

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 550.4: 551.3.051

*В.А. ШАТРОВ, В.И. СИРОТИН, Ю.Ю. БУТЕЛЬСКИЙ, В.М. НОВИКОВ,
А.Д. СЛУКИН, Г.В. ВОЙЦЕХОВСКИЙ*

**ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ
КМА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ**

Условия образования, источники вещества и механизм отложения железистых кварцитов не вполне ясны. При реконструкциях условий образования метаосадочных пород большое значение приобретают геохимические методы, в частности, распределение редкоземельных элементов (REE), отражающее их геохимическое фракционирование на первоначальном этапе седиментации. Лантаноиды не претерпевают значительных изменений в процессах диагенеза, катагенеза и метаморфизма, что позволяет использовать их в качестве индикаторов фациальных обстановок образования осадочных и метаосадочных пород. Полученные результаты обобщены в виде треугольной диаграммы: LREE (La — Pr) — MREE (Nd — Dy) — (HREE (Ho — Lu) + Y) × 10. В результате изучения выявлены фациальные ряды седиментации пород, отчетливо фиксирующие образование железистых кварцитов в наиболее глубоководной части эпиконтинентального бассейна.

Железистые кварциты (джеспилиты) — характерные образования раннего протерозоя на всех континентах мира. Несмотря на большой объем проведенных исследований их фациальные обстановки седиментации до настоящего времени не имеют однозначной интерпретации [18, 19, 20]. Рассматриваются два возможных типа минерало-геохимической зональности рудных фаций в джеспилитовых формациях: 1) наиболее мелководные отложения — гематит-магнетитовые кварциты [25, 26]; 2) глубоководные образования на фациальном профиле седиментации: метапсаммиты — метапелиты — кварциты (безрудные и малорудные: кумингтонит-магнетитовые — магнетитовые — гематит-магнетитовые) [10, 11, 16, 17]. Цель авторов — определить с помощью геохимических методов первичную фациальную зональность в образовании железисто-кремнистой формации КМА.

Объект исследования

Железистые кварциты КМА приурочены к курской серии нижнего протерозоя, широко развитой в пределах центральной части юго-западного склона Воронезского кристаллического массива. Серия резко несогласно залегает на различных породах архея, на докурских корах выветривания и их продуктах переотложения. Породы серии слагают

крылья крупных и ядра более мелких синклинальных структур. Мощности отложений серии изменяются от 20 до 2000 м, в среднем составляя 1500 м [3, 12, 24]. Временной интервал образования 2500—2300 млн. лет, что позволяет считать ее аналогом криворожской серии Украинского щита [6, 7]. В составе курской серии выделяются две свиты: нижняя — стойленская (песчаниково-сланцевая), и верхняя — коробковская (железородная). Последняя залегает на подстилающих породах стойленской свиты без видимого несогласия и представлена достаточно хорошо выдержанными чередующимися толщами железистых кварцитов и сланцев, что позволило выделить в ней две подсвиты железистых кварцитов (железородные) и две сланцевые подсвиты. Для пород курской серии характерен метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, реже амфиболитовой. Мощность свиты изменяется от нескольких метров до 1200 м.

Объект изучения — породы курской серии (джеспилиты, безрудные кварциты, метапесчаники и сланцы различных составов), отобранные на ряде месторождений: Стретенская залежь в пределах Коробковского месторождения, Лебединское и Михайловское месторождения (Белгородская и Курская области).

Методика изучения

Определение микроэлементов проводилось в лаборатории ИГЕМ РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Анализы выполнены с использованием квадрупольного масс-спектрометра PLASMA QUAD PQ2+TURBO английской фирмы VG Instruments.

Возможность проведения палеофациальных реконструкций основана на представлении о хемогенно-осадочном происхождении джеспилитов, при котором большая часть вещества мобилизована в процессах корообразования в пределах суши и перееотложена в конечные бассейны седиментации [11, 19]. Применение геохимических методов вполне допустимо, поскольку при региональном метаморфизме, особенно его ранних стадиях, наблюдается изохимическое преобразование вещества [5, 9, 13].

Палеогеографические реконструкции с использованием REE основаны на представлениях о различных формах миграции в гипергенных условиях (взвесь, растворенное вещество, сорбированный комплекс), что приводит к фракционированию лантаноидов на первоначальном профиле седиментации [2]. Авторами применяется разделение редких земель на легкие — LREE (La — Pr), средние — MREE (Nd — Dy) и тяжелые HREE (Ho — Lu) [22, 23]. Иттрий рассматривается совместно с тяжелыми REE в связи с подобием геохимических

свойств, валентности и ионного радиуса [21]. В составе центральных частей бассейнов преобладают тяжелые лантаноиды совместно с иттрием, в прибрежных условиях — преимущественно легкие редкие земли [4, 22]. Спектры распределения редких земель весьма информативны, не изменяются в процессах диагенеза и метаморфизма [8]. Для палеофациальных реконструкций применяется треугольная диаграмма в системе: LREE — MREE — (HREE+Y)x10, что позволяет охарактеризовать все лантаноиды, а не отдельные геохимические отношения пар элементов [23]. При построении треугольной диаграммы использовались результаты 92 химических анализов.

