеров с соотношением длины к ширине примерно 1 : 2 и имеет резко очерченные боковые грани.

Смешанослойные образования, очевидно, относятся к неупорядоченным системам, так как рефлексы 5,63 и 5,47 Å не составляют целочисленной серии с рефлексами 14,8 и 11,9 Å в том случае, если последние

рассматривать как отражения с индексом 002. Ввиду незначительной примеси смешанослойных образований и отсутствия рефлексов более высокого порядка точная их идентификация практически неосуществима. Можно только предположить, что рефлекс 14,8 Å характеризует образование смешанослойного хлорит-вермикулитового типа, а 11,9 Å — монтмориллонит-гидрослюдистого.

Изучение тонкой фракции белой элювиальной глины (см. рис. 3, *б*) показало ее существенно каолинитовый состав с примесью гидрослюды и очень незначительным содержанием смешанослойных образований.

Каолинит, составляющий около 80% фракции меньше 1 мк, проявляет высокую степень упорядоченности кристаллической структуры без нарушений по оси «b», о чем свидетельствуют рефлексы с $K \neq 3$ и 0. На термограмме (рис. 5, *б*) экзотермический эффект выражен острым интенсивным пиком, что также свидетельствует о высокой степени упорядоченности его структуры. Частицы каолинита размером от 0,3 до 2,0 мк имеют гексагональную, реже псевдогексагональную форму, близкую к изометричной (см. рис. 4, *б*).

Гидрослюда представлена политипом $2M_1$ с характерными для нее значениями 111 (4,29 Å), $11\bar{3}$ (3,88 Å), 025 (2,99 Å), 115 (2,86 Å). Межплоскостные расстояния со значениями 3,08 и 2,92 Å свидетельствуют о содержании в образце примеси политипа 1M.

Минералы со значениями межплоскостных расстояний 13,1; 11,9; 5,69 и 5,22 Å, очевидно, принадлежат к группе неупорядоченных смешанослойных образований с различным количеством разбухающих слоев. Рефлексы 19,5; 9,76; 6,48 и 4,87 Å представляют собой целочисленную серию и характеризуют структуру с упорядоченным (1 : 1) чередованием слоев. На наш взгляд, такая структура может быть образована слюдяными слоями с чередованием иона K^+ через один слой, т. е. чередованием слюдяного слоя 10 Å с «чистым» пирофиллитовым (без иона K^+, 9,3 Å) слоем.

Делювиально-пролювиальные глины. Минералогия делювиально-пролювиальных глин из отложений бобриковско-тульского горизонта рассмотрена на примере образца конгломератобрекчии из скв. 1389 (гл. 451,0 м), залегающей на бокситоносной коре выветривания сланцев кристаллического фундамента и перекрытой зеленовато-серой брекчией. Она представляет собой коричневато-серое массивное образование из угловато-окатанных галек каолинита и гематита размером до 1,5 см, сцементированных глинистым веществом. Тонкая фракция, отобранная из участков, не содержащих обломков железных руд, и монофракция из белых галек состоит из каолинита с небольшой примесью смешанослойных образований. В породе присутствует значительное количество сидерита и меньше гётита [1].

Каолинит имеет высокоупорядоченную кристаллическую структуру (рис. 6, *а*), о чем свидетельствует в первую очередь расщепление дифракционных рефлексов $1\bar{1}1$ и $11\bar{1}$ и проявление других рефлексов.

На электронно-микроскопическом снимке реплики, полученной с

[1] Эпигенетические образования окислов, сульфатов и карбонатов в настоящей работе подробно рассматриваться не будут.

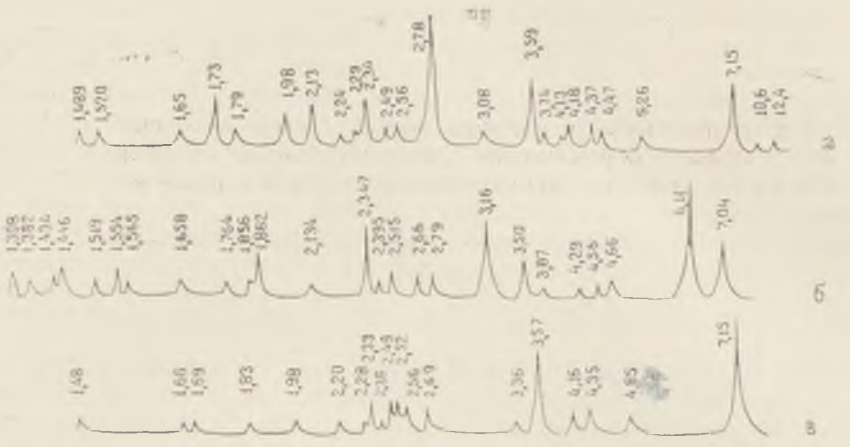
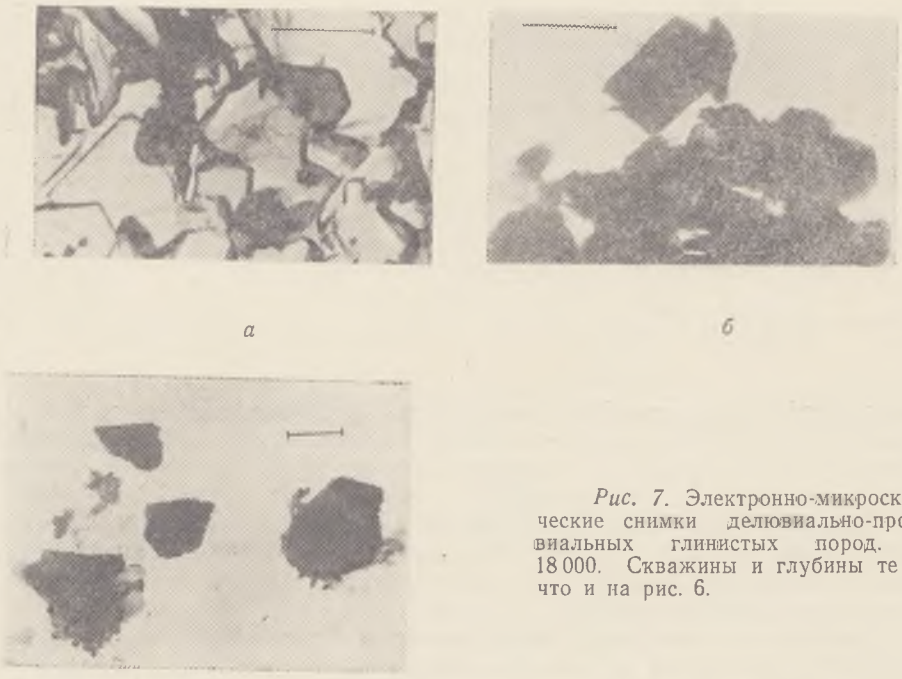


Рис. 6. Дифрактограммы делювиально-пролювиальных глинистых пород: *а* — скв. 1389, гл. 461 м; *б* — скв. 1748, гл. 582 м; *в* — скв. 433, гл. 428,7 м

изолированных частиц, каолинит имеет идеальные гексагональные и реже псевдогексагональные формы размером от 0,5 до 1,5 мк (рис. 7, *а*). Смешанослойные образования составляют несущественную (не более 10%) примесь и определяются по отражениям 12,4; 10,6 и 5,26 Å, принадлежащим, очевидно, неупорядоченным структурам типа гидрослюда+монтмориллонит (см. рис. 11, *а*).



а *б* *в*

Рис. 7. Электронно-микроскопические снимки делювиально-пролювиальных глинистых пород. Ув. 18 000. Скважины и глубины те же, что и на рис. 6.

Делювиально-пролювиальные глины из различных горизонтов средне- и верхневизейских отложений характеризуются определенным типом ассоциаций глинистых минералов. В частности, в отложениях алексинского возраста отмечается значительное содержание шамозита, присутствующего в породе как в качестве цемента, так и в виде угловато-окатанных зеленоватых или желтоватых обломков размером до 1,0 см. Эти обломочные глинистые породы залегают на бокситовидных элювиальных сланцах и перекрываются обломочными железными рудами.

Рентгеновское исследование цемента и обломков различного цвета показало, что они имеют одинаковый бёмит-шамозитовый состав. На дифрактограмме образца из монофракции желтовато-белых обломков шамозит (см. рис. 6, *б*) определяется по значениям отражений 001 (7,04 Å), 020 (4,66 Å), 002 (3,50 Å) и другим, а бёмит — по рефлексам 020 (6,11 Å), 021 (3,16 Å), 041 (2,347 Å) и т. д. Особый интерес вызывают отражения шамозита, характерные как для моноклинной, так и для ортогональной формы элементарных ячеек. К первым относятся значения 110 (4,56 Å), $11\bar{1}$ (4,29 Å), $20\bar{2}$ (2,395 Å), 134 (1,565 Å), ко вторым — 201 (2,515 Å) и 202 (2,134 Å), что свидетельствует [11] о наличии в структуре ортогональной и моноклинной форм наложения слоев, обусловленных совместным присутствием в октаэдрических слоях двух- и трехвалентного железа.

На электронно-микроскопических снимках (рис. 7, *б*) кристаллы шамозита размером около 0,5 мк имеют форму, близкую к изометричной, с отчетливо различимой тенденцией к образованию углов в 60 и 120°. Кривая нагревания этого образца (рис. 8, *б*) характеризуется од-

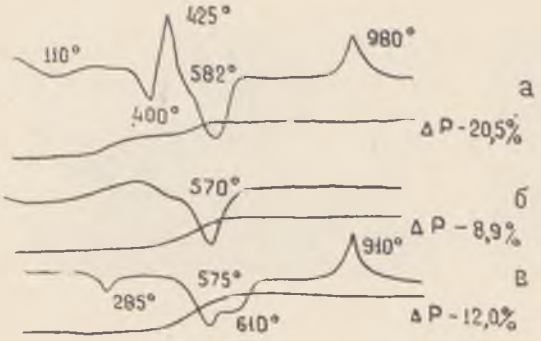


Рис. 8. Термограммы и кривые потери веса делювиально-пролювиальных глин. Скважины и глубина те же, что и на рис. 6

ним эндоэффектом при 570°, связанным с разрушением структуры шамозита и бёмита. Снижение значения температуры эндотермической реакции может служить подтверждением неупорядоченности в структуре шамозита вдоль осей «а» и «b».

Глины этого фациального типа в михайловском горизонте имеют ограниченное распространение. Они приурочены к склоновым частям палеодолин, и их прослои характеризуются быстрым выклиниванием и мощностью не более 0,5 м.

Наиболее часто породы представлены конгломератом из галек каолинитового состава с примесью минералов свободного глинозема и каолинит-гематитового цемента. Глины залегают на выветрелых железных рудах и перекрываются сухарными каолинитовыми глинами.

Каолинит из монофракции белых галек проявляет высокую степень упорядоченности кристаллической структуры (см. рис. 6, *в*), что выражается в разделении на дифрактограмме рефлексов 111 (4,18 Å) и $\overline{111}$ (4,13 Å), наличии отражений с К=1 и 2. Кристаллы размером от 0,5 до 1,5 мк имеют псевдогексагональный облик с ровными или «зазубренными» краями пластин (см. рис. 7, *в*).

При нагревании (рис. 8, *в*) регистрируются характерные для каолинита эндотермический (600°) и острый экзотермический эффекты. Снижение температуры экзоэффекта до 910°, очевидно, связано с присутствием в образце гидроокислов железа и свободного глинозема.

Количество гиббсита как в цементе, так и в составе белых галек невелико, и его присутствие выявляется по дифракционным рефлексам незначительной интенсивности: 020 (4,85 Å) и 021 (4,31 Å). Дифференциальная кривая нагревания вещества из белых галек характеризуется эндоэффектами при 285 и 575°, связанными с дегидратацией гиббсита.

Глины озерных отложений состоят из каолинита с примесью деградированных трехслойных глинистых минералов.

Из отложений яснополянского надгоризонта была проанализирована серая пластичная глина пелитовой структуры, массивная, мелкокомковатая, залегающая между углистыми глинами. Каолинит из тонкой фракции характеризуется некоторым разупорядочением структуры по оси «b» (рис. 9, *а*), на что указывает диффузность полосы 02*l* со сла-

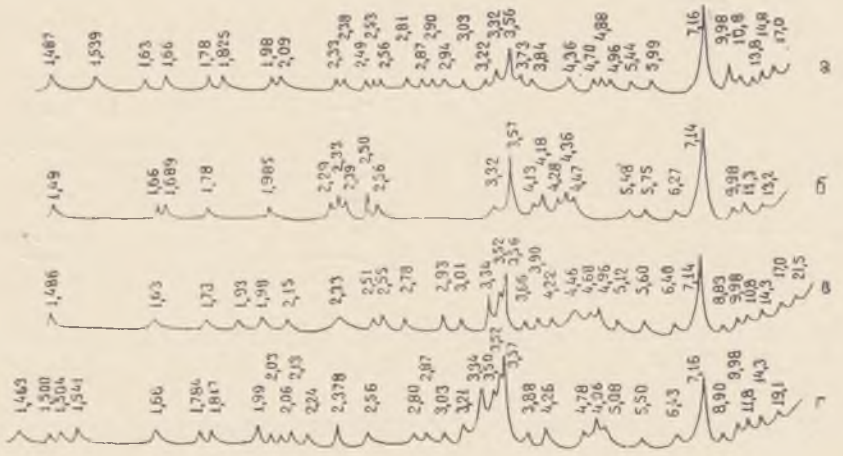


Рис. 9. Дифрактограммы озерных глин: *а* — скв. 1389, гл. 458,8 м; *б* — скв. 1993; гл. 6845 м; *в* — скв. 1389, гл. 431,8 м; *г* — скв. 1941, гл. 611,7 м

бым проявлением рефлекса 021 (3,84 Å). Частицы его имеют высокую дисперсность и характеризуются обломочными или псевдогексагональными формами (рис. 10, *а*).

О некоторой неупорядоченности структуры каолинита свидетельствуют данные термического анализа по широкому эндотермическому эффекту при температуре 560° и слабому пологому экзоэффекту при 955° (рис. 11, *а*).

Гидрослюда представлена двумя политипными модификациями — $2M_1$ и 1M. Первая определена по значениям межплоскостных расстоя-

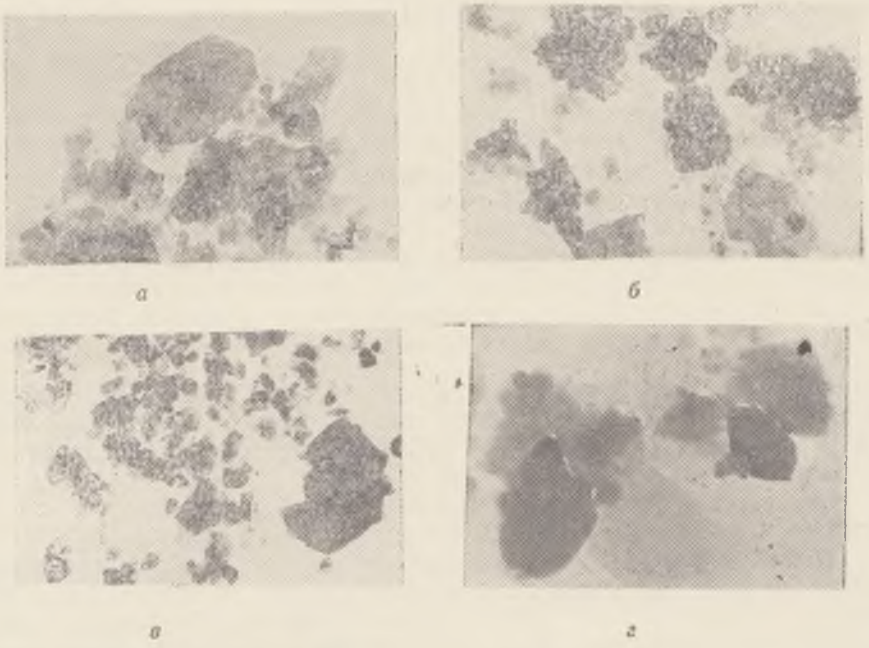


Рис. 10. Электронно-микроскопические снимки озерных глин. Скважины и глубины те же, что и на рис. 9. Ув.: *а* — 10 000; *б* — 5000; *в* — 8500; *г* — 12 000

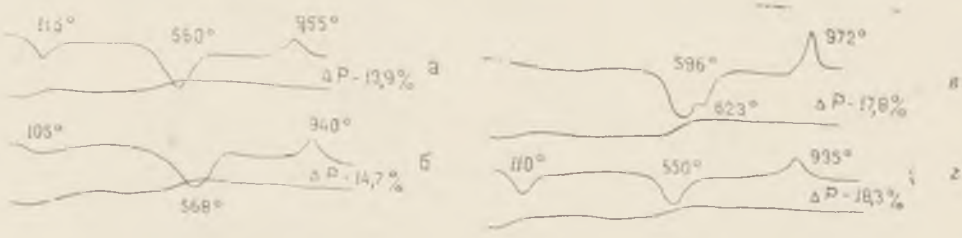


Рис. 11. Термограммы и кривые потери веса озерных глин. Скважины и глубины те же, что и на рис. 9

ний 023 (3,73 Å), 114 (3,22 Å) и $11\bar{6}$ (2,80 Å), вторая выделена по рефлексам 112 (3,09 Å) и $11\bar{3}$ (2,94 Å). На дифференциальной кривой нагревания эндоэффект при температуре 115°, очевидно, связан с удалением адсорбированной воды из гидрослюды и смешанослойных образований.

