

УДК 552.45

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ: ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2015 г. К. А. Савко\*, Н. С. Базиков\*, Г. В. Артеменко\*\*

\* Воронежский государственный университет, Воронеж

\*\* Институт геохимии, минералогии и рудообразования, Киев, Украина

e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 18.08.2014 г., получена после доработки 19.01.2015 г.

В пределах Воронежского кристаллического массива породы железисто-кремнистых формаций залегают на трех стратиграфических уровнях: мезо- и неоархейском и палеопротерозойском. Архейские железисто-кремнистые формации обогащены по сравнению с палеопротерозойскими  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , Sr, Ni, REE. Для всех железисто-кремнистых формаций характерны положительные Eu-аномалии при отсутствии цериевых и преобладание тяжелых REE над легкими. Палеопротерозойские железисто-кремнистые формации Воронежского кристаллического массива не обнаруживают признаков кластогенной или гидротермальной контаминации. Низкие значения отношения Ni/Fe предполагают, что возраст их формирования не превышает рубеж 2.7 млрд лет, после которого произошло резкое падение уровня мантийного привноса никеля. С другой стороны, очень низкие содержания урана ( $<1$  ppm) определяют верхний возрастной уровень железонакпления – не позднее Великого окислительного события (GOE) ~2.47 млрд лет.

*Ключевые слова:* железистые кварциты, геохимия, малые и редкие элементы, эволюция, докембрий.

DOI: 10.7868/S0869592X15050063

### ВВЕДЕНИЕ

Преобладающим типом пород в докембрийских железисто-кремнистых формациях (ЖКФ) являются железистые кварциты – хемогенные осадочные породы. В них отмечаются низкие содержания элементов, накапливающихся в породах верхней и средней коры: Al, Ti, Zr, Hf, Th, U, Nb, Sc, что подчеркивает их аутигенный генезис. Распределение в железистых кварцитах редких элементов используется для оценки состава вод древних океанов, поскольку они накапливаются при их осаждении с аутигенными гидроокислами железа.

Несмотря на продолжительное изучение докембрийских железистых формаций Воронежского кристаллического массива (ВКМ), возрастной интервал их осадконакопления не ограничен с достаточной точностью для геологических интерпретаций эволюции коры в раннем докембрии. Возраст ЖКФ установить достаточно сложно, так как они представлены в основном осадочными породами, которые не содержат надежных геохронометров. Ранние попытки использования K-Ar метода для установления возраста ЖКФ не

принесли адекватных результатов, а большинство Rb-Sr возрастных оценок определяют только время их метаморфизма. Единственным способом, который позволяет строго установить возраст седиментации ЖКФ, является U-Pb датирование цирконов из переслаивающихся с железистыми кварцитами пепловых туфов и прорывающих ЖКФ интрузий.

Согласно Н.А. Голивкину с соавторами (Железорудные..., 1982), наиболее древние железорудные образования в пределах ВКМ имеют позднеархейский возраст и коррелируются с верховцевским типом железистых кварцитов Украинского щита и с кольской серией Балтийского щита. И.Н. Щеголев (1985) считал, что железорудные образования присутствуют в раннем (обоянская серия) и позднем архее (михайловская серия) и в раннем протерозое (курская серия). К архейским он относил амфибол-магнетитовые, амфибол-гранат-магнетитовые и пироксен-магнетитовые разновидности кварцитов в районе Бесединских, Лев-Толстовских, Истобнянских и некоторых других аномалий магнитного поля. Н.Д. Кононов с соавторами (1988) рассматривали все железорудные

образования ВКМ как относящиеся к курской серии палеопротерозоя и считали, что их различные типы связаны со степенью метаморфизма пород.

Для железисто-кремнистых формаций ВКМ получить прецизионные изотопные датировки невозможно из-за отсутствия в их разрезах кислых вулканитов. В связи с неоднозначностью положения железистых кварцитов в разрезах раннего докембрия (особенно архейских) и высокотемпературным метаморфизмом (амфиболитовая, гранулитовая фации) возникают противоречивые мнения не только о продолжительности накопления железисто-кремнистых формаций ВКМ, но и об отнесении тех или иных железорудных толщ к мезоархею, неоархею или палеопротерозою. Эта проблема нуждается в разрешении.