Обсуждение результатов

Анализ диаграммы позволяет заключить, что наиболее глубоководные отложения курской серии — рудные кварциты магнетитового и гематит-магнетитового составов с высокими содержаниями тяжелых лантаноидов и иттрия (рисунок). Положение малорудных кварцитов, преимущественно куммингтонит-магнетитового состава, более мелководное. На первоначальном профиле седиментации за счет изменения условий осадконакопления возможно появление фаций карбонатно-магнетитовых с сульфидами руд, которые локализируются между глинистыми сланцами и безрудными кварцитами [11], и расположены на диаграмме в поле развития сланцев в виде единичных фи-

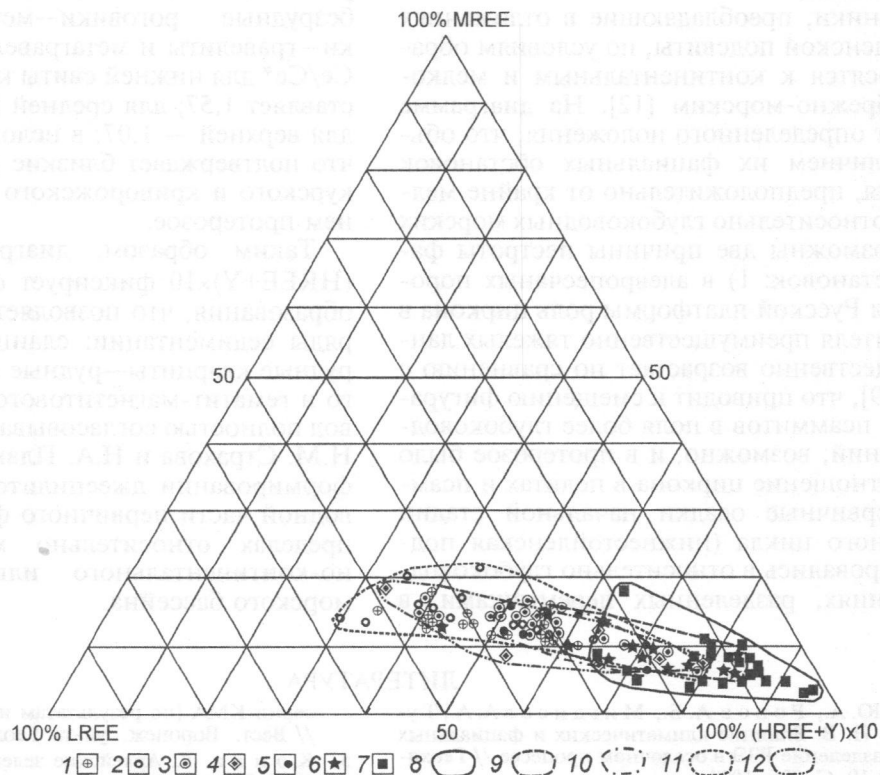


Диаграмма LREE — MREE — (HREE+Y)x10, характеризующая соотношение лантаноидов в породах курской серии КМА. 1–3 — сланцы: 1 — мусковитовые, 2 — мусковит-биотитовые, 3 — биотитовые; 4 — метапесчаники; 5–7 — кварциты: 5 — безрудные, 6 — малорудные, 7 — рудные (джеспилиты); 8–12 — поля развития пород: 8 — рудных кварцитов (джеспилитов), 9 — малорудных кварцитов, 10 — безрудных кварцитов, 11 — сланцев, 12 — метапесчаников

гуративных точек малорудных кварцитов. Положение безрудных кварцитов на диаграмме практически совпадает с полем развития сланцев, но в целом кварцитам соответствуют более глубоководные условия образования.