Хлорит относится к триоктаэдрическим разновидностям (060 равно 1,539 Å) и идентифицируется по целому ряду отражений — 001 (13,8 Å), 003 (4,70 Å), $20\bar{5}$ (1,825 Å) и др. (см. рис. 9, *а*). Приближенная формула его, вычисленная по графикам [11]: $(Mg_{1,50}\,Fe^{2+}_{0,25}\,Al_{1,25})\,(Si_{2,75}\,Al_{1,25})\,O_{10}(OH)_8$.

Смешанослойные образования со значением межплоскостных рас-

стояний 17,0; 14,8; 10,8; 5,99; 5,44 Å у насыщенных глицерином образцов отнесены нами предположительно к типу неупорядоченных смешанослойных минералов, поскольку отражения их не составляют целочисленной серии.

В качестве наиболее типичных озерных глин алексинского возраста рассмотрим темно-красную аргиллитовидную породу, залегающую в виде пласта мощностью 2,2 м среди железисто-кварцевых песчаников (скв. 1993, гл. 684,5 м). Состоит она из каолинита, гематита и незначительной примеси гидрослюды и смешанослойных образований. Каолинит по сравнению с описанным образцом имеет более совершенную кристаллическую структуру. На дифрактограмме (см. рис. 9, *б*) отчетливо выделяются рефлексы $11\bar{1}$ (4,18 Å), $1\bar{1}1$ (4,13 Å) и 020 (4,47 Å). Кристаллы каолинита обладают интересной морфологической особенностью. По размерности их можно разделить на «крупную» фракцию, представленную псевдогексагональными частицами размером от 1,5 до 2,5 мк, и «мелкую», состоящую из хорошо очерченных частиц величиной от 0,1 до 0,3 мк (см. рис. 10, *б*). Очевидно, этим обусловлено наличие двух эндотермических эффектов при температуре 596 и 623° (рис. 15, *б*) на дифференциальной кривой нагревания.

Гидрослюда, содержание которой едва превышает 10%, на дифрактограмме не проявляет рефлексов, характерных для определенного политипа. Смешанослойные образования насыщенного глицерином образца представлены многочисленными рефлексами в области малых углов: 13,2; 11,3; 8,9 Å и т. д. (см. рис. 9, *б*). Как у воздушно-сухого, так и у насыщенного образца эти отражения не составляют целочисленной серии и отнесены нами к неупорядоченным системам гидрослюда+монтмориллонит.

Наиболее характерными для михайловских озерных глин являются серые мелкоплитчатые пластичные. Нами изучена глина из скв. 1389 (гл. 431,8 м), залегающая на углистой болотной и перекрывающаяся листоватой темно-серой озерной глиной.

Как и для других разновозрастных глин озерного типа, тонкая фракция образца из прослоя представлена каолинитом. В виде примеси присутствует небольшое количество гидрослюды, хлорита и смешанослойных образований. Структура каолинита является примером крайнего разупорядочения по оси «b», что выражается в полном отсутствии рефлексов между отражениями 002 (3,56 Å) и $20\bar{1}$ (2,552 Å) (см. рис. 14, *в*). Кристаллы размером от 0,2 до 0,7 мк имеют обломочный облик и крайне редко гексагональные очертания (см. рис. 10, *в*). Кривая нагревания подчеркивает несовершенство кристаллической структуры каолинита, о чем свидетельствуют сдвинутые в сторону меньших температур эндо- и экзоэффекты (рис. 11, *в*).

Гидрослюда при незначительном содержании в образце идентифицируется по многим характерным для нее отражениям, среди которых по значениям $01\bar{1}$ (4,46 Å), $11\bar{3}$ (3,90 Å), 022 (4,12 Å), 025 (3,01 Å) выделяется политип $2M_1$, а по значениям $11\bar{2}$ (3,66 Å) и $11\bar{3}$ (2,93 Å) — политип 1M.

Хлорит установлен по целой серии базальных и других рефлексов, таких как 202 (2,51 Å), 204 (2,15 Å), однако более точная его диагностика в связи с незначительным содержанием затруднена. Смешанослойные образования установлены по нецелочисленным отражениям

(21,5; 17,0; 10,8; 8,83; 6,40; 5,60 Å и др.), которые в данном случае могут быть образованы неупорядоченными системами в различной степени деградированных слюд и хлорита.

Расширение визейской трансгрессии привело к значительному сокращению площади аллювиальной равнины и уменьшению роли континенталных глин в формировании осадочных пород. Глины венёвских озерных отложений, имеющие ограниченное распространение по сравнению с более ранними по возрасту, обнаруживают сходный с ними минеральный состав.

В качестве примера рассмотрим образец зеленовато-серой горизонтально-слоистой глины с тонкими (около 1 мм) прослойками алевритa, залегающей на слюдисто-алевритистой пиритизированной глине и перекрывающейся зеленовато-серым глинистым алевритом (скв. 1941, гл. 611,7 м). Каолинит, составляющий около 60% глинистой фракции, по степени совершенства кристаллической решетки аналогичен описанному каолиниту из озерной глины михайловского возраста. Значительную разупорядоченность его структуры определяют как по отсутствию дифракционных отражений с $K=1$ и 2 в области малых и средних углов (см. рис. 9, *г*), так и по характеру дифференциальной кривой нагревания (рис. 11, *г*). Температура, при которой разрушается кристаллическая структура, имеет широкий интервал с максимумом при 550°, а образование новой кристаллической фазы происходит неинтенсивно и выражается пологим и низким пиком при температуре 935°. Кристаллы каолинита тонкодисперсны, размером от 0,2 до 0,5 мк, редко 1 мк. Формы каолинита расплывчаты, и его пластинки за редким исключением имеют нерезко выраженные грани (см. рис. 10, *г*).

Гидрослюда представлена политипом $2M_1$ с характерными для нее значениями $11\bar{3}$ (3,88 Å), 114 (3,21 Å), 115 (2,87 Å), $11\bar{6}$ (2,80 Å) и в меньшем количестве — политипом 1M, выделенным по значениям 112 (3,07 Å) и $11\bar{3}$ (2,93 Å). Наиболее часто встречаемые пластины гидрослюд имеют обломочные формы, близкие к изометричным, и размеры до 2 мк (см. рис. 10, *г*).

Хлорит содержится в образце в незначительном количестве. Его присутствие установлено по рефлексам 001 (14,3 Å), 003 (4,78 Å), 004 (3,52 Å), $20\bar{5}$ (2,06 Å), 007 (2,03 Å) и 063 (1,463 Å). Отражения смешанослойных минералов образуют значительный фон в области малых углов; наиболее выражены рефлексы 19,1; 11,8; 8,90; 6,43; 5,51 и 5,08 Å. Отсутствие целочисленных серий отражений дает основание отнести эти образования к различным типам неупорядоченных систем (с учетом значительного количества рефлексов), образованных переслаивающимися пакетами гидрослюд, гидрохлоритов и, возможно, монтмориллонитов.

Таким образом, глины озерных отложений идентичны по минеральному составу глинам из кор выветривания на сланцах. Однако каолиниты озерных отложений имеют меньшую степень упорядоченности кристаллической решетки, чем каолиниты кор выветривания. Это свидетельствует об разупорядочении решетки каолинита при перемыве элювия, переносе и седиментации в озерных водоемах.

Глины болотного происхождения широко распространены в яснополянских отложениях, однако вверх по разрезу их количество сокращается и полностью исчезает в венёвских отложениях.

(скв. 1941, гл. 620,15 м). Тонкая фракция этого образца представлена каолинитом с незначительной примесью гидрослюды, смешанослойных образований и пирита.

Каолинит составляет около 80% фракции и от ранее описанных отличается большей степенью разупорядоченности структуры, о чем свидетельствует отсутствие рефлексов 02*l* и 11*l* (см. рис. 12, *в*). Кристаллы его (0,3—2,0 мк) характеризуются разнообразием морфологических форм: крупные, как правило, имеют гексагональный облик, а мелкие — вид неправильных пластин (рис. 18, *в*). На кривой нагревания термические эффекты каолинита имеют пологие пики и заниженное значение (940°) температуры экзоэффекта (см. рис. 15, *в*).

Точно определить политип в связи с незначительным содержанием гидрослюды довольно трудно. Рефлексы со значением d_{hkl}=3,07 и 2, 96 А исключают принадлежность ее к $2M_1$, а их диффузность и некоторая размытость других рефлексов позволяют отнести ее к диоктаэдрической гидрослюде (060 равно 1,505 Å) политипа 1Md. Смешанослойные образования фиксируются по диффузному фону в области малых углов с одним более отчетливо выраженным рефлексом 13,0 А. При насыщении образца глицерином происходит его смещение до 13,8 Å, что, очевидно, связано с присутствием разбухающих слоев в структуре (см. рис. 12, *в*).

Таким образом, при анализе минерального состава глин болотного генезиса установлены значительные различия в составе минеральных ассоциаций — от почти мономинеральных до многокомпонентных. Значительные вариации отмечаются и в степени упорядоченности каолинита. Мономинеральные каолинитовые глины с высокой степенью кристалличности решетки сформировались, по нашему мнению, при размыве пород верхних частей элювиальной коры выветривания сланцев и переотложении их в болотных водоемах. Полиминеральный состав болотных глин при ведущей роли каолинита обусловлен перемывом и переотложением пород не только верхней, но и нижней части коры выветривания в болотных водоемах. Формирование каолинита с неупорядоченной структурой объясняется разложением гидрослюд и гидрохлоритов в болотных водоемах, характеризующихся кислой средой. Это подтверждается наличием значительного количества смешанослойных минералов и отсутствием в корах выветривания неупорядоченных каолинитов. Шамозиты являются явно вторичными минералами.

Глины лагунных отложений отличаются от описанных типов прежде всего примесью монтмориллонита и иногда значительным содержанием кальцита. Во всех изученных образцах отмечена также примесь хлорита и смешанослойных образований, количество которых незначительно и примерно равно их содержанию в глинах озерного типа. Разновозрастные лагунные глины, имеющие одинаковый минеральный состав, могут различаться между собой количественным соотношением каолинита и гидрослюды, нередко составляющей 30—40% содержания тонкой фракции. Рассмотрим минералогию лагунных глин на примере углистой глины (яснополянский надгоризонт) с тонкими прослоями известняков, залегающей в виде пласта мощностью 0,4 м на зеленовато-бурой слюдисто-алевритистой и перекрытой известняком. Углистая глина состоит из примерно равных количеств гидрослюды и каолинита, составляющих около 80% породы. Результаты рентгеновского анализа свидетельствуют о крайне неупорядоченной структуре

каолинита (рис. 15, *а*), что проявляется в полном отсутствии рефлексов с K=1 и 2 в промежутке 020 (4,47 Å) и 20$\bar{1}$ (2,56 Å)

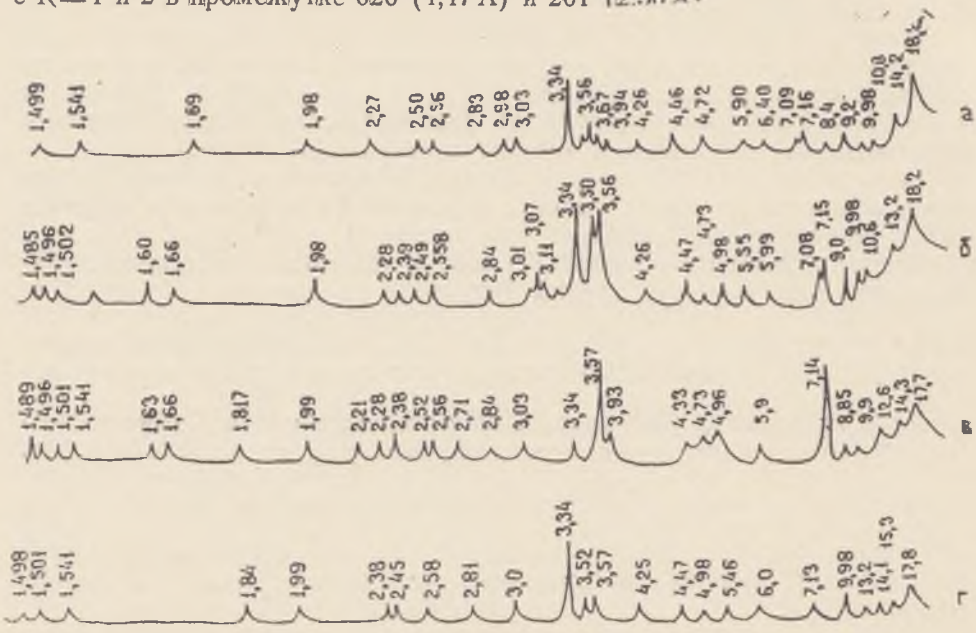


Рис. 15. Дифрактограммы глин лагунного происхождения: *а* — скв. 1389, гл. 456,7 м; *б* — скв. 389, гл. 447 м; *в* — скв. 2552, гл. 598,4 м; *г* — скв. 1389, гл. 415,4 м

Частицы каолинита характеризуются неправильной формой и высокой дисперсностью. Размеры их редко достигают 1 мк, в большинстве случаев равны 0,1—0,3 мк (рис. 16, *а*). Характер кристаллического

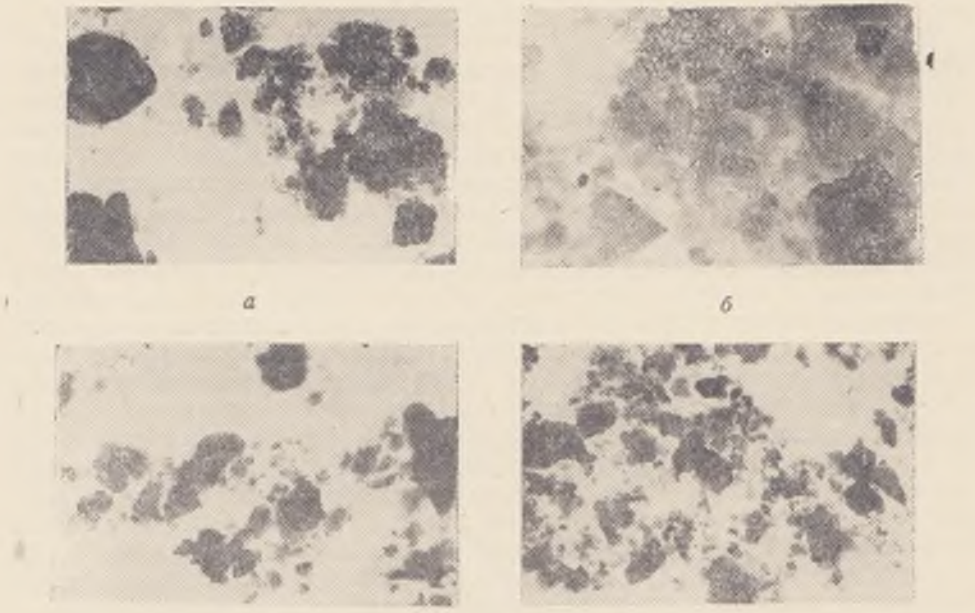


Рис. 16. Электронно-микроскопические снимки лагунных глин. Скважины и глубины те же, что и на рис. 15. Ув.: *а* — 10 000; *б* — 5000; *в* — 15 000; *г* — 9000

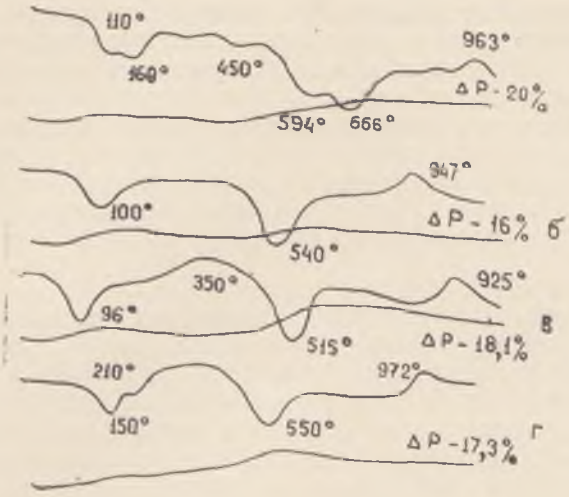


Рис. 17. Термограммы и кривые потери веса лагунных глин. Скважины и глубины те же, что и на рис. 15

несовершенства каолинита подтверждается и пологим слабоинтенсивным экзотермическим эффектом при температуре 963° (рис. 17, *а*).