Благодаря недавним исследованиям распределения редких и редкоземельных элементов в ЖКФ (Bekker et al., 2014; Kohnhauser et al., 2009; Partin et al., 2013), установлены возрастные изменения их концентраций в железорудных отложениях от палеоархея до палеозоя и показано, что эти изменения зависят от доминирующих физико-химических обстановок на ранней Земле, например от Великого окисления атмосферы (Great Oxidation Event – GOE; Bekker et al., 2004) в начале палеопротерозоя или Великого оледенения в неопротерозое (Snowball Earth Event; Kirschvink, 1992), время которых определено с достаточной точностью. Это позволяет авторам настоящей статьи, не имея прецизионных изотопных датировок изученных пород, определить возраст накопления ЖКФ ВКМ на основании новых геологических и геохимических данных о распределении редких и редкоземельных элементов в различных тектонических блоках ВКМ.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

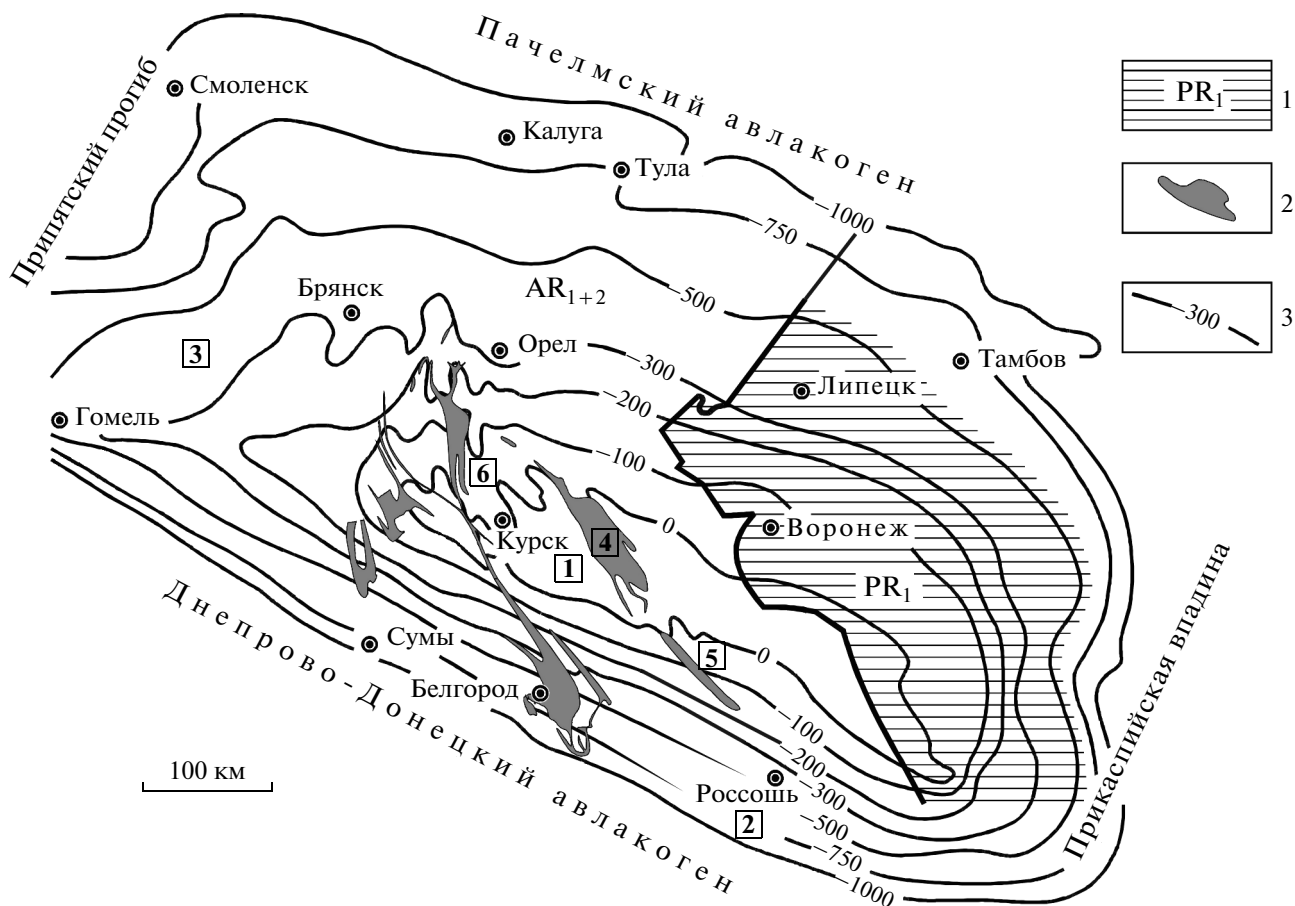
Воронежский кристаллический массив вместе с Украинским щитом образуют один из трех коровых сегментов докембрийского фундамента Восточно-Европейского кратона – Сарматии. ВКМ относится к северо-восточной части Сарматии и был отделен в фанерозое от Украинского щита Днепровско-Донецким авлакогеном. Так как до палеозоя Украинский щит и ВКМ представляли собой единый коровый сегмент, все протяженные структуры ВКМ прослеживаются и на Украинском щите (Shchipansky, Bogdanova, 1996). Центральную часть Сарматии занимает архейская Сумско-Приднепровская гранит-зеленокаменная область, состоящая из двух блоков – Средне-Приднепровского на Украинском щите и Сумского в пределах ВКМ (Щипанский и др., 2007). Ее обрамляют также архейские пояса: с запада Севско-Кировоградский, с востока Оскольско-Приазовский. Еще западнее Севско-Кировоград-