Среди метапелитов самые глубоководные образования — биотитовые сланцы; мусковит-биотитовые и мусковитовые сланцы — более мелководные, что установлено по первичному составу глинистых осадков. Определяют минеральный состав глинистых минералов оксиды MgO , FeO , Al_2O_3 , при этом наиболее глиноземистые различия выявлены вблизи береговой линии, а магнезиально-железистые — на значительном удалении от области сноса [16]. Обстановки образования мусковитовых сланцев, в составе которых преобладал каолинит [14, 15], определяются как прибрежно-морские, биотитовых сланцев с первоначально хлорит-гидрослюдистым составом глинистых минералов как морские [12]. Между существенно мусковитовыми и биотитовыми сланцами наблюдается непрерывная серия пород, в которой породоопределяющие слюды находятся в различных количественных соотношениях. Первичный состав мусковит-биотитовых сланцев определяется как каолинит-гидрослюдистый [14, 15], условия образования — ограниченные морские бассейны и лагуны [12]. На треугольной диаграмме мусковит-биотитовые сланцы равномерно распределены в поле метапелитов, что обусловлено образованием на всем мелководном профиле седиментации.

Метапесчаники, преобладающие в отложениях нижней стойленской подсвиты, по условиям образования относятся к континентальным и мелководным прибрежно-морским [12]. На диаграмме они не имеют определенного положения, что объясняется различием их фациальных обстановок формирования, предположительно от крайне мелководных до относительно глубоководных морских (рисунок). Возможны две причины пестроты фациальных обстановок: 1) в алевропесчаных породах фанерозоя Русской платформы роль циркона в качестве носителя преимущественно тяжелых лантаноидов существенно возрастает по сравнению с пелитами [1, 9], что приводит к смещению фигуративных точек псаммитов в поля более глубоководных образований; возможно, и в протерозое было подобное соотношение циркона в пелитах и псаммитах; 2) первичные осадки начальной стадии трансгрессивного цикла (нижнестойленская подсвита) формировались в относительно глубоководных понижениях, разделенных перемычками, в

условиях резко изменяющихся фациальных обстановок [23]. Второе предположение кажется более вероятным. Необходимо отметить, что и петрогенным элементам в сланцах стойленской свиты свойственны значительные вариации [15], что может подтверждать резкую смену фациальных условий седиментации и их областей сноса.

Один из показателей современных обстановок осадкообразования в океане — цериевая аномалия ($Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N + Nd_N) / 2$) (нормировано к глинам платформ, по данным Ю.А. Балашова [1]), определяемая как соотношение фактического содержания элемента к полученному путем интерполяции между соседними элементами.

На основании содержания церия в осадках и глинистых сланцах Ce/Ce^* в близспрединговой зоне (300—400 км от срединно-океанических хребтов) — 0,25—0,3; на расстоянии 2500—3000 км от хребтов — 0,55—0,6; в окраинно-континентальных обстановках — 0,9—1,3 [8]. Средние значения Ce/Ce^* для сланцевых и железорудных подсвит курской серии изменяется от 1,08 до 1,69, среднее для серии 1,24. По аналогии с современными обстановками седиментации формирование пород курской серии происходило в условиях окраинно-континентального или эпиплатформенного морского бассейна с незначительной глубиной (несколько сотен метров).

Для пород криворожской серии определяется фациальный ряд седиментации (от наиболее глубоководных к мелководным отложениям): рудные роговики и джеспилиты—карбонатные породы—безрудные роговики—метапелиты—метапесчаники—гравелиты и метагравелиты [22, 23]. Значение Ce/Ce^* для нижней свиты криворожской серии составляет 1,57; для средней (железорудной) — 1,57; для верхней — 1,07; в целом для серии — 1,67 [2], что подтверждает близкие условия формирования курского и криворожского палеобассейнов в раннем протерозое.

Таким образом, диаграмма LREE—MREE—(HREE+Y)×10 фиксирует относительную глубину образования, что позволяет выделить фациальные ряды седиментации: сланцы—безрудные и малорудные кварциты—рудные кварциты магнетитового и гематит-магнетитового составов. Данный вывод полностью согласовывается с представлениями Н.М. Страхова и Н.А. Плаксенко [10, 11, 16, 17] о формировании джеспилитов в наиболее глубоководной части первичного фациального профиля в пределах относительно мелководного окраинно-континентального или эпиплатформенного морского бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А., Ронов А. Б., Мигдисова А. А., Туранская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение РЗЭ в осадочном процессе // *Геохимия*. 1964. № 10. С. 995—1014.
2. Балашов Ю. А. *Геохимия редкоземельных элементов*. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. Железные руды КМА / Под ред. В.П. Орлова, И.А. Шевырева, Н.А. Соколова. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 616 с.
4. Зеленская А. Н., Шатров В. А., Сиротин В. И. Палеофациальные условия образования сланцев курской серии КМА (по результатам изучения распределения REE) // *Вест. Воронеж. ун-та. Геология*. 1999. № 7. С. 39—44.
5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
6. Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы // *Бюл. МОИП. Отд. геология*. 1967. Т. 42. В. 5 С. 74—85.
7. Лебедев И. П., Полякова Т. Н., Поскрязова М. В. и др. Развитие зон раннепротерозойского внутриконтинентального рифтогенеза Воронежского кристаллического