Гидрослюда не проявляет дифракционных признаков, характерных для определенной политипной модификации; ее рефлексы характеризуются диффузностью. На электронно-микроскопическом снимке суспензии (см. рис. 16, *а*) пластинки гидрослюды имеют неправильную форму, иногда острые или слегка размытые края и размер от 0,5 до 1,5 мк.

Монтмориллонит и хлорит присутствуют в небольшом количестве и выявлены на дифрактограммах насыщенного глицерином образца по серии базальных рефлексов. Смешанослойные образования характеризуются нецелочисленной серией отражений со значением 16,5; 12,8; 6,40; 5,83 Å и отнесены к неупорядоченным системам гидрослюда+монтмориллонит, трансформированным в основном по деградированным слюдам.

Темно-серая листоватая пластичная глина из отложений алексинского горизонта отличается более высоким содержанием каолинита, составляющего около 60% от количества глинистой фракции. Структура каолинита характеризуется большей степенью упорядоченности по оси «b» (см. рис. 15, *б*), о чем свидетельствует проявление рефлекса 110 (4,37 Å) и отсутствие диффузности у рефлекса 020 (4,47 Å). Пластинки каолинита размером 0,2—0,4 мк имеют обломочную и иногда псевдогексагональную форму (см. рис. 16, *б*).

Гидрослюда, несмотря на незначительное содержание (около 20%), легко определяется как по довольно острым дифракционным рефлексам, согласующимся с политипом $2M_1$ (4,10 и 3,95 Å), так и по диффузным, свидетельствующим о возможной примеси политипа 1Md. Пластинки слюды величиной 1—1,5 мк имеют неправильную форму и под электронным микроскопом довольно отчетливо отличаются от тонкодисперсных пластин каолинита (см. рис. 16, *б*). Примесь монтмориллонита и хлорита, как и в предыдущем случае, выявлена в основном по базальным рефлексам, а неупорядоченные смешанослойные образования — по нецелочисленной серии дифракционных отражений со значением 11,4; 9,4 и 5,55 Å.

В качестве примера лагунной глины из отложений михайловского горизонта взят образец темно-серой плитчатой породы с тонким растительным детритом и аллохтонными углефицированными растительными остатками из пачки глин, залегающих между известняками (скв. 2552, гл. 598,4 м). Как по качественному, так и по количественному содержанию глинистых минералов она аналогична описанной из отложений алексинского горизонта; отличается только примесью кварца и повышенным содержанием органики, определяемой по экзоэффекту на дифференциальной кривой нагревания (рис. 17, *в*) при температуре 350°. Смешанослойные минералы определяют по нецелочисленной серии рефлексов 13,3; 9,01; 8,30 и 5,39 А (см. рис. 15, *в*).

Из лагунных глин венёвского горизонта рассмотрим темно-серую комковатую слюдисто-алевритистую глину, залегающую в виде прослоя мощностью 1,8 м между известняками (скв. 1389, гл. 415,4 м).

Каолинит, составляющий около 50% тонкой фракции, характеризуется крайней разупорядоченностью по оси «b» и неправильной формой частиц размером 0,1—0,3 мк (рис. 15—16, *г*). Частицы гидрослюды размером от 0,5 до 2 мк имеют неправильную, близкую к изометричной форму, проявляют некоторую «размытость» или «изъеденность» отдельных граней и характеризуются размытостью рефлексов.

Хлорит, по сравнению с другими рассмотренными типами глин, содержится в большем (около 15%) количестве, что позволяет определить величину его параметра «b» (9,210 А) и принадлежность к триоктаэдрической группе минералов.

Монтмориллонит выделен по рефлексу 12,4 Å, который при насыщении образца глицерином увеличивается до 17,8 А и образует серию, близкую к целочисленной (см. рис. 15, *г*). Помимо смешанослойных образований, образующих нецелочисленную серию отражений в 11,4; 8,20 и 5,23 А, в образце имеется небольшое количество кварца и кальцита.

Таким образом, изучение минерального состава лагунных глин показало, что они состоят из каолинита, гидрослюды с примесью хлорита, монтмориллонита и смешанослойных минералов типа гидрослюда+монтмориллонит. В составе рассматриваемых глин монтмориллонит имеется в заметных (определимых) количествах; гидрослюда наряду с каолинитом является главным породообразующим минералом; степень упорядоченности кристаллической структуры каолинита снижается. Все это, вместе взятое, свидетельствует о лучшей транспортабельности гидрослюды из коры выветривания (в основном из нижних зон), об измельчении пластин и разупорядочении структуры каолинита при транспортировке и седиментации, о возможном новообразовании монтмориллонита. Формирование последнего происходило, видимо, в иловых растворах при диагенезе осадка в сильнощелочных условиях, что подтверждается наличием тонких прослоев известняков в рассматриваемых глинах.

Глины прибрежно-морских отложений характеризуются высоким содержанием монтмориллонита, достигающего 60—70% состава тонкой фракции, примесью каолинита, хлорита и смешанослойных образований (рис. 18, 19, 20). Иногда в них присутствуют кварц и кальцит.

При дифрактометрическом изучении минерального состава оказалось, что монтмориллониты проявляют различную способность к на-

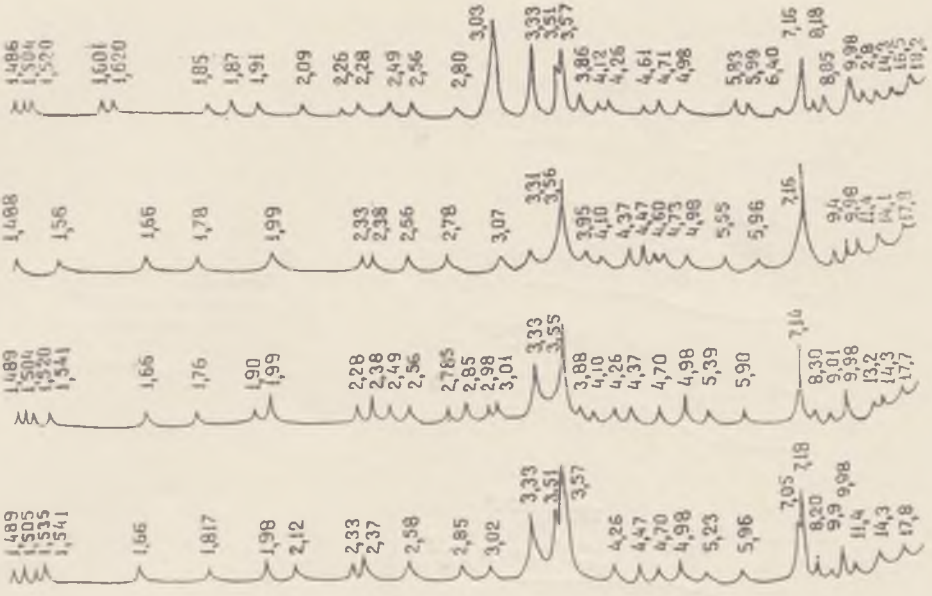


Рис. 18. Дифрактограммы прибрежно-морских глин: *а* — скв. 2552, гл. 614,9 м; *б* — скв. 1389, гл. 440,3 м; *в* — скв. 2526, гл. 332,6 м; *г* — скв. 1993, гл. 623 м

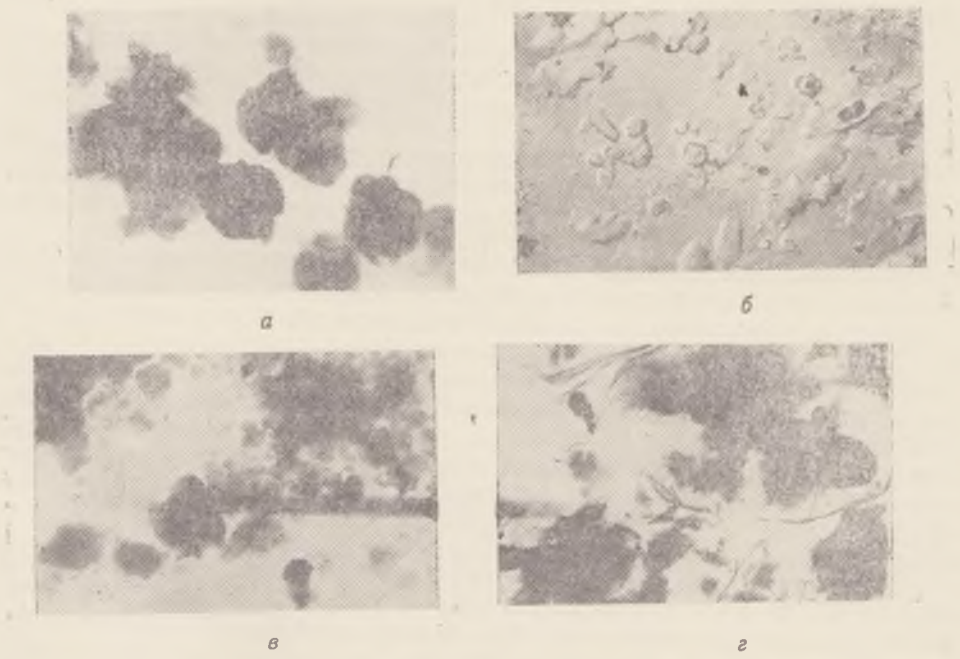


Рис. 19. Электронно-микроскопические снимки прибрежно-морских глин. Ув.: *а* — 8000; *б* — 10 000; *в* — 8000; *г* — 10 000. Скважины и глубины те же, что и на рис. 18

буханию. У монтмориллонитов из листовато-плитчатых с тонким детритовым материалом пластичных глин, залегающих среди известняков, в воздушно-сухом состоянии проявляется рефлекс 12,3 А, а монтмориллo-

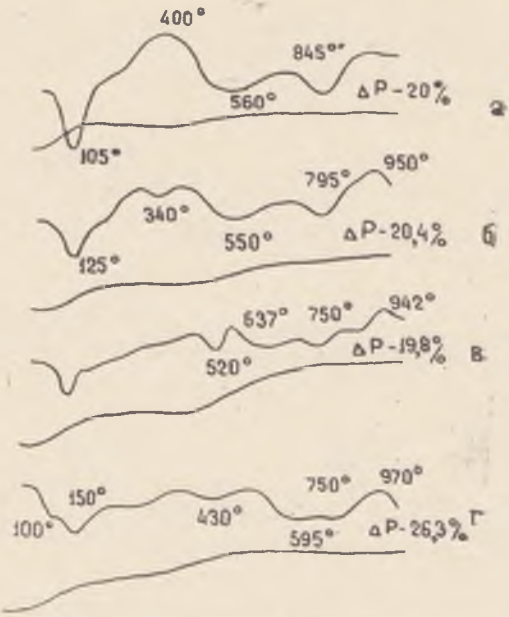


Рис. 20. Термограммы и кривые потери веса прибрежно-морских глин. Скважины и глубины те же, что и на рис. 18

ниты из горизонтально-слоистых с брахиоподами глин, залегающих между известняками и лагунными глинами, имеют значение 001, равное 14,5±0,2 Å. Первые находятся в отложениях шельфа, относительно удаленных от источника сноса, вторые — в образованиях береговых зон. При насыщении монтмориллонитов глицерином значение d_{001} сдвигается до 17,7—18,2 Å, часто давая диффузные максимумы, свидетельствующие о наличии некоторого количества смешанослойных образований в решетках рассматриваемых минералов. Значение 060 в пределах 1,495—1,500 Å свидетельствует о том, что все типы монтмориллонитов являются диоктаэдрическими, а различия в степени набухания монтмориллонитов обусловлены различием в составе обменных катионов.

Пластинки монтмориллонита имеют неправильную форму с довольно отчетливым контуром, однако они размыты или облаковидны по краям (см. рис. 19, *а, г*). Характер поверхности этих частиц более отчетливо проявляется на угольных репликах изолированных частиц (см. рис. 19, *б*). Отпечатки частиц монтмориллонита обнаруживают неоднородность поверхности, проявляющуюся в неодинаковой толщине и микропористости, что определяет «шагреневый» характер их поверхности.

Количество каолинита в составе глинистой фракции колеблется от 10—15 до 20—25% и в исключительных случаях достигает 40—45%. Для каолинита характерна крайняя разупорядоченность структуры и высокая дисперсность частиц. Пластинки неправильной обломочной формы, размером 0,1—0,3 и редко 0,5 мк.

Содержание хлорита во всех образцах не превышает 15%. Его присутствие обнаруживается по небольшому количеству базальных и других рефлексов в ориентированных препаратах. Диоктаэдрические разновидности, видимо, отсутствуют, так как в изученных образцах не выделены соответствующие значения 060, а рефлексы со значением 1,530—1,540 Å отнесены нами к 060 триоктаэдрических хлоритов.

Определение политипа гидрослюды в составе прибрежно-морских глин в большинстве случаев затруднено вследствие их незначительного содержания, однако диффузный характер дифракционных отражений свидетельствует об их принадлежности к 1Md.

Смешанослойные образования отнесены нами к неупорядоченным системам гидрослюда+монтмориллонит. Они характеризуются незначительным содержанием и нецелочисленными сериями отражений. Дифференциальные кривые нагревания и сопряженные с ними кривые потери веса глин (см. рис. 20, *а, б, в, г*) подтверждают преимущественный монтмориллонитовый состав с примесью каолинита и других минералов.

Глины мелководно-морских отложений в яснополянском надгоризонте в пределах КМА распространены ограниченно и наиболее четко прослеживаются в верхах тульского горизонта на юго-востоке Воронежской антеклизы (скв. 1г). Наибольшее их распространение связано с максимумом трансгрессии и приходится на венёвское время, в отложениях которого выделено несколько литогенетических типов. Основное их различие состоит в петрографических особенностях, что определяется относительной удаленностью или близостью к зоне континентального осадкообразования. Среди основных литогенетических типов выделены серые листоватые и зеленые массивные глины, залегающие в виде тонких (5—30 см) пропластков между известняками, и глины темно-серые или буровато-зеленые мощностью до 1,0—1,5 м, залегающие между углями и известняками. Глины этих литологических типов почти нацело состоят из монтмориллонита с небольшой примесью смешанослойных образований, кальцита и кварца. Как и в отложениях прибрежно-морских глин, монтмориллониты различаются по степени набухания: первые базальные рефлексы проявляются в 14,5 и 12,3 Å у воздушно-сухих образцов и увеличиваются до 17,7—18,2 Å у образцов, насыщенных глицерином (рис. 21).

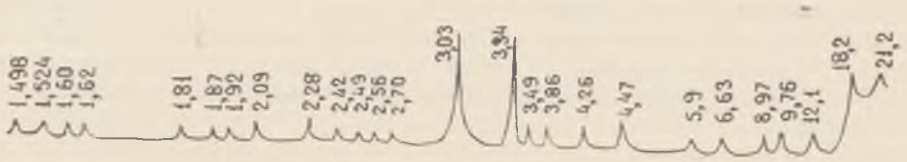


Рис. 21. Дифрактограмма мелководно-морской глины (скв. 1178, гл. 409,5 м)

На электронно-микроскопических снимках видны преимущественно облаковидные, с расплывчатыми краями образования монтмориллонита. Нередко просматриваются и вытянутые лейстовидные, близкие к игольчатым, прозрачные формы кристаллов (рис. 22). Дифференциаль-

Рис. 22. Электронно-микроскопический снимок глины (скв. 1178, гл. 409,5 м). Ув. 8500

ная кривая нагревания характеризуется пятью эндотермическими и одним экзотермическим эффектами (рис. 23). Эндоэффекты при 134—160 и 586—692° принадлежат монтмориллониту. Эндоэффект при 475°, скорее всего, вызван полным или частичным разрушением структуры смешанослойных образований, а экзоэффект при 940° характерен для перестройки вновь сформировавшихся соединений из продуктов разрушения монтмориллонита.

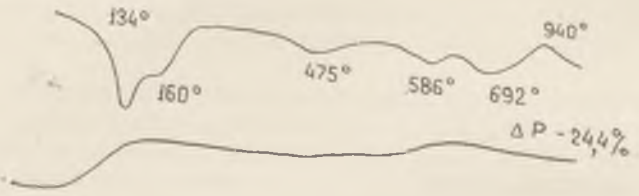


Рис. 23. Термограмма и кривая потери веса глины (скв. 1178, гл. 409,5 м)

3. Распределение глинистых минералов

Малиновский надгоризонт распространен в виде останцов на небольших площадях южного и северного склонов и представлен темно-серыми пиритизированными глинами с аллохтонными углефицированными растительными остатками. Глины нередко имеют неясно выраженную горизонтально-волнистую слоистость, иногда содержат примесь алевритового материала. Изучение минерального состава этих глин по единственному разрезу скв. 410, где достоверно выделены нижневизейские отложения, показало их существенно каолинитовый состав с небольшой примесью гидрослюды (рис. 24; скв. 410, гл. 250 м). Каолинит устанавливается по целочисленной серии рефлексов от d_{001}, равного 7,16 Å; гидрослюда фиксируется по отражениям 10,0 и 3,33 Å.