ского пояса находится палеопротерозойский Белоцерковско-Одесский пояс, разделяющий Волыно-Подольский и Кировоградский блоки Украинского щита (Щипанский и др., 2007). Северным продолжением этого пояса является Брянский блок ВКМ, сложенный гранулитами и разнообразными гранитоидами. Гранулиты Курско-Бесединского блока центральной части ВКМ находятся в пределах Оскольско-Приазовского пояса.

В строении докембрийского фундамента ВКМ выделяются два блока: восточный, сложенный палеопротерозойскими образованиями, и западный (Курский), характеризующийся преобладанием пород архейского основания. В пределах Курского блока палеопротерозойские отложения наблюдаются в узких линейных зонах юго-восточного–северо-западного простирания, которые в геодинамическом отношении представляют собой внутриконтинентальные рифтогенные структуры – Тим-Ястребовскую, Михайловскую и Волотовскую, заложившиеся на неоархейской протоплатформе и преобразованные позже в складчатые синформы (Холин, 2001).

Железисто-кремнистые формации ВКМ установлены на трех стратиграфических уровнях: мезоархейском, неоархейском и палеопротерозойском (Шеголев, 1985). Мезоархейские ЖКФ сохранились между палеопротерозойскими складчатыми синформами и достоверно установлены только в гранулитовом комплексе Курско-Бесединского блока (Савко, 1999а; Fonarev et al., 2006) (рис. 1). Неоархейские ЖКФ принимают участие в строении зеленокаменных поясов, пространственно совпадающих с палеопротерозойскими синформами, и находятся в тесной ассоциации с амфиболитами (Савко и др., 2004). Наибольшим распространением в пределах Курской магнитной аномалии пользуются палеопротерозойские железистые формации, относимые к курской серии. Слагающие их породы протягиваются в виде трех полос северо-западной ориентировки (Тим-Ястребовской, Михайловской и Волотовской) более чем на 550 км (рис. 1). Все эксплуатируемые месторождения железных руд бассейна Курской магнитной аномалии связаны именно с палеопротерозойской ЖКФ.