7. Лебедев И. П., Полякова Т. Н., Поскрякова М. В. и др. Развитие зон раннепротерозойского внутриконтинентального рифтогенеза Воронежского кристаллического массива // Проблемы геодинамики и минерализации Восточно-Европейской платформы. Мат. межд. конф. Т. 1. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. С. 150–151.
8. Маслов А. В., Гареев Э. З. Использование петрогеохимических данных для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере стратотипического разреза докембрия) // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Мат. 3-го всерос. литолог. сов. (Москва, 18–20 марта 2003 г.), М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 228–231.
9. Мигдисов А. А., Балашов Ю. А., Шарков И. В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
10. Плаксенко Н. А. О некоторых особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия КМА, причинах их возникновения и стратиграфическом значении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 3. С. 60–81.
11. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1966. 264 с.
12. Полищук В. Д., Голивкин Н. И., Зайцев О. С. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курьской магнитной аномалии. Т. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 439 с.
13. Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // Геохимия. 1967. № 3. С. 3–19.
14. Сиротин В. И. О химическом составе слюд материнских пород глиноземной коры выветривания Белгородского района КМА // Тр. Воронеж. ун-та. 1982. Т. 86. С. 91–96.
15. Сиротин В. И., Лебедев И. П. О литогенезе глиноземистых пород докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2004. № 1. С. 30–37.
16. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с. Т. 2. 534 с.
17. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли М.: ГОНТИ, 1963. 534 с.
18. Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 552 с.
19. Холодов В. Н., Бутузова Г. Ю. Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 339–352.
20. Холодов В. Н., Бутузова Г. Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 1. Типы сидеритсодержащих железорудных месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 5. С. 451–475.
21. Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмидт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1966. 187 с.
22. Шатров В. А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 396–399.
23. Шатров В. А. Реконструкция обстановок осадконакопления метаосадочных пород нижнего протерозоя на основе редкоземельных элементов (на примере Восточно-Европейской платформы) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2004. № 1. С. 38–42.
24. Щеголев И. Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 197 с.
25. G a m e s H. I. Sedimentary facies of iron formation // Econ. Geol. 1954. V. 49, N 3. P. 211–234.
26. G a m e s H. I. Zones of regional metamorphism in precambrian of Northern Michigan // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. V. 66. N 12. P. 1103–1150.

Воронежский государственный университет
ИГЕМ РАН
Рецензент — Л.Д.Оникиенко

УДК 552.16 (470.22)

А.А. ТРЕТЬЯКОВ, Е.Ф. БАЗАРКИНА, В.А. УТЕНКОВ

МЕЛАНОКРАТОВЫЕ БУДИНЫ В РОГОВООБМАНКОВО-БИОТИТОВЫХ ПЛАГИОМИГМАТИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Установлена зональность будин апосерпентинитов. Наружная роговообманково-биотитовая оболочка — тангенциальная. Ядро, радиально-лучистое, состоит из двух зон: внешней — тремолитовой, и внутренней — кальцит-антофиллитовой. На границе оболочки и ядра установлен градиент температуры в интервале 700–600°С. Зональность отражает смену медленного и быстрого роста, а также переход условий от щелочных к кислотным и вновь к щелочным, она сохраняется и при общем понижении температуры. Источником Са является флюид — следствие дебазификации метаморфической толщи при плагиогранитизации.

Плагиомигматиты, в которые включены меланократовые будины, состоят из кварца, плагиоклаза (≈30% Ап), биотита и роговой обманки. Содержание цветных минералов 15–20%. Породы такого состава широко известны в разных комплексах (беломорский в Северной Карелии, аллареченский на северо-западе Кольского п-ова, сысертско-ильменогорский на Урале и др.). В [5, 14, 17, 20] показано, что эти породы — устойчивые продукты метасоматической плагиогранитизации метаморфического субстрата (амфиболитов и чередующихся с ними гранат-биотитовых плагиогнейсов). По хи-

мическому составу они соответствуют магматическим тоналитам [14,17], в связи с чем их иногда называют тоналито-гнейсами [14, 17]. Как подчеркнул Б.М. Роненсон [14], состав минералов в плагиомигматитах не связан с составом исходных горных пород, а изменяется по мере эволюции процесса плагиогранитизации. Доля анортитовой составляющей уменьшается, а железистость цветных минералов возрастает. Такие соотношения возникают при метасоматозе вследствие увеличения общей щелочности и подвижного поведения щелочных элементов и Са. Особенность этого процесса