Яснополянский надгоризонт. Его отложения распространены наиболее широко и представлены бобриковским и тульским горизонтами, причем первый развит неповсеместно [1, 2] и не всегда четко отделяется от тульского, поэтому в таких случаях рассматривается совместно с тульским в составе яснополянского надгоризонта. На северном склоне антеклизы бобриковский горизонт наиболее полно представлен у границ выклинивания яснополянских отложений, а далее на север бобриковские породы были размыты в предтульское время и сохранились только в наиболее углубленных впадинах довизейского рельефа. Он сложен преимущественно серыми (до темно-серых) песками, алевритами и глинами, переслаивающимися между собой (до 20 м) и содержащими пластообразные залежи и линзы бурых углей мощностью от 0,5 до 3 м. Формирование их происходило в континентальных условиях и только самых верхних частей разреза — в лагунно-морских условиях [2].

Тульский горизонт распространен на большей площади, чем бобриковский, и залегает с размывом на бобриковских, турнейских, местами девонских отложениях. Общая мощность 15—20 м, иногда до 50—80 м. Тульские образования в нижней части представлены мелкозернистыми кварцевыми песками с прослоями алевритов и глин, включающих маломощные пласты бурого угля и линзы известняков, в верхней — глинами с прослоями песка, песчаника, угля, известняка. Пески обычно горизонтально-слоистые, мелко- и тонкозернистые, иногда содержат морскую фауну. Алевриты также горизонтально-слоистые, содержат органическое вещество, придающее темно-серую и черную окраску, часто слюдистые.

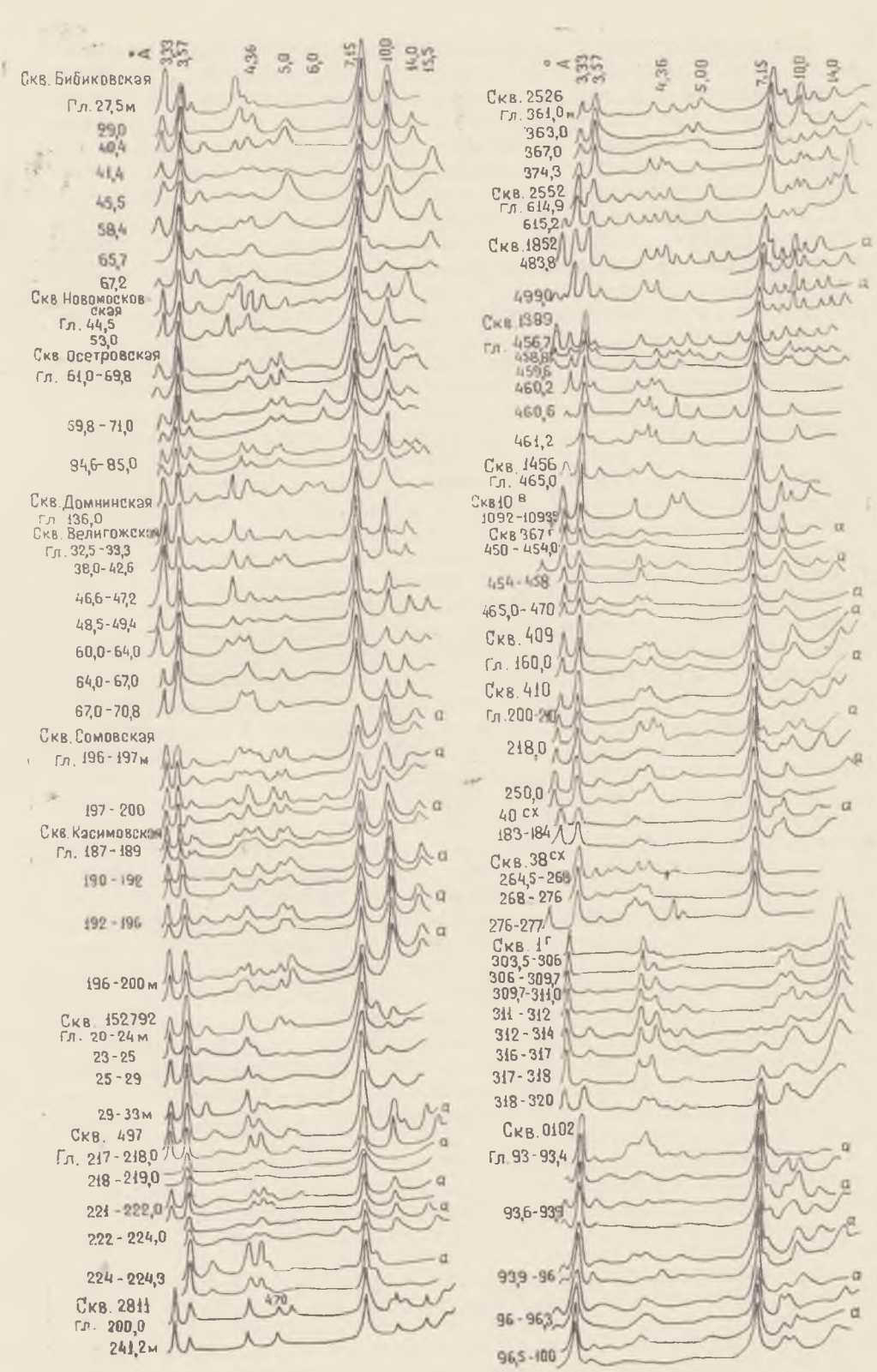


Рис. 24. Дифрактограммы глин яснополянского надгоризонта: *а* — воздушно-сухие образцы; все остальные насыщены глицерином

Среди глин преобладают каолинитовые разности серой и темно-серой окраски. Слоистость в них горизонтальная, ленточная, прерывистая, иногда не выражена. Глины содержат большое количество обуглившихся растительных остатков. Образовались они в озерах, дельтах, эстуариях, краевых частях морских водоемов (заливы, лагуны). Среди них иногда отмечаются известковистые глины. В фациальном отношении обломочные породы представляют собой отложения надводных и подводных частей дельт, озер, стариц.

В сводовой части антеклизы, в грабене, нижняя часть разреза сложена породами тульского горизонта — темно-серыми мелкозернистыми глинистыми кварцевыми песками и темно-серыми тонкослоистыми слюдистыми глинами с конкрециями пирита, углефицированными растительными остатками, редкими гнездами мелкозернистого песка. В глинах имеются маломощные прослои массивных пелитоморфных известняков с аллохтонными растительными остатками и обломками раковин брахиопод. Мощность отложений достигает 100 м, однако она искажена вследствие обрушения и развития оползней при образовании грабена.

На юго-западном склоне антеклизы отложения яснополянского надгоризонта залегают на элювиальной коре выветривания, на юго-восточном — на карбонатных породах турнейского яруса. На крайнем юго-западе антеклизы отложения средневизейского возраста отсутствуют. Почти на всей площади распространения яснополянский надгоризонт, как и на северном склоне, представлен двумя пачками — песчаной (нижней) с прослоями глин, углей, алевритов и глинистой (верхней), содержащей прослои песков, углей и известняков. На крайнем юго-востоке нижняя пачка почти не выражена, а верхняя широко развита и в ее разрезе превалируют карбонатные породы. В Белгородском районе КМА, в поле развития полос железистых кварцитов, возвышающихся в рельефе докембрия, нижняя часть надгоризонта представлена грубообломочными породами делювиальных и аллювиальных речных фаций, сменяющихся по простиранию и разрезу каолинитовыми и сухарными глинами, бокситовыми породами, углистыми глинами, углями, кварцевыми песками озерных, аллювиальных и озерно-болотных фаций. В нижней части верхней толщи развита пачка переслаивания песков, алевритов, различных глин, образовавшихся на приморской низменной равнине (речные, озерно-болотно-лагунные и лагунно-заливные фации). Вверху они перекрываются карбонатными породами — известняками, мергелями и известковистыми глинами, относящимися к лагунно-морским и прибрежно-морским фациям. Таким образом, этот район отличается большим набором фациальных обстановок — от делювиально-пролювиальных до прибрежно-морских, что позволяет изучить поведение глинистых минералов и выяснить возможный фациальный контроль при их формировании. Вместе с тем основной задачей остается установление распределения глинистых минералов по всей площади распространения яснополянских отложений.

На северном склоне глинистые породы нижней части яснополянского надгоризонта (бобриковский горизонт) сложены преимущественно каолинитом (рис. 24, скв. Бибиковская, гл. 67,2 и 65,7 м) с эпизодической примесью неупорядоченно смешанослойного минерала типа гидрослюда+монтмориллонит, определяемого по рефлексу 11,5—11,9 А; иногда отмечается гиббсит (скв. Осетровская, гл. 61—69,8 м), определяемый по рефлексам 4,85 и 4,37 А. Сравнение минерального состава глин бобриковского горизонта по всему северному склону антеклизы,

сопряженному с южным бортом Московской синеклизы, показало его удивительную выдержанность по площади.

При расчете индекса Хинкли [16] для бобриковских каолинитов получены значения от 0,2 до 0,9, что свидетельствует о низкой и средней степени совершенства их решетки.

Глинистые породы верхней части яснополянского надгоризонта отличаются большим разнообразием минеральных ассоциаций как по разрезу, так и по площади. Гидрослюда в них играет заметную роль и наряду с каолинитом является породообразующим минералом. В небольших количествах присутствуют монтмориллонит, определяемый по рефлексам 18,1 и 4,45 Å насыщенного глицерином образца, хлорит — по отражению 13,8—14,2 Å, не меняющий своего значения при насыщении глицерином, неупорядоченно-смешанослойное образование типа гидрослюда+монтмориллонит.

Изучение минеральных ассоциаций глинистых пород тульского горизонта в направлении с севера на юг (Бибиково — Осетрово — Велигож) показало идентичность минерального состава глинистых пород: каолинит составляет 60—70% от общего количества, остальное приходится на долю гидрослюды, монтмориллонита, хлорита, неупорядоченно-смешанослойных образований.

Несколько иная картина наблюдается в распределении глинистых минералов в направлении на восток и северо-восток от северного склона (линия Бибиково — Сомово — Касимов). Основным минералом тульских отложений в глинистых породах Сомовской и Касимовской скважин является гидрослюда, содержание которой обычно больше 50%; вторым по значению является каолинит, весьма обычна небольшая примесь хлорита (см. рис. 24). Ближе к северо-западной части антеклизы каолинит является резко преобладающим минералом глин (скв. 152, 792, юго-западнее Калуги).

На южном склоне антеклизы распределение глинистых минералов отличается большой пестротой и контрастностью. На крайнем юго-западе (рис. 24, скв. 1852, 10в, 1456, 2526), в Белгородском районе КМА, полифациальные глинистые породы яснополянского надгоризонта, обычно не расчленяющегося на горизонты, сложены преимущественно каолинитом с примесью гидрослюды, монтмориллонита, небольшого количества хлорита и неупорядоченно-смешанослойных минералов типа гидрослюда+монтмориллонит. В глинах, залегающих среди известняков, количество монтмориллонита, как правило, возрастает (скв. 2852). В центральной части склона (скв. 40сх, 38сх, 367г, 409, 497, 0102) каолинит остается основным минералом глинистых пород яснополянского надгоризонта, однако гидрослюда, монтмориллонит, смешанослойные минералы в них играют большую роль, а восточнее Нового Оскола монтмориллонит присутствует буквально во всех образцах. Следует отметить, что в этом районе, в участках вблизи границ выклинивания надгоризонта, количество каолинита в глинистых породах возрастает.

На крайнем юго-востоке (рис. 24, скв. 1г) каолинит встречается только в нижней части яснополянских отложений, а вверху отсутствует. Основными минералами глинистых пород являются гидрослюда и монтмориллонит, причем количество последнего увеличивается снизу вверх, а гидрослюды уменьшается. На всех дифрактограммах глинистых пород скв. 1г монтмориллонит устанавливается по рефлексам 001 и 002 насыщенного глицерином образца, равным соответственно 18,1 и 9,1 Å. Распределение ассоциаций глинистых минералов выражается в постепенной смене преимущественно каолинитовой на крайнем северо-

западе южного склона через монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовую в его центральной части на гидрослюдисто-монтмориллонитовую на крайнем юго-востоке. В этом же направлении увеличивается роль морских образований в разрезе надгоризонта.

В районе Курского грабена глины имеют гидрослюдисто-каолинитовый состав с примесью хлорита, небольшого количества монтмориллонита и смешанослойных минералов (рис. 24, скв. 2811) типа гидрослюда+монтмориллонит. В самой верхней части надгоризонта хлорит не обнаружен. По минеральному составу глины средневизейского подъяруса этого района очень близки к глинам северного склона антеклизы.

Таким образом, анализ распределения глинистых минералов в пределах рассматриваемого региона в яснополянское время показал смену существенно каолинитовой ассоциации в западной части на гидрослюдисто-каолинитовую, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистую по направлению на восток, причем на крайнем юго-востоке отмечаются даже гидрослюдисто-монтмориллонитовые породы.

Окский надгоризонт включает отложения алексинского, михайловского и венёвского горизонтов. Границы их распространения по сравнению с яснополянскими несколько сдвинуты от свода антеклизы в направлении к впадинам. На северном склоне, восточнее меридиана г. Калуги, **алексинский** горизонт сложен преимущественно серыми, коричневато-серыми органогенно-детритовыми или массивными микро- и мелкозернистыми известняками с гнездами органического детрита и лишь в основании горизонта залегают глинистые алевролиты, горизонтально-слоистые глины и мелкозернистые пески, среди которых иногда встречаются тонкие углистые прослои. В северо-западной части рассматриваемой территории значительную часть алексинского горизонта слагают пески и глины, иногда с пластами угля. Известняки пользуются меньшим развитием и представлены органогенно-детритусовыми разностями. Мощность горизонта достигает 20—25 м, в том числе глин — 10—15 м. В районе Курского грабена горизонт сложен темно-серыми глинами с тонкими прослоями слюдистых алевритов, светло-серыми разнозернистыми, гравелистыми кварцевыми с примесью каолина песками и серыми слюдистыми алевритами с остатками обугленной древесины и прослоями (0,2 м) темно-серого массивного кремнистого известняка. Мощность горизонта составляет 10—15 м.

На юго-западном склоне антеклизы горизонт имеет почти сплошное распространение и отсутствует только на гребнях полос железистых кварцитов. Глинистые породы развиты в западной части этого склона, а на востоке они замещаются известняками, которые являются преобладающими породами алексинских отложений всего юго-западного склона. Однако на крайнем юго-западе и районах гряд железистых кварцитов превалируют песчано-глинистые, а местами грубообломочные породы, развитые вблизи границ фациального выклинивания горизонта. Глины алексинских образований серые, темно-серые, в разной степени углистые, нередко содержат прослои глинистых алевритов, отпечатки и раковины разнообразной фауны. Вблизи гряд железистых кварцитов отмечаются серые и светло-серые каолинитовые глины, в том числе сухарные.

Изучение ассоциаций глинистых минералов по трем глубоким скважинам северного склона показало их гидрослюдисто-каолинитовый и каолинит-гидрослюдистый состав (рис. 25, скважины Осетровская, Сомовская, Касимовская) с небольшой примесью хлорита и монтмориллонита. Следует отметить, что в более удаленных от источников сноса скважинах количество гидрослюды возрастает. Так, если в Осетровской

скважине каолинит резко преобладает, то в Сомовской и Касимовской его меньше, чем гидрослюды.

На юго-западном склоне антеклизы глинистые породы алексинского горизонта имеют полиминеральный состав. Среди минералов, как правило, преобладает каолинит, в заметных количествах присутствуют гидрослюды и монтмориллонит, нередко встречаются смешанослойные минералы типа гидрослюда+монтмориллонит, устанавливаемые по ир-

рациональным рефлексам в области 10,9—13,5 А. На дифрактограмме образца из скважины 410 (т. Россошь) отмечается рефлекс в области

22 А, который не меняет своего положения при насыщении глицерином и может принадлежать упорядоченно-смешанослойному минералу гидрослюда+вермикулит, хотя такое предположение требует дополнительной проверки. Наибольшее количество монтмориллонита отмечено в глинах, залегающих среди известняков.

Вблизи полос железистых кварцитов (см. рис. 25, скв. 1993), а также у крайней юго-западной границы выклинивания (скв. 11 009, 410) глины горизонта сложены в основном каолинитом; примесь других минералов, в том числе бёмита и гиббсита, незначительна. Индекс кристалличности каолинита равен 0,3—0,4, что свидетельствует о невысокой степени совершенства его решетки и значительных преобразованиях при размыве и переносе из коры выветривания в водоемы седиментации, куда из бокситоносных кор на межрудных сланцах вместе с каолинитом, возможно, поступали окислы свободного глинозема. Отмечается широкое развитие смешанослойных образований типа гидрослюда+монтмориллонит в алексинских глинах, залегающих среди известняков, в то время как в коре выветривания эти минералы развиты очень слабо [8]. По-видимому, формирование смешанослойных минералов происходило в бассейне седиментации, вероятнее всего, в процессе диагенеза при воздействии сильнозастойных щелочных иловых вод [7].