Изучение распределения редких и редкоземельных элементов в ЖКФ проводилось для всех стратиграфических уровней, в том числе для имеющих четкой привязки к возрасту. Последние будут рассмотрены нами с учетом выводов, сделанных по геохимии этих пород. В статье использовалась Международная стратиграфическая шкала (<http://www.stratigraphy.org>).



**Рис. 1.** Схема структурного районирования докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива (по Полякова и др., 2006, с изменениями).

1 – палеопротерозойские породы Восточно-Воронежской провинции; 2 – палеопротерозойские рифтогенные структуры Курской магнитной аномалии; 3 – изогипсы абсолютных отметок поверхности докембрийского фундамента. Цифрами на карте обозначены: 1–3 – коровые блоки: 1 – Курско-Бесединский, 2 – Россошанский; 3 – Брянский; 4–6 – рифтогенные структуры: 4 – Тим-Ястребовская, 5 – Волотовская, 6 – Михайловская.

*Мезоархейские железисто-кремнистые формации*

Наиболее древними ЖКФ в пределах ВКМ считаются железисто-кремнистые формации Курско-Бесединского блока (Шеголев, 1985), расположенного между палеопротерозойскими протяженными поясами (рис. 1) и относящегося к обоянскому комплексу мезоархея. Курско-Бесединский блок сложен биотитовыми, биотит-роговообманковыми плагиогнейсами с мало-мощными прослоями роговообманковых амфиболитов, часто мигматизированных. В пределах гнейсового комплекса на фоне общего мозаичного поля выделяются интенсивные положительные магнитные аномалии (Ушаковские, Кувшиновские, Будановские, Бесединские и др.) эллипсовидной, серповидной и полосо-эллипсовидной формы, сложенные комплексом разнообразных пород, претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации (Савко, 1999а, 2000; Fonarev et al., 2006): чередующимися слоями мощностью от 1–2

до 30–35 м пород ЖКФ (двупироксен-магнетитовые кварциты иногда с гранатом), метапелитов (шпинель-гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы), двупироксен-плагиоклазовых иногда с гранатом метагabbроидов и метапироксенитов.

Полученная для монацита из метапелита Курско-Бесединского блока конкордантная оценка возраста  $2819 \pm 6$  млн лет (TIMS) соответствует последнему из проявленных в пределах этого блока высокотемпературных метаморфических событий (Савко и др., 2010). Учитывая это обстоятельство, есть все основания полагать, что опубликованную ранее оценку возраста метаморфизма гнейсов рассматриваемого блока  $3277 \pm 33$  млн лет (TIMS, монофракция циркона; Артеменко и др., 2006) ныне следует интерпретировать как отражающую возраст присутствующего в этих породах детритового или раннего метаморфического циркона. Судя по результатам изотопно-геохимических Sm-Nd исследований ( $T_{Nd}(DM) = 3.42$  млрд лет), источни-

ком сноса рассматриваемых метапелитов служили породы палеоархейской континентальной коры (Савко и др., 2010).

Следует также отметить, что гранулиты центральной части ВКМ находятся в пределах Оскольско-Приазовского домена, в Приазовском блоке которого известны тоналитовые гнейсы и гранитоиды с возрастом 3260–3360 млн лет и зафиксирован гранулитовый метаморфизм с возрастом 2.8–2.9 млрд лет (Шербак и др., 1995).

#### *Неоархейские железисто-кремнистые формации*

До настоящего времени сведения о составе, строении и минералогии неоархейских железисто-кремнистых формаций ВКМ остаются весьма ограниченными, так как даже само отнесение их к железисто-кремнисто-метабазитовой формации михайловской серии (Шеголев, 1985) представляло сложную задачу, ибо все данные об этой формации были получены при изучении керна немногих скважин и с помощью геофизических методов.