В ряде случаев вблизи гряд железистых кварцитов в глинистых породах широко развит шамозит. На дифрактограммах он устанавлива-

ется по рефлексам 001 и 002, равным соответственно 7,02 и 3,51 А. В тех случаях, когда совместно с шамозитом присутствует каолинит,

рефлекс 002 раздваивается на 3,50 и 3,56 А (рис. 25, скв. 1389, гл. 440,3 м). Шамозит является вторичным минералом [9], сформировавшимся в результате наложенных процессов в гидроморфных условиях при трансгрессиях моря в пределы островных зон.

В районе Курского грабена темно-серые алевритистые глины сложены каолинитом и гидрослюдой с примесью хлорита и незначительно монтмориллонита (рис. 25, скв. 2811). По минеральному составу они отвечают глинам алексинского горизонта северного склона.

Оценивая общий характер распределения глинистых минералов в алексинских отложениях юго-западного склона антеклизы, можно отметить возрастание роли монтмориллонита, гидрослюд, смешанослойных минералов гидрослюда+монтмориллонит по направлению на восток. В пределах островных зон эта тенденция отмечается по направлению от континентальных к лагунно-морским и морским фациям.

Вышележащий **михайловский** горизонт на северном склоне антеклизы представлен органогенно-обломочными известняками с маломощными прослоями глин и песков, количество и мощность которых увеличивается по направлению с востока на запад. В Курском грабене михайловский и венёвский горизонты не расчленены. В отличие от

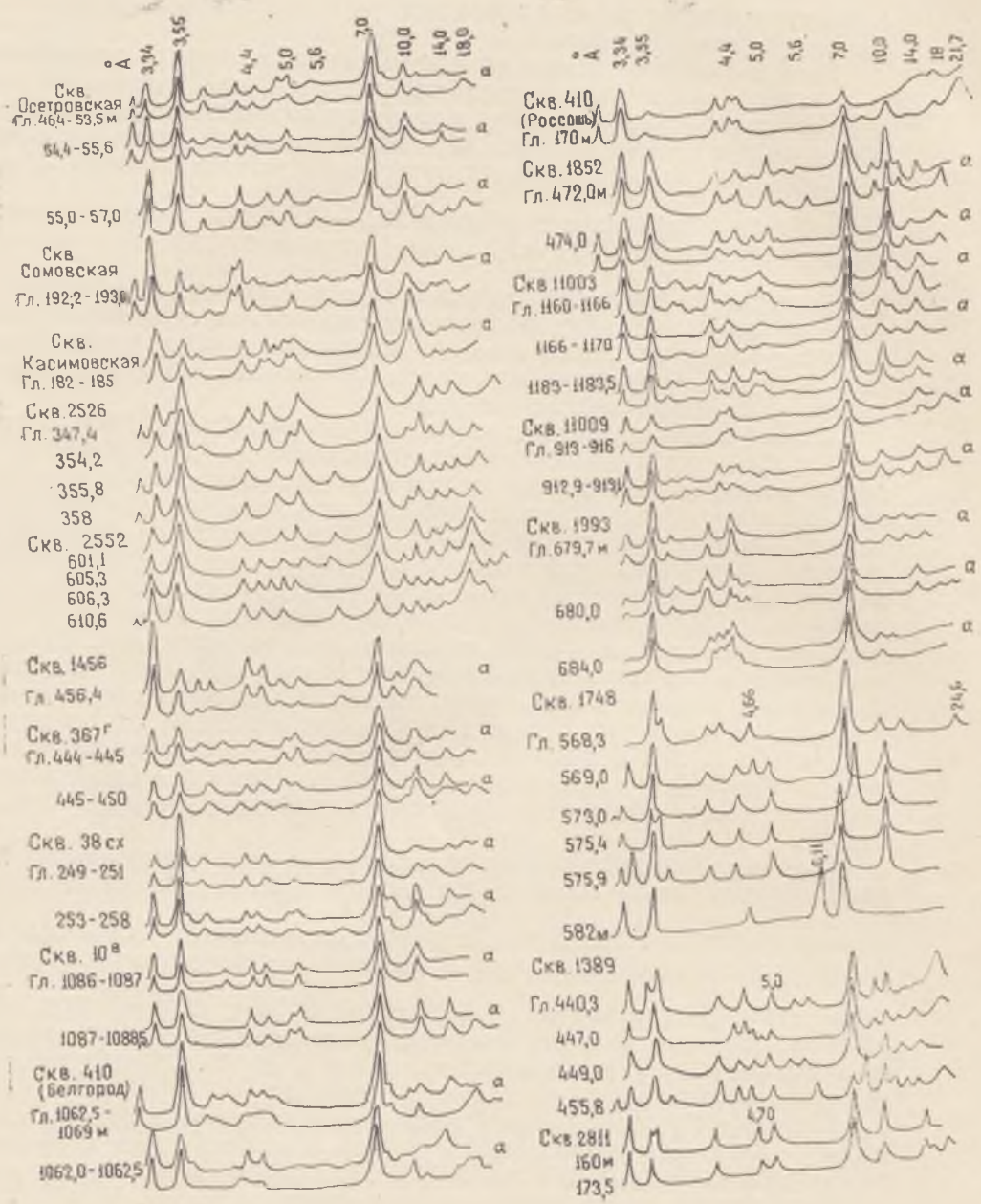


Рис. 25. Дифрактограммы глинистых пород алексинского горизонта: *а* — воздушно-сухие образцы; все остальные насыщены глицерином

нижележащих горизонтов в них наряду с глинами и алевритами распространены известняки. При изучении глин этой толщи образцы из нижней части разреза отнесены нами к михайловскому горизонту, из верхней — к венёвскому. На южном склоне антеклизы горизонт сложен гораздо большим набором пород, особенно в юго-западной части, где в его основании и средней части залегают два пласта песчано-глинистых образований мощностью до 9 м. Общая мощность горизонта

15—20 м, на юго-востоке достигает 40 м. Карбонатные породы составляют около 70% разреза на юго-западе и 100% — на юго-востоке. Глины часто углистые, переслаиваются с песками, алевролитами и известняками. Углистые глины в разрезах и по простиранию замещаются тонкослоистыми и неслоистыми темно-серыми, нередко содержащими раковины брахиопод, мелких пелеципод, аллохтонные (ризоиды) остатки растений. По условиям образования глины могут быть отнесены к пролювиально-делювиальным (вблизи островных гряд), озерно-болотным, лагунно-морским и морским.

На северном склоне антеклизы глины михайловского горизонта (рис. 26) обычно полиминеральные и сложены каолинитом, гидрослю-

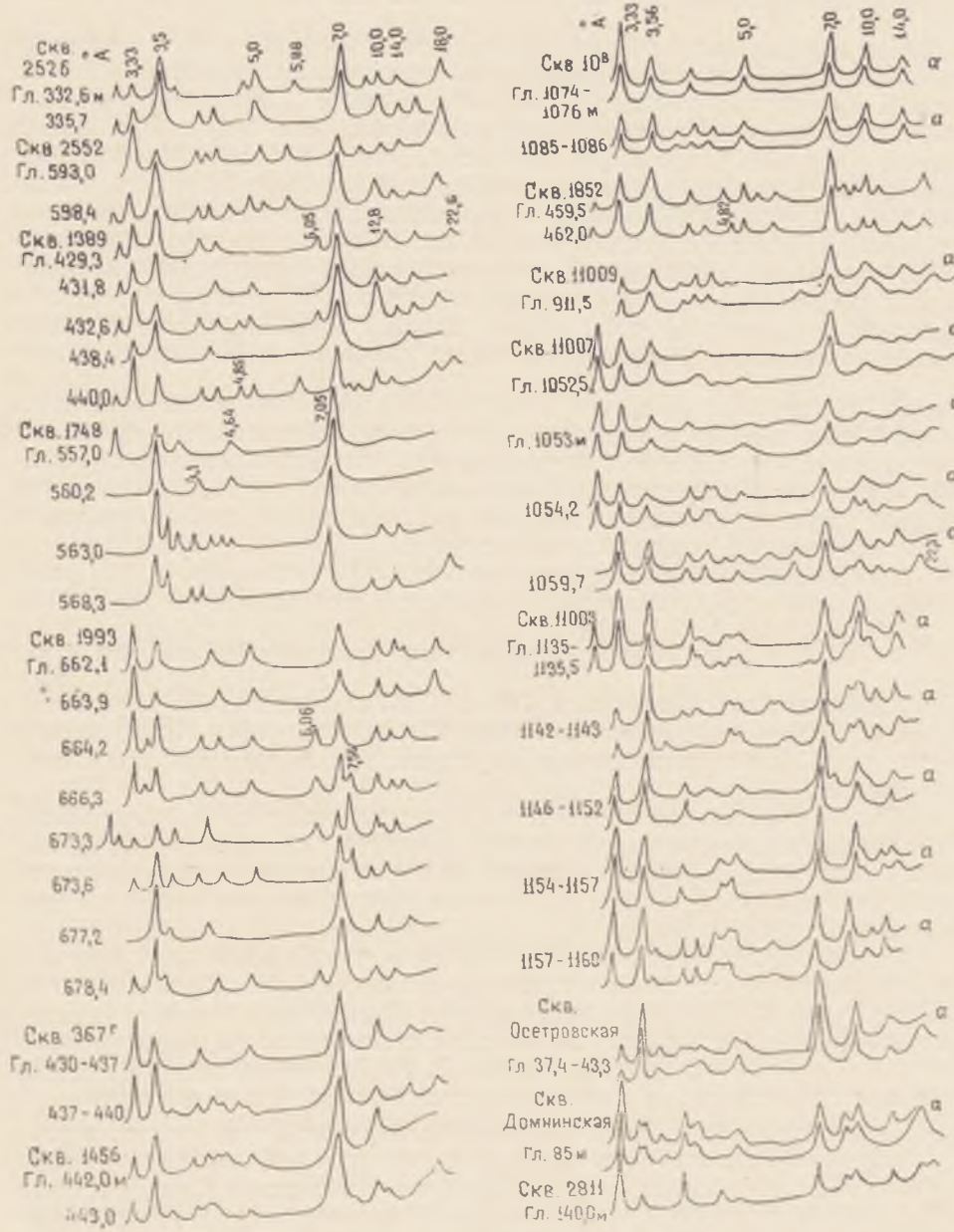


Рис. 26. Дифрактограммы глинистых пород михайловского горизонта: *а* — воздушно-сухие образцы; все остальные насыщены глицерином

дой и монтмориллонитом; эпизодически присутствует хлорит. Соотношение этих минералов непостоянное. Так, в глинах скважины Осетровской преобладает каолинит, а в Домнинской — гидрослюды. Глины михайловского горизонта Курского грабена сложены каолинитом и гидрослюдой с примесью хлорита (рис. 26, скв. 2811), монтмориллонита и по минеральному составу мало отличаются от алексинских и тульских. На южном склоне глинистые породы михайловского горизонта вблизи гряд железистых кварцитов сложены преимущественно каолинитом (рис. 5, скв. 1993, 1748, 1852, 1389), в небольшом количестве присутствуют гидрослюда, монтмориллонит, хлорит (с $d_{001}=14{,}2$ Å), смешанослойные образования типа гидрослюда+монтмориллонит. Последние определяются по рефлексам в области 10,8—12,8 Å, несколько смещающимся в область малых углов при насыщении образца глицерином. Количество каолинита возрастает также вблизи северной границы выклинивания михайловских отложений (скв. 367г). При удалении от гряд роль гидрослюды, монтмориллонита и смешанослойных образований увеличивается, а на границе с Днепровско-Донецкой впадиной (скв. 11009, 11007, 11003) гидрослюда, как и каолинит, является основным породообразующим минералом. Значительно возрастает роль смешанослойных образований типа гидрослюда+монтмориллонит, которые присутствуют в большинстве образцов. В некоторых случаях (рис. 26, скв. 1389, гл. 429,3 м; скв. 11007, гл. 1059,7 м) предположительно отмечаются упорядоченно-смешанослойные образования гидрослюда+вермикулит (рефлекс 22,3—22,6 Å). Наличие смешанослойных образований в глинах, нередко карбонатных и залегающих среди известняков, дает основание предположить, что формирование аутигенных глинистых минералов происходило, вероятнее всего, при диагенезе осадка, когда терригенные минералы из коры выветривания попадали в сильнощелочные условия илового осадка.

Среди глинистых пород встречаются хлоритовые (рис. 26, скв. 1748). Хлорит, представленный шамозитом, отмечается по рефлексам 7,02 и 3,51 Å. На дифрактограмме образца шамозитовой породы с гл. 568,3 м фиксируются рефлексы 24,6 и 12,4 Å, относящиеся, по-видимому, к упорядоченно-смешанослойному образованию типа гидрослюда+хлорит [11], развивающемуся по гидрослюде в процессе хлоритизации породы.

Общий анализ распределения глинистых минералов в михайловское время показывает возрастание количества гидрослюды и каолинита в отложениях, а также снижение роли каолинита не только по направлению с запада на восток, но и от границ выклинивания к отрицательным структурам.

Окский надгоризонт завершается отложениями **венёвского** горизонта. На северном склоне антеклизы по литологическим признакам они сходны с михайловскими, отличаются от них лишь наличием кремневых конкреций. Песчано-глинистые породы отмечены на крайнем северо-западе антеклизы, где, по данным В. А. Ерощева-Шака [3], глины сложены гидрослюдой и монтмориллонитом с примесью каолинита.

На южном склоне венёвские отложения имеют почти сплошное распространение и мощность от 10 до 43 м, которая увеличивается с северо-запада на юго-восток и юг и в районе Купянска и Сум достигает 100 м. Горизонт сложен в основном карбонатными породами; песчано-глинистые, представленные на 90% глинами, составляют не более 15—

20% и развиты на юго-западе антеклизы, вблизи гряд железистых кварцитов, а также на крайнем юге — на сочленении Воронежской антеклизы с Днепровско-Донецкой впадиной. В основании горизонта, как правило, залегает пласт глины мощностью от 0,5 до 5 м и один, реже два пласта внутри горизонта. На крайнем юге, у границ региона, мощность венёвских отложений возрастает, причем терригенные породы составляют значительную часть разреза и общая мощность глин достигает 10—15 м. Глины обычно серые, темно-серые, иногда зеленовато-серые, тонкогоризонтальнослоистые и неслоистые, нередко карбонатные, в ряде случаев алевритистые и слюдистые. Они образовались в основном в морских, незначительно — в лагунных и еще меньше — в континентальных условиях [15].

Изучение глин венёвского возраста показало их полиминеральный состав (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, смешанослойные образования), причем по сравнению с глинами, которые будут описаны далее, в них значительно возрастает содержание монтмориллонита, особенно в разрезах, удаленных от гряд железистых кварцитов. Отмечается увеличение количества монтмориллонита и вверх по разрезу, хотя эта тенденция не всегда выражена, особенно вблизи гряд железистых кварцитов, где карбонатные глины среди известняков нижней части разреза содержат больше монтмориллонита, чем залегающие вверху темно-серые листоватые (рис. 27, скв. 433, гл. 408,9 м). Вблизи гряд железистых кварцитов у границ выклинивания горизонта встречаются каолинитовые глины (скв. 1653, гл. 628,8 м), содержащие примесь монтмориллонита. На них согласно залегают известковистые глины, содержащие криноидеи, явно морского генезиса. Эти глины имеют каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав и содержат неупорядоченно-смешанослойные образования типа гидрослюда+монтмориллонит, фиксируемые по рефлексам 11,8, 16,6 А насыщенного глицерином образца. Следует отметить, что в карбонатных глинах монтмориллонит чаще всего является преобладающим минералом глин, хотя иногда, особенно в нижних частях разреза, им остается каолинит (скв. 433). Наличие значительного количества смешанослойных образований, встреченных в большинстве изученных образцов, высокая реакционная способность илового осадка, устанавливаемая по наличию углистого вещества, карбонатности, сернистых соединений (гипс, полугидрат), позволяют предположить преобразование глинистых минералов в процессе диагенеза. Общая направленность процесса — разупорядочение решетки каолинита, разложение его, формирование монтмориллонита. Последний образуется по гидрослюде через серию смешанослойных преобразований. В районе Курского грабена венёвские глины в отличие от глин подстилающих горизонтов имеют каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав и представляют собой типично морские образования.