Вмещающими породами для неоархейских железисто-кремнистых формаций Курской магнитной аномалии могут быть метаморфизованные эффузивы основного и реже кислого состава или гнейсовые толщи (например, Истобнянские, Медвенские, Коденцовские аномалии). В последнем случае установить их принадлежность к неоархею, а не к мезоархею (обоянский комплекс) крайне сложно. Считается, что породы ЖКФ в пределах Тарасовских аномалий наиболее достоверно отнесены к неоархею, так как от палеопротерозойских и мезоархейских разрезов их отличает большой объем метаэффузивов основного состава и характерные текстурно-структурные и минералогические особенности самих железистых кварцитов.

*Тарасовские аномалии* находятся в западной части Курского блока в 20 км западнее палеопротерозойской Михайловской структуры (рис. 2). Они прослеживаются на расстоянии более 20 км при ширине аномальной полосы 0.5–3 км. Здесь пласты и линзы хлорит-амфибол (роговая обманка, грюнерит)-магнетитовых кварцитов подстилаются и перекрываются сланцами хлорит-амфиболового состава и эпидот-гранат-роговообманковыми амфиболитами (метабазальтами).

Железистые кварциты представлены пластами и линзами мощностью от 0.5 до 45 м. Переход от амфиболовых сланцев к железистым кварцитам постепенный и происходит за счет увеличения в сланцах количества и мощности кварцевых, амфиболовых и магнетитовых прослоев. На контакте железистых кварцитов и амфиболовых сланцев иногда наблюдаются прослойки безрудных кварцитов мощностью до 1 м. Внутри толщи железистых

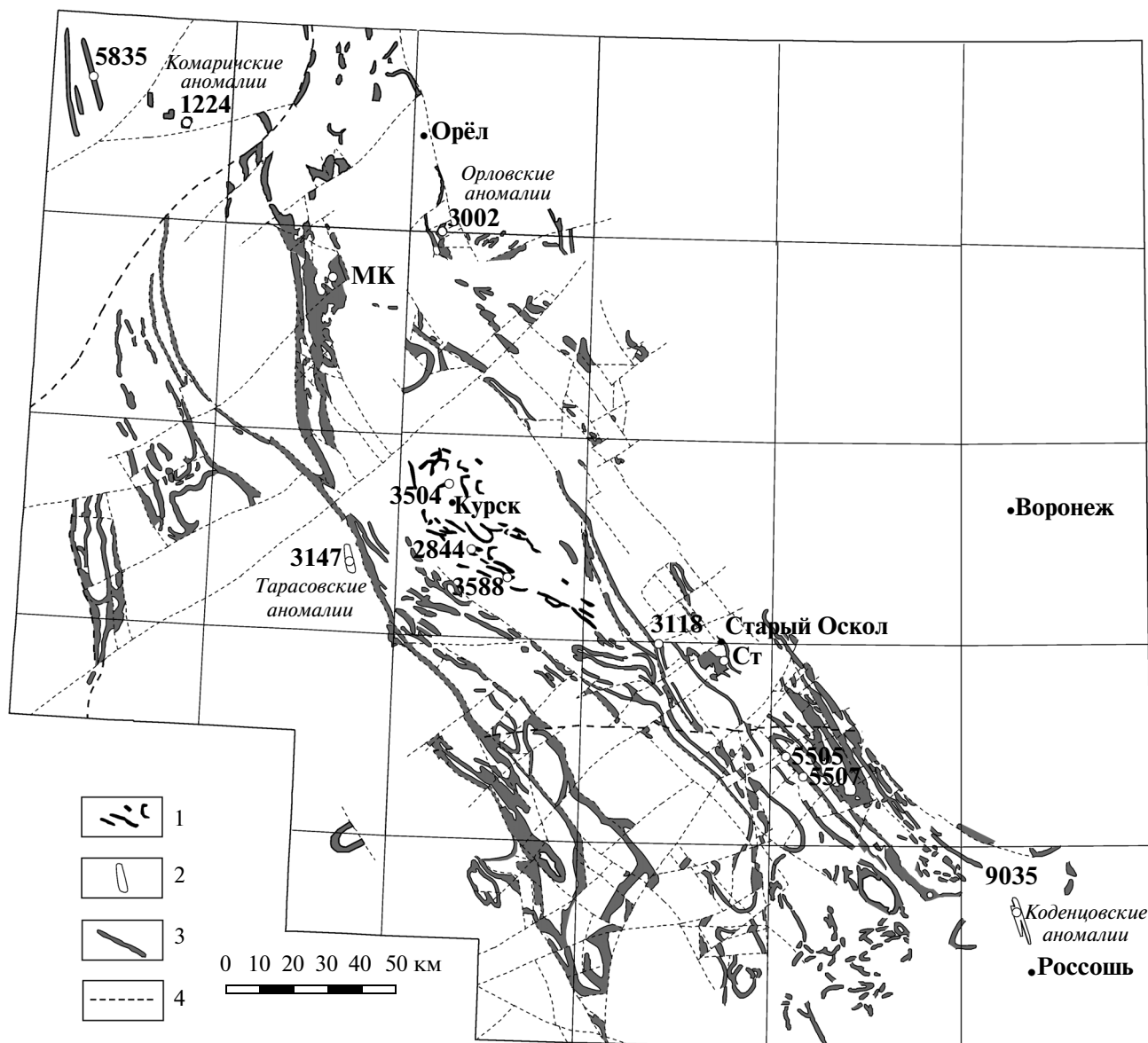
кварцитов часто встречаются прослойки и линзы амфибол-хлоритовых сланцев мощностью от 0.5 до 10 см, редко до 1 м. Полосчатость выражена чередованием прослоев амфибол-магнетитового, кварцевого и амфибол-кварцевого состава. Помимо железистых кварцитов, амфиболитов и хлорит-амфиболовых сланцев, в пределах Тарасовских аномалий встречаются маломощные пласты метапелитовых сланцев и кислых метаэффузивов.

Присутствие в железистых кварцитах Тарасовских аномалий обломков вулканических пород предполагает их вулканогенно-осадочный генезис, в отличие от палеопротерозойских хемогенно-осадочных ЖКФ (Савко и др., 2004). Установлено два эпизода метаморфизма: ранний высокотемпературный (600–650°C) и поздний низкотемпературный (450–500°C) при давлениях 4–5 кбар (Савко и др., 2004). Первый, высокотемпературный, эпизод имел место в неоархее или, во всяком случае, до формирования палеопротерозойской ЖКФ. Второй, низкотемпературный, эпизод был синхронным с этапом метаморфизма палеопротерозойской ЖКФ в пределах Михайловской структуры.

*Коденцовские аномалии*, сложенные породами ЖКФ и метапелитовыми гнейсами Западно-Коденцовского участка в центральной части ВКМ, относятся предположительно к михайловской серии неоархей. Они представляют собой часть зеленокаменного пояса — северного обрамления мезоархейского Россошанского блока, который сложен серыми гнейсами (ТТГ) обоянского комплекса с небольшим количеством тел амфиболитов (рис. 2). Толща ЖКФ состоит из полосчатых роговообманково-грюнерит-магнетитовых кварцитов, гранат-грюнеритовых амфиболитов, переслаивающихся с биотит-гранатовыми гнейсами (Савко, 1994). Мощности переслаивающихся типов пород варьируют от десятков сантиметров до первых десятков метров. Видимая мощность толщи железистых пород, вскрытых скважиной 9035, составляет 439 м. Ее подстилают серые роговообманковые плагиогнейсы, резко отличающиеся по своему облику, минеральному и химическому составу от бедных кальцием глинозистых гнейсов, переслаивающихся с железистыми породами. Плагиогнейсы предположительно относятся к обоянскому комплексу.

Метаморфизм железистых пород Западно-Коденцовского участка характеризуется следующими параметрами: температуры 600–650°C при давлении 5 кбар (Савко, 1994).