В разрезах венёвского горизонта на границе с Днепровско-Донецкой впадиной отмечено увеличение содержания монтмориллонита снизу вверх с одновременным уменьшением содержания каолинита. Следует отметить, что в скв. 11 003 монтмориллонит не установлен, а гидрослюда является основным породообразующим минералом глин. Это можно объяснить переходом монтмориллонита в гидрослюду под воздействием эпигенетических процессов в условиях повышенных давлений и температур, поскольку район, где пробурена скважина, граничит с районом Большого Донбасса, где такие преобразования имеют место [5].

Оценивая распределение минералов в глинистых породах венёв-

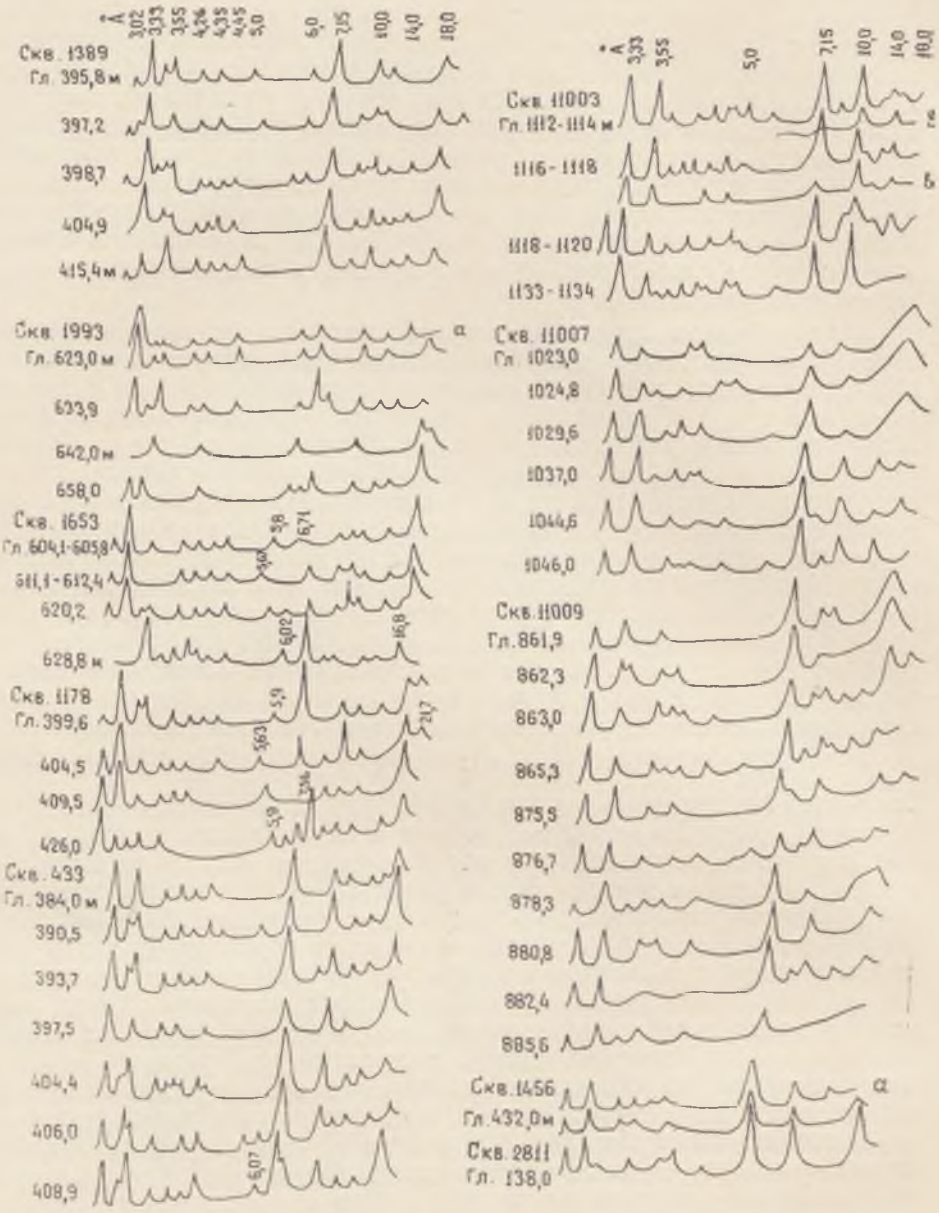


Рис. 27. Дифрактограммы глинистых пород венёвского горизонта: *а* — воздушно-сухие образцы; *в* — образцы, прокаленные до 600°; все остальные насыщены глицерином

ского возраста, следует отметить, что они представлены монтмориллонитом, каолинитом, гидрослюдой. Содержание первых двух варьирует в значительных пределах, причем встречаются существенно каолинитовые (в нижних частях разреза) и монтмориллонитовые (вверху) разности.

Серпуховский надгоризонт, представленный тарусским и стешевским горизонтами мощностью 15—20, редко 40 м, развит в самых краевых частях антеклизы и сложен преимущественно карбонатными

породами. На северном склоне в стешевском горизонте отмечаются тонколистоватые зеленовато-серые глины с остатками мелких пелеципод и брахиопод. На юго-западе (на юго-востоке разрез надгоризонта полностью карбонатный) глины встречаются в тарусском горизонте (линзы мощностью до 3—5 м) и изредка в стешевском (прослои до 10 м). На границе с Днепровско-Донецкой впадиной общая мощность надгоризонта возрастает до 80—100 м; меняется и состав слагающих его пород, в котором терригенная часть разреза превалирует над карбонатной и глины развиты по всему разрезу надгоризонта. Глины юго-запада обычно тонкодисперсные, но среди них отмечаются серые плитчатые известковистые с раковинами мелкоребристых брахиопод и пелеципод, черные углистые, зеленовато-серые неясно слоистые.

Тонколистоватые зеленовато-серые глины северного склона, а точнее пограничных с ним районов южного крыла Московской синеклизы, сложены палыгорскитом [3, 4] с примесью монтмориллонита и гидрослюды. Палыгорскит определяется по рефлексам 10,3; 6,33; 3,22 Å (рис. 28, скв. Домнинская). Минеральный состав глин южного склона отличается большим разнообразием. В районе гряд железистых кварцитов они монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые с примесью смешано-

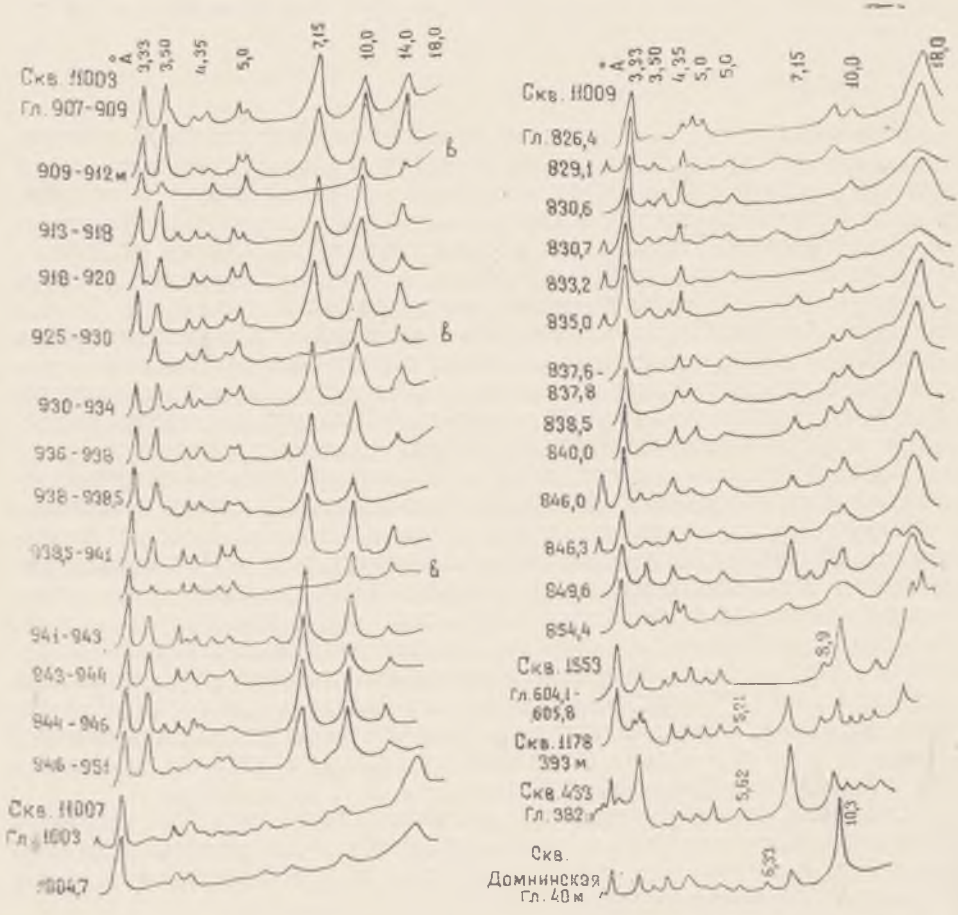


Рис. 28. Дифрактограммы глинистых пород серпуховского надгоризонта: *в* — образцы, прокаленные до 600°; все остальные насыщены глицерином

слойных образований типа гидрослюда+монтмориллонит (рис. 28, скв. 1178, гл. 433 м). На удалении от гряд состав глин гидрослюдисто-монтмориллонитовый, иногда с небольшой примесью каолинита в нижних частях разреза (скв. 11009). На сочленении антеклизы с районом Большого Донбасса, где широко проявлены процессы эпигенеза и начального катагенеза [5], в глинах серпуховского надгоризонта преобладает обычно гидрослюда, а монтмориллонит исчезает и появляется хлорит, определяемый по рефлексам 14,1; 7,05; 3,51 А. Хлорит является, по-видимому, эпигенетическим минералом, сформировавшимся из монтмориллонита. Можно предположить, что из него же образовалась и гидрослюда, поскольку она является основным минералом в этих глинах, в то время как в не затронутых эпигенезом породах в краевых частях южного склона антеклизы преобладает монтмориллонит.

Преимущественное развитие известняков среди пород серпуховского надгоризонта свидетельствует о слабом привносе терригенного материала, за исключением районов, граничащих с Днепровско-Донецкой впадиной. Существенно гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глин определяется, как было сказано выше, характером привносимых в бассейн седиментации глинистых минералов и переработкой их в процессе диагенеза, о чем свидетельствует формирование палыгорскита аутигенного происхождения.

4. Выводы

Визейские глины Воронежской антеклизы имеют сложный полиминеральный состав, меняющийся по площади и разрезу. Распределение глинистых минералов в визейских породах свидетельствует о наличии крупного источника сноса на западе, сложенного породами, обогащенными каолинитом. Помимо этого существовали локальные источники сноса (в центральной части антеклизы, в районе Белгорода), вокруг которых имеются ореолы повышенного содержания каолинита. Общая тенденция распределения минеральных ассоциаций в визейское время проявляется в том, что по направлению с северо-запада на юго-восток существенно каолинитовые глины сменяются гидрослюдисто-каолинитовыми, затем каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистыми, гидрослюдисто-монтмориллонитовыми, иногда до чисто монтмориллонитовых. Начиная с михайловского времени, влияние источника сноса на северо-западе ослабевает, особенно в восточной и юго-восточной частях антеклизы, и обнаруживается явная тенденция к уменьшению количества каолинита по направлению к отрицательным структурам — Московской антеклизе и Днепровско-Донецкой впадине. Одновременно отмечается привнос с юго-запада большого количества терригенного материала, глинистая составляющая которого имеет полиминеральный состав. Вместе с тем в течение визейского времени постепенно возрастала роль источника сноса, расположенного на юго-западе и сложенного незрелыми породами, который поставлял значительное количество монтмориллонита и гидрослюды в юго-западные районы антеклизы, прилегающие к Днепровско-Донецкой впадине.

Отмечено также уменьшение каолинита снизу вверх по разрезу с одновременным увеличением монтмориллонита, что связано с расширяющейся трансгрессией визейского моря и преобладанием морских обстановок осадконакопления.

Изучение минеральных ассоциаций и структурных особенностей минералов глин в различных палеоландшафтных обстановках (см. табл.) позволило выявить степень влияния различных условий седиментации и диагенеза на состав глинистого осадка. Установлено, что в ко-

рах выветривания глинистая составляющая представлена каолинитом с триклинной элементарной ячейкой и высокой степенью упорядоченности в хорошо выраженных шестигранных пластинках размером 1—2 мк, двумя политипами гидрослюды ($2M_1$ и 1M), небольшой примесью хлорита и смешанослойных минералов. В делювиально-пролювиальных отложениях состав глинистых минералов практически не меняется, а в озерных наблюдается уменьшение размеров каолинита до 0,2—0,7 мк, утрата им шестигранных очертаний, различная степень его упорядоченности (от упорядоченного до крайне разупорядоченного псевдомоноклинного). Все это свидетельствует о дроблении частиц каолинита при переносе из коры выветривания в озерные водоемы и изменениях в его структуре. Помимо каолинита присутствуют привнесенные при размыве коры гидрослюды $2M_1$ и 1M, а также смешанослойные минералы и хлорит.

Среди глин болотного происхождения определены мономинеральные каолинитовые и полиминеральные с примесью гидрослюд и смешанослойных образований. Характерным признаком является отсутствие хлорита, что, очевидно, обусловлено его неустойчивостью в кислой среде. Происхождение мономинеральных каолинитовых болотных глин, материал для которых поставлялся из коры выветривания, можно объяснить разложением под влиянием обильного количества органики гидрослюд, хлоритов и т. д. и формированием каолинита, который отличается от привнесенного меньшей степенью упорядоченности кристаллической структуры. Кроме того, возможна кристаллизация каолинита из коллоидов.

Глины лагунных отложений отличаются от описанных наличием монтмориллонита, высокодисперсным крайне неупорядоченным псевдомоноклинным каолинитом в виде частиц неправильной формы, появлением политипа гидрослюды 1Md, хотя встречаются политипы $2M_1$ и 1M. Такой состав лагунных глин свидетельствует о дальнейшем дроблении глинистых минералов и структурном преобразовании их, причем появление политипа 1Md свидетельствует о разупорядочении решеток гидрослюд.

В прибрежно-морских и мелководно-морских отложениях как вблизи островных зон, так и в удалении от них основным минералом визейских глин является монтмориллонит. Отсутствие или наличие незначительного количества его в корах выветривания или континентальных отложениях заставляет предположить аутигенный генезис монтмориллонита. Формирование монтмориллонита, на наш взгляд, происходило в сильнощелочной среде илового осадка, поскольку он в больших количествах присутствует, как правило, в карбонатных глинах, залегающих между известняками. Учитывая полиминеральный состав первичного осадка, следует предположить, что в процессе преобразования происходило растворение каолинита, проникновение в межслоевые промежутки гидрослюд щелочно-земельных катионов и образование монтмориллонита через серию смешанослойных минералов типа гидрослюда+монтмориллонит.

Таким образом, в отличие от классической схемы аградации гидрослюд в морских бассейнах в нашем случае наблюдается ее дальнейшая деградация. Приведенные данные свидетельствуют о многообразии процесса формирования глинистых минералов, вызванного различной степенью влияния условий осадконакопления и диагенеза на изменение поставляемого из источника сноса глинистого материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии, т. I, кн. 2. М., 1972.

2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 2. М., 1962.
3. Ерощев-Шак В. А. Глинистые минералы и эволюция их ассоциаций в карбоне Московской синеклизы.— В кн.: Литолого-промышленные типы и закономерности размещения цементного сырья в центральном районе Русской платформы. М., 1967.
4. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., 1966.
5. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., 1972.
6. Коган В. Д., Куцыкович М. Б. О выборе фракции при рентгенометрическом определении глинистых пород.— «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 4.
7. Милло Жорж. Геология глин. Л., 1968.
8. Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., 1968.
9. Никитина А. П., Сиротин В. И. О природе шамозитов и их роли в формировании бокситов КМА.— В кн.: Совещание по исследованию и использованию глин и глинистых минералов. М., 1966.
10. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— «Труды Геол. ин-та», 1964, вып. 112.
11. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., 1965.
12. Савко А. Д., Хожаинов Н. П. Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.
13. Хожаинов Н. П. Глины и закономерности их распространения в каменноугольных отложениях Курской магнитной аномалии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1964.
14. Хожаинов Н. П. Огнеупорные глины КМА, их разновидности и практическое значение.— В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М., 1970.
15. Хожаинов Н. П., Акаёмов С. Т., Бунеев В. Н., Савко А. Д. Палеогеография и перспективная оценка бокситоносных отложений нижнего карбона Воронежской антеклизы. В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.
16. Bates T. E., Hunckleu D. N. Mineralogy and Petrology of the Piedemont and Coastal Plain regions of southeastern United States.— Progress Report, 1958—1959, the Pensilvania State University, 1959.

УДК 550.42:546:552.5

А. Д. САВКО,
В. К. БАРТЕНЕВ

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПАЛЕОГЕНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Палеогеновые отложения в пределах Воронежской антеклизы развиты на водораздельных пространствах юго-восточного и юго-западного склонов и размыты в долинах рек и ручьев, где под современным аллювием залегают породы различных ярусов верхнего мела. В центральной и восточной частях рассматриваемой территории образования палеогена нередко залегают на своеобразной коре выветривания меловых пород — «хоперском горизонте» [1]. Мощность палеогеновых отложений колеблется от первых метров в присводовой части антеклизы до 80—100 м в краевых частях.