Предварительные оценки возраста цирконов из гнейсов в составе железистой формации (скв. 9035 и 9038) составляют не менее 2.70 млрд лет (наши неопубликованные данные). Описанные коденцовские ЖКФ находятся в пределах Коденцовско-Покровского зеленокаменного пояса; с од-



**Рис. 2.** Схема распространения докембрийских железисто-кремнистых формаций на территории Воронежского кристаллического массива.

1 – мезоархейские ЖКФ, 2 – неоархейские ЖКФ, 3 – палеопротерозойские ЖКФ, 4 – разрывные нарушения. Цифрами указаны номера скважин, из которых отобраны изученные образцы. МК – Михайловский карьер, Ст – Стойленский карьер.

ной стороны, они отличаются по строению разрезов от палеопротерозойских ЖКФ, а с другой – по возрасту цирконов не могут быть отнесены к мезоархею. Поэтому мы относим их предположительно к неоархею.

#### *Палеопротерозойские железисто-кремнистые формации*

Наиболее хорошо изучены разрезы ЖКФ палеопротерозоя в Тим-Ястребовской, Михайловской и Волотовской структурах, где имеются мно-

гочисленные поисковые и разведочные скважины и карьеры эксплуатируемых месторождений. Палеопротерозойская железисто-кремнистая формация, относимая к курской серии, состоит исключительно из хемогенно-осадочных (железисто-кремнистых) и терригенно-осадочных пород, которые слагают крылья крупных палеопротерозойских синформ – Тим-Ястребовской, Михайловской и Волотовской. Курская серия делится на две свиты: нижнюю стойленскую и верхнюю коробковскую. Стойленская свита залегает в основании разреза палеопротерозоя Курского блока с явным

несогласием на архейских гнейсах или калиевых риолитах неoarхея. Терригенно-осадочные породы стойленской свиты подстилают железорудную толщу коробковской свиты и делятся на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена серыми и светло-серыми тонкозернистыми кварцевыми метапесчаниками. В ее основании установлены линзы и прослои кварцевых метаконгломератов и метатравелитов. Верхняя подсвита сложена углеродистыми сланцами с прослоями метапесчаников. Мощность свиты варьирует от нескольких метров в антиформных структурах до сотен метров в крупных синформах.

Коробковская железорудная свита мощностью от первых метров до 1200 м и более согласно залегает на стойленской свите и с разрывом перекрывается породами оскольской серии. В наиболее полных разрезах коробковская свита сложена чередующимися толщами железистых кварцитов и сланцев, общая мощность которых более 1 км. Хотя и фиксируется латеральная изменчивость разрезов ЖКФ, в целом принимается схема ее четырехчленного деления: первая и третья подсвиты представляют собой железорудные пачки, которые разделяются и перекрываются сланцевыми (второй и четвертой) подсвитами.

Нижняя (первая) подсвита железистых кварцитов имеет мощность до 750 м и сложена в основном магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми, рибекит-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми железистыми кварцитами. В основании, кровле и внутри подсвиты возле сланцевых прослоев встречаются прослои малорудных и безрудных кварцитов мощностью до 5–10 м.

Нижняя (вторая) подсвита сланцев разделяет между собой подсвиты железистых кварцитов. Она имеет мощность от 0–10 до 120 м, реже больше и сложена в основном сланцами, нередко филлитовидными углеродисто-кварц-сланцевыми, кварц-биотитовыми и кварц-мусковитовыми с пиритом и пирроотином, иногда с гранатом и андалузитом.

Верхняя (третья) подсвита железистых кварцитов имеет мощность от первых десятков метров до 500–870 м. В составе подсвиты преобладают гематит-магнетитовые кварциты с подчиненными прослоями магнетит-гематитовых, гематитовых, грюнерит-магнетитовых, рибекит-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых железистых кварцитов.

Верхняя (четвертая) подсвита сланцев завершает разрез курской серии. Она встречается только в пределах крупных синформ и частично сохранилась от размыта на Новоялтинском, Михайловском, Лебединском, Стойленском месторождениях. Подсвита имеет