Среди палеогеновых отложений выделены верхнепалеоценовые, эоценовые и олигоценовые [6] с разнообразным литологическим комплексом, в котором роль отдельных типов пород неодинакова. Это связано не только с периодическим изменением тектонического режима в областях сноса и различными условиями осадконакопления в морском бассейне, но и с особенностями площадного распространения отдель-

Рис. 1. Схематическая карта опорных разрезов палеогена: *1* — опорные разрезы; *2* — удаленная от берега зона моря со спокойным гидродинамическим режимом; *3* — мелководная зона моря с переменным гидродинамическим режимом; *4* — прибрежно-морская зона с переменным гидродинамическим режимом; *5* — провинция монтмориллонитовых глин (восточная); *6* — провинция гидрослюдисто - монтмориллонитовых глин с примесью каолинита (южная); *7* — провинция гидрослюдисто - монтмориллонитовых глин (центральная); *8* — провинция каолинит-гидрослюдисто - монтмориллонитовых глин (северо-западная); *9* — границы распространения палеогеновых отложений; *10* — границы палеогеографических зон; *11* — границы минералогических провинций

ных горизонтов. При этом отмечено, что глинистые породы наиболее распространены в верхнеэоценовых (киевская и харьковская свиты) и верхнепалеоценовых (сумская свита) отложениях, относительно слабо развиты в олигоценовых (полтавская серия) и эпизодически встречаются в нижне- и среднеэоценовых (каневская и бучакская свиты). Минеральная характеристика палеогеновых глин была рассмотрена нами ранее [3, 4], поведение же малых элементов в них до настоящего времени не изучено. В процессе работы предполагалось решить следующие задачи.

1. Дать сравнительную характеристику содержания малых элементов в глинах различных стратиграфических подразделений палеогена.

2. Установить зависимость распределения малых элементов от палеоландшафтных условий осадконакопления.

3. Определить влияние минерального состава глин на степень концентрации в них малых элементов.

Решение двух последних задач касалось только глин киевского возраста, поскольку они наиболее выдержаны по площади и разрезам. Одновременно с отбором проб глин на спектральные полуколичественные анализы отбирались пробы из тех же интервалов для определения их минерального состава рентгеноструктурным методом и определения сорбционных свойств. Всего отобрано 234 пробы из опорных разрезов палеогеновых отложений (рис. 1), причем 205 по глинам киевского возраста. В процессе работ было подсчитано среднее содержание 15 малых элементов (см. табл.), а для киевских глин построены графики распределения их по двум палеоландшафтным зонам и по двум наиболее крупным минеральным провинциям (см. рис. 2, 3).

Изучение среднего содержания малых элементов в глинистых породах различных стратиграфических подразделений палеогена (см. табл.) показало пониженное в 3—10 раз количество большинства из них (Pb, Mn, Ni, Co, Zn, Ba, Sr, B, Cu) по сравнению с кларковыми

Таблица

Среднее содержание элементов (вес. %) в глинах различных стратиграфических подразделений палеогена

Элемент	Верхний палеоцен	Нижний эоцен	Средний эоцен	Верхний эоцен	Олигоцен	В глинах и сланцах, по А. А. Виноградову	В земной коре, по А. Е. Ферсману
Sc	0,0006	0,0005	0,0005	0,0007	0,001	0,001	0,0006
Pb	0,0002	0,0005	0,0004	0,0006	0,0005	0,002	0,0016
Mn	0,008	0,018	0,005	0,019	0,012	0,067	0,1
Nb	0,002	0,0015	0,003	0,0026	0,004	0,002	0,00003
Ti	0,90	0,40	0,40	0,45	0,64	0,45	0,61
Ni	0,0015	0,0018	0,002	0,0024	0,0024	0,0095	0,02
V	0,015	0,009	0,01	0,0077	0,0056	0,013	0,02
Cu	0,007	0,002	0,002	0,0023	0,003	0,0057	0,01
Zn	0,004	0,003	0,003	0,0053	0,003	0,008	0,02
Zr	0,016	0,012	0,01	0,012	0,015	0,02	0,025
Co	0,0006	0,0006	0,0007	0,0011	0,0004	0,002	0,002
Cr	0,005	0,004	0,01	0,007	0,015	0,01	0,03
Ba	0,015	0,004	0,03	0,026	0,024	0,08	0,05
Sr	0,008	—	0,004	0,011	0,009	0,045	0,035
B	0,005	0,005	0,007	0,006	0,006	0,01	0,005
К-во анализов	19	4	4	205	5		

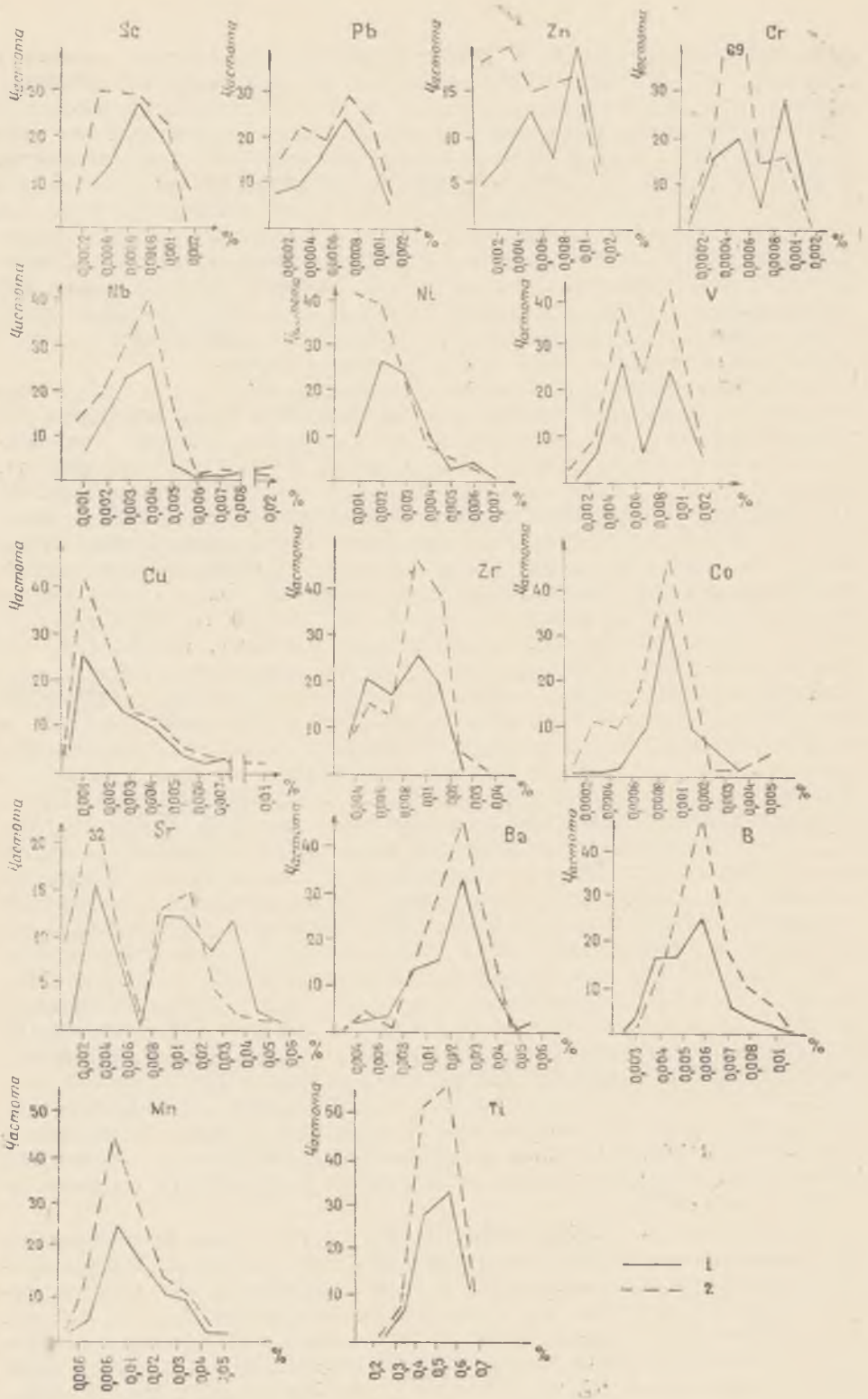


Рис. 2. Кривые распределения содержания малых элементов по палеогеографическим зонам: 1 — зона I — относительно глубоководная, удаленная от берега, со спокойным гидродинамическим режимом (А); 2 — зона II — мелководная, с переменным гидродинамическим режимом (Б)

для глин и сланцев по А. А. Виноградову [5]. Содержание остальных элементов (Ti, Nb, Sc, V, Zr, Cr) близко к кларковым, но несколько меньше, и только количество меди и титана в верхнепалеоценовых, а ниобия и хрома в олигоценовых глинах превышает кларковые для глин и сланцев в 1,2—2 раза. Сравнение средних значений малых элементов в глинах различного возраста показало примерно равное содержание B, Ba, Ni, Mn, Zn, Zr, повышенное в 1,6—3 раза количество Ti, V, Cu в верхнепалеоценовых глинах, Nb, Cr, Sc — в олигоценовых. Пониженное содержание малых элементов в глинистых породах палеогена можно объяснить формированием их за счет хорошо проработанных кор выветривания по мел-мергельным породам, из которых большая часть малых элементов была вынесена и в бассейны седиментации поступал глинистый материал с очень низким их содержанием.

Для установления зависимости распределения малых элементов от палеоландшафтных условий осадконакопления была построена литолого-палеогеографическая карта для киевского времени, совмещенная со схемой распределения минеральных ассоциаций (см. рис. 1), и построены графики частот встречаемости микроэлементов (рис. 2) для двух зон: I — для относительно глубоководной, удаленной от берега части морского бассейна со спокойным гидродинамическим режимом; II — для мелководной части морского бассейна с переменным гидродинамическим режимом. Анализ графиков показал, что можно выделить две группы элементов: первая (Sc, Pb, Nb, Ni, Cu, Co, Ba, B, Mn, Ti) характеризуется одновершинными кривыми, вторая (Zn, Cr, V, Zr, Sr) — двувершинными. Наличие двух вершин на графиках частот распределения можно объяснить разными формами нахождения элементов в глинах — в виде самостоятельных минералов, окислов и адсорбированных на поверхности глинистых частиц. По содержанию все рассматриваемые элементы можно разделить на три группы: I — повышенное в глубоководной зоне (Sc, Zn, Cr, Ni, Co, Sr, Pb); II — одинаковое в глубоководной и мелководной зонах (Nb, V, Cu, Ba, Mn, Ti); III — повышенное в мелководной зоне (B, Zr). Повышенное содержание в зонах установлено по смещению кривых в областях больших или меньших содержаний, появлению дополнительных максимумов (обычно в области малых содержаний). Увеличение количества малых элементов в глубоководной зоне можно объяснить хорошей способностью катионов (за исключением Pb) сорбироваться на поверхности глинистых частиц. Повышенное содержание бора и циркония обусловлено, по-видимому, наличием турмалина и циркона [3], являющихся основными концентраторами этих элементов. Повышенное содержание бора может быть связано также с гидрослюдами [2], в частности с глауконитом. Близкие количества Nb, V, Cu, Ba, Mn, Ti в глубоководной и мелководной зонах, видимо, можно объяснить худшей по сравнению с элементами первой группы способностью сорбироваться глинистыми минералами и, следовательно, относительно равномерным распределением по всей акватории.

Для изучения влияния минерального состава глин на распределение малых элементов были построены графики содержания их в гидрослюдисто-монтмориллонитовых и монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистых глинах (рис. 3). Повышенное содержание Ni, Co, Cr, Zn, Sr в гидрослюдисто-монтмориллонитовых разностях объясняется лучшей способностью сорбировать данные элементы этими глинами. Одинаковое содержание Sc, Pb, Cu, Ba, Ti в обоих типах глин свидетельствует о том, что в накоплении этих элементов сорбционные качества глинистых минералов не имеют определяющего влияния. Повышенное количество Zr, B, V, Nb, Mn в монтмориллонит-каолинит-гидрослюдис-

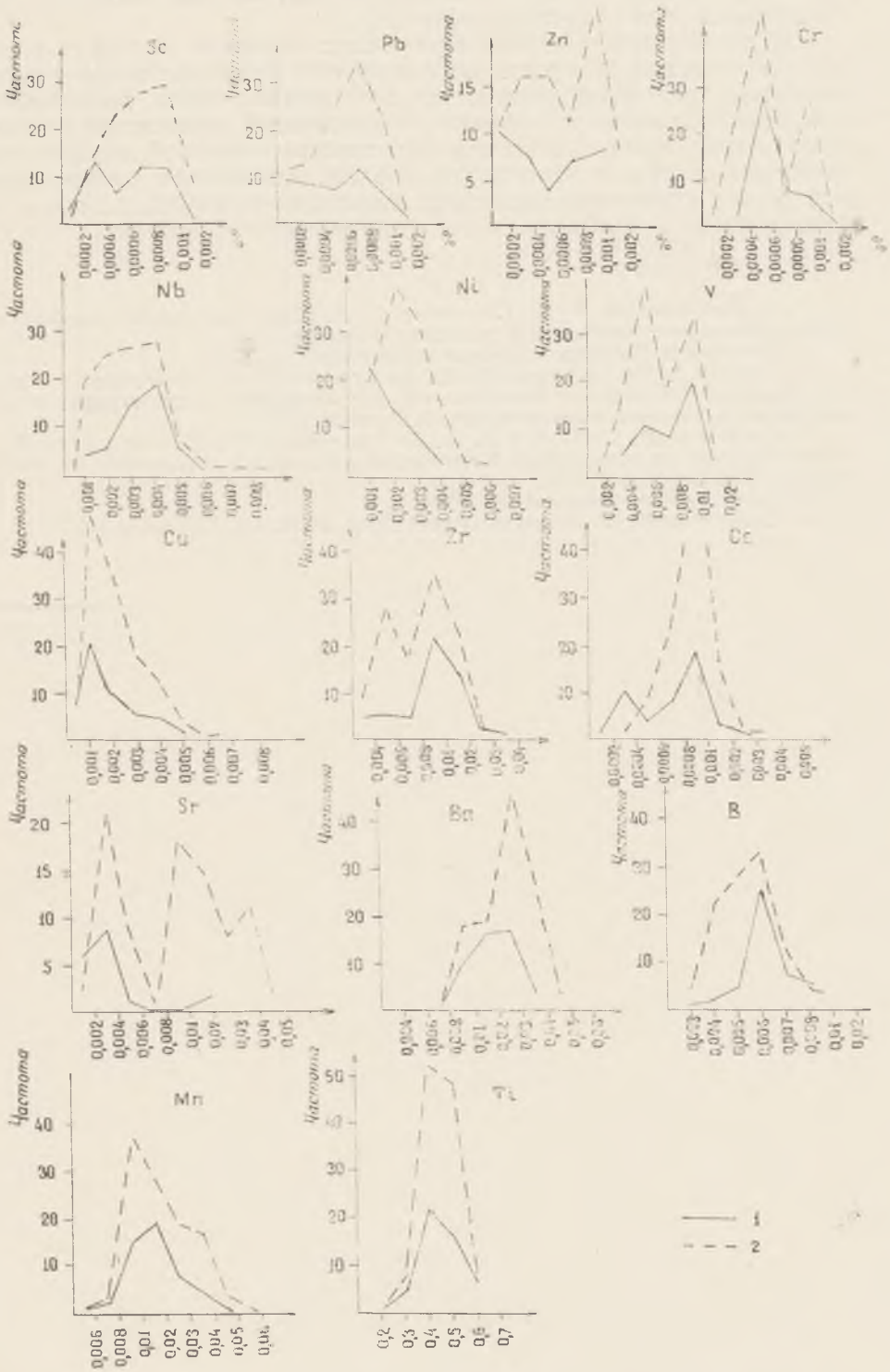


Рис. 3. Кривые распределения содержания малых элементов по минералогическим провинциям: *1* — провинция IV (гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины); *2* — провинция III (монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые глины)

тых глинах определяется не сорбционными свойствами глин, а наличием минералов-носителей этих элементов (Zr, B, Mn, возможно, Nb), повышенным количеством органики (V).

Таким образом, распределение малых элементов в глинах палеогена Воронежской антеклизы контролируется рядом факторов — интенсивностью химической переработки в источниках сноса привносимого в бассейн седиментации вещества, обусловившей пониженное по сравнению с кларковыми содержание большинства элементов, способностью некоторых из них к интенсивной сорбции глинистыми минералами, вхождением в решетки терригенных минералов-носителей, которые концентрируются в прибрежных частях палеогенового водоема.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аскоченский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж, 1973.
2. Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., 1967.
3. Савко А. Д., Семенов В. П., Бартенев В. К. Минералогия и генезис глин палеогена Воронежской антеклизы.— В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы, вып. 4. Воронеж, 1976.
4. Савко А. Д., Семенов В. П., Кохановский Н. И., Бартенев В. К. Глины палеогена восточной части Воронежской антеклизы и перспективы их использования.— Там же, вып. 2, 1975.
5. Сауков А. А. Геохимия. М., 1975.
6. Семенов В. П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж, 1965.

РЕФЕРАТЫ

УДК 551.31:551.71:551.72

Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА. Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н. «Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы». Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1977, с. 3—25.

Излагается современное представление о стратиграфии докембрия КМА с учетом последних данных геолого-геофизических работ, а также материалов предшествующих исследований. Указываются районы распространения разновозрастных толщ докембрия, их положение в разрезе и особенности строения. Приводится карта распространения железисто-кремнистых формаций докембрия КМА.

Библ. ссылок 74, ил. 2, табл. 4.

УДК 553.31.001:551.71/72

Об источниках рудного вещества железорудных месторождений раннего докембрия. Голивкин Н. И. «Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы». Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1977, с. 26—29.

Предполагается, что первоначальная мобилизация железа связана с дифференциацией протовещества Земли и возникновением основной магмы. Период парникового химического выветривания способствовал накоплению в корах выветривания Fe и других компонентов, которые с появлением водных бассейнов в позднем архее и раннем протерозое дали начало крупнейшим стратиморфным месторождениям полосчатых железистых кварцитов Русской платформы, итабиритов Бразилии, таконитов Северной Америки, железистых кварцитов Австралии.

Библ. ссылок 16.

УДК 552.124.3:551.71/72:551.8

Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов разновозрастных литологических формаций докембрия КМА. Ильяш В. В. «Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы». Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1977, с. 30—43.

Каждое из стратиграфических подразделений докембрия КМА имеет сугубо свои, лишь ему присущие состав акцессориев, типоморфные особенности отдельных минералов и количественные соотношения между ними. Отличия в распределении минералов между типами метаморфических пород отражают литологические особенности первичного осадка. Установлено направленное изменение валового содержания некоторых минералов и внутренней структуры циркона от древних к более молодым породам.

Библ. ссылок 11, ил. 5, табл. 1.

УДК 551.311.231:551.71/72 (470.32)

Метаморфизованные докурские коры выветривания и продукты их переотложения в основании протерозоя на территории КМА. Петров Б. М., Кононов Н. Д. «Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы». Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1977, с. 43—48.

Минералогический и химический состав метаморфизованных докурских кор выветривания на КМА зависит от состава субстрата, однако общей закономерностью является вынос кремнезема, кальция, магния, натрия, марганца, накопление глинозема, титана, трехвалентного железа, калия, что выражается в зональном строении реликтов кор. Мощность, состав, набор акцессорных минералов и микрокомпонентов в продуктах размыва и переотложения кор изменчивы по площади, что подтверждает относительно недалекий их перенос и дифференцированность тектонических движений.

Возраст	Серия	Свита	Колонка	Мощность максимальная м	Породы
Протерозойский	Средний	Курбакинская, Тимская, Ингуловская, Шуграво-Оскольская		150	Кристаллические известняки и мраморизованные доломиты
				350	Сланцы карбонатно-кварц-слюдистые с прослоями кристаллических известняков и доломитов.
				250	Сланцы графито-углистые, кварц-слюдистые
				1500	Ритмичнослоистая толща сланцев, метаалевролитов, метапесчаников с пластами и линзами метагравелитов, конгломератов, конгломерато-брекчий (обломочная часть представлена в основном железистыми кварцитами), кластогенных железных руд и железистых кварцитов. Грубообломочные образования и кластогенные руды ближе тяготеют к низам толщи. В Михайловском районе в верхах отмечаются метаморфизованные кварцевые порфиры и их туфы
				300	Метапесчаники Сланцы углистые серицито-кварцевые, карбонатно-кварцевые, хлорито-кварцевые с прослоями метапесчаников в верхних горизонтах. В контакте с железорудной толщей отмечаются безрудные кварциты
		Курская	Верхняя (железорудная)	более 1000	Железистые кварциты: безрудные и малорудные; Магнетитовые; Гематито (железнослюдково) - магнетитовые; Магнетито-гематитовые (железнослюдковые); Гематитовые (железнослюдковые); Магнетито-гематитовые (железнослюдковые); Гематито (железнослюдково) - магнетитовые; Магнетитовые; Карбонатно-магнетитовые и пирито-магнетитовые; Малорудные (с магнетитом), безрудные со сланцевыми прослоями
				более 80	Сланцы внутрирудные, углистые, двуслюдистые, биотитовые, гранато-биотитовые, куммингтонитовые
				250	Железистые кварциты: Малорудные (с магнетитом), безрудные со сланцевыми прослоями; Силикатно-магнетитовые; Магнетитовые; Гематито (железнослюдково)-магнетитовые; Магнетитовые; Силикатно (амфиболы, редко пироксены)-магнетитовые; Малорудные с магнетитом, безрудные с прослоями сланцев
			Нижняя	600	Ритмичнослоистые сланцы, филлитовидные, углистые, карбонатно-биотитовые, двуслюдистые, мусковитовые, биотито-кварцевые, куммингтонито-кварцевые, гранато-куммингтонитовые в контакте с железорудной толщей обильно пиритизированные. Иногда там же отмечаются небольшой мощности тела сульфидно-карбонатно-магнетитовых руд, которые встречаются и среди безрудных и магнетитовых кварцитов средней свиты. В нижних частях сланцы содержат подчиненные прослои алевролитов, метапесчаников и метагравелитов, в верхних - прослои безрудных кварцитов.
				600	Метапесчаники кварцевые с небольшим количеством полевого шпата, с прослоями и линзами метагравелитов. В кровле отмечаются прослои сланцев, метаалевролитов, мраморизованных доломитов.
				380	Переслаивание гравийных конгломератов и метапесчаников. Обломочная часть гравелитов представлена кварцем и реже полевыми шпатами.
				600	Переслаивание метаконгломератов полимиктовых и олигомиктовых с метагравелитами, метапесчаниками и метаалевролитами. Мощность пластов и линз конгломератов от нескольких см до 7-9 м. Обломочная часть в олигомиктовых конгломератах представлена кварцем различной окраски, в полимиктовых - кварцем, плагиогранитами, гнейсами, сланцами, вулканогенными породами. Размер гальки уменьшается от подошвы к кровле толщи от 25-30 см до 1,5-2,0 см. Состав цемента конгломератов кварц-серицито-хлоритовый и реже кварц-серицито-пиритовый.
				150	Кварцевые порфиры и туфы
Архей	Верхний	Михайловская	Истобнянская	первые километры	Мигматиты, гнейсы биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые, ставролитовые, двуслюдистые, кристаллические сланцы (кварцево-биотитовые, хлорито-серицитовые, карбонатно-хлорито-эпидотовые), карбонатные породы, аркозовые метапесчаники, реже тела амфиболитов. Для этой толщи характерны пластообразные тела железисто-кремнистых образований (амфибол-магнетитовые, амфибол-гранат-магнетитовые, хлорит-магнетитовые, биотит-магнетитовые, редко пироксен-амфибол-магнетитовые)
			Железногорская	1500	Амфиболиты с прослоями аркозовых металесчаников и сланцев (хлорито-эпидотовые, эпидото-роговообманковые, карбонатно-хлоритово-эпидотовые). Среди амфиболитов отмечаются редкие маломощные тела железорудных образований силикатно-магнетитового состава. В основании разреза отмечаются тела гравелитов и конгломератов
	Нижний	Обоянская			Мигматиты, гнейсы (биотитовые, биотит-амфиболовые, гранатовые, пироксен-амфиболовые, гранат-пироксеновые, силлиманитовые, кордиеритовые, графитсодержащие) с горизонтами и телами кремнисто-железистых образований (двупироксен-магнетитовые, гранат-магнетит-двупироксеновые, магнетит-амфиболовые), а также - амфиболитов

РИС. 1. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КМА. СОСТАВИТЕЛЬ — И. Н. ЩЕГОЛЕВ

РИС. 2. КАРТА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ. СОСТАВИТЕЛИ: И. Н. ЩЁГОЛЕВ, А. А. ЧИБРЯКОВ, А. И. СМЕТАНИН, В. В. ИЛЬЯШ. НАУЧ. РУК.— Н. А. ПЛАКСЕНКО, ОТВ. ИСПОЛНИТЕЛЬ — И. Н. ЩЁГОЛЕВ

Железисто-кремнистые формации докембрия: *1* — железисто-кремнисто-кластогенная формация оскольской серии среднего протерозоя; *2* — железисто-кремнисто-сланцевая формация курской серии нижнего протерозоя; *3* — железисто-кремнисто-метабазитовая формация михайловской серии верхнего архея; *4* — железисто-кремнисто-гнейсовая формация обоянской серии нижнего архея; *5* — железисто-кремнистая формация неясного возраста

Верхний протерозой PR_3: *6* — глазуновская толща. Андезитовые порфириты, базальтовые порфириты.

Средний протерозой PR_2. Оскольская серия PR_2os (яковлевская, тимская, щигрово-осколецкая, курбакинская свиты): *7* — линзы и пласты гравелитов, конгломератов, конгломерато-брекчий железистых кварцитов, кластогенных железных руд, переслаивающихся с метапесчаниками и сланцами; *8* — нерасчлененная толща гравелитов, метапесчаников, сланцев, конгломерато-брекчий железистых кварцитов, кристаллических известняков, мраморизованных доломитов, кварцевых порфиров и их туфов; *9* — нерасчлененная толща пород (оскольская серия — верхняя свита курской серии)

Нижний протерозой PR_1. Курская серия PR_1k: *10* — верхняя свита PR_1k_3. Сланцы углистые, серицито-кварцевые, карбонат-кварцевые, хлорит-кварцевые с прослоями метапесчаников (верхняя часть) и безрудных кварцитов (нижняя часть); *11* — средняя свита PR_1k_2. Железистые кварциты (безрудные, малорудные, магнетитовые, железнослюдково-магнетитовые, магнетит-железнослюдковые, железнослюдковые и др.) с внутрирудными сланцами; *12* — средняя свита PR_1k_2. Внутрирудные сланцы углистые, двуслюдистые, биотитовые, гранат-биотитовые, куммингтонитовые с прослоями железистых кварцитов; *13* — нижняя свита PR_1k_1. Ритмично построенная толща конгломератов, гравелитов, кварцевых метапесчаников (нижняя часть); кварцевых метапесчаников, метаалевролитов, сланцев и мраморизованных доломитов (средняя часть); сланцев филлитовидных, углистых, карбонатно-биотитовых, мусковитовых, двуслюдистых, биотит-кварцевых, куммингтонит-кварцевых, гранат-куммингтонитовых с прослоями безрудных кварцитов (верхняя часть).

Верхний архей AR_2: Михайловская серия AR_2mh: *14* — железисто-кремнистые породы (амфибол-магнетитовые, амфибол-гранат-магнетитовые, биотит-магнетитовые, безрудные и малорудные) в переслаивании с амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, аркозовыми метапесчаниками; *15* — нерасчлененная толща гнейсов (биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-амфиболовых, ставролитовых, двуслюдистых, гранатсодержащих), мигматитов, кристаллических сланцев, аркозовых метапесчаников, амфиболитов, карбонатных пород, иногда полимиктовых конгломератов и гравелитов (нижняя часть); кварцевые порфиры, кератофиры и их туфы (верхняя часть); *16* — амфиболиты (актинолитовые, роговообманковые, иногда с гранатом) с прослоями сланцев и аркозовых метапесчаников.

Нижний архей AR_1. Обоянская серия AR_1ob: *17* — железисто-кремнистые породы (силикатно-магнетитовые гнейсы, двупироксен-магнетитовые, гранат-магнетит-двупироксеновые, магнетит-амфиболовые) в переслаивании с гнейсами, амфиболитами; *18* — нерасчлененные мигматиты, гранито-гнейсы, гнейсы (биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые, двупироксеновые, силлиманитовые, кордиеритовые, графитсодержащие) с подчиненными телами амфиболитов.

Нерасчлененный архей-протерозой AR—PR: *19* — железисто-кремнистые породы неясного возраста; *20* — нерасчлененные образования (мигматиты, гнейсы, амфиболиты, сланцы) по геофизическим данным, неясного возраста.

Интрузивные комплексы: *21* — гранитоиды посткурского возраста; *22* — интрузивные породы ультраосновного, основного и среднего состава посткурского возраста; *23* — гранитоиды докурского возраста; *24* — интрузивные породы ультраосновного, основного и среднего состава докурского возраста; *25* — ультраосновные и основные породы неясного возраста (по геофизическим данным).

Тектонические нарушения: *26* — первого порядка, разделяющие регион на крупные структурные зоны; *27* — второго порядка, разделяющие структурные зоны на блоки; *28* — третьего порядка; *29* — геологические границы: *а* — достоверные; *б* — предполагаемые

блоков докурского основания. В грубообломочных разностях продуктов переотложения докурских кор выветривания обнаружена минерализация золота как наложенная гидротермальная, так и более перспективная обломочно-метаморфогенного генезиса, четко отличающаяся по комплексу признаков.

Библ. ссылок 13, ил. 1, табл. 1.

УДК 553.492.1

Типы бокситового генетического комплекса и вопросы эволюции бокситообразования. Сиротин В. И. «Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы». Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1977, с. 49—63.

Дается классификация бокситовых генетических комплексов. В истории земной коры выделены три крупных временных этапа, различающихся по характеру бокситорудного процесса. Этапы бокситорудного процесса находят подтверждение в эволюции минералов свободного глинозема.

Библ. ссылок 53, ил. 5, табл. 1.

УДК 552.52:551.8 (470.321/325)

Распределение и генезис глинистых минералов в визейских отложениях Воронежской антеклизы. Савко А. Д., Хожаинов Н. П., Устиновский В. А. «Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы». Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1977, с. 63—100.

Распределение минеральных ассоциаций глин в визейских отложениях выражается в смене каолинитовой через гидрослюдисто-каолинитовую, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистую на гидрослюдисто-монтмориллонитовую в направлении с северо-запада на юго-восток. Сходная направленность снизу вверх по разрезу. Исследование минеральных ассоциаций и структурных особенностей минералов показало, что минералогия глин определяется не только составом вещества из источников сноса, но и условиями его формирования; степень влияния последних неодинакова в различных палеоландшафтных обстановках.

Библ. ссылок 16, ил. 28, табл. 1.

УДК 550.42:546:552.5

Малые элементы глинистых пород палеогена Воронежской антеклизы. Савко А. Д., Бартенев В. К. «Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы» Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1977, с. 100—106.

Рассмотрено поведение 15 малых элементов и приведено их сравнительное содержание в глинах различных стратиграфических подразделений палеогена. Установлена зависимость распределения Sc, Zn, Cr, Ni, Co, Sr, Pb, B, Zr от палеоландшафтных условий осадконакопления. Отмечено влияние минерального состава глин на степень концентрации в них Ni, Co, Cr, Zn, Sr.

Библ. ссылок 6, ил. 3, табл. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Докембрий

Плаксенко Н. А., Щёголев И. Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА 3
Голивкин Н. И. Об источниках рудного вещества железорудных месторождений раннего докембрия 26
Ильяш В. В. Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов разновозрастных литологических формаций докембрия КМА . . . 30
Петров Б. М., Кононов Н. Д. Метаморфизованные докурские коры выветривания и продукты их переотложения в основании протерозоя на территории КМА 43

Фанерозой

Сиротин В. И. Типы бокситового генетического комплекса и вопросы эволюции бокситообразования 49
Савко А. Д., Хожаинов Н. П., Устиновский В. А. Распределение и генезис глинистых минералов в визейских отложениях Воронежской антеклизы 63
Савко А. Д., Бартенев В. К. Малые элементы глинистых пород палеогена Воронежской антеклизы 101
Рефераты 107

ИБ № 219

**ЛИТОГЕНЕЗ
В ДОКЕМБРИИ
И ФАНЕРОЗОЕ
ВОРОНЕЖСКОЙ
АНТЕКЛИЗЫ**

Редактор издательства Г. Н. Рахманина
Технический редактор Ю. А. Фосс
Корректоры Н. В. Плахина, Е. В. Бессонова

ЛЕ 05364. Сдано в набор 7.I 1977 г. Подп. в печ. 31.V 1977 г.
Форм. бум. 70×108/16. Бумага № 1. Усл. п. л. 9,8+1 вкладка.
Уч.-изд. л. 9,3+1 вкладка. (1,2 л.). Тираж 1000. Заказ 51.
Цена 1 р. 58 коп.

Издательство Воронежского университета
Воронеж, пр. Революции, 24
Типография издательства ВГУ
Воронеж, ул. Пушкинская, 3

1 р. 58 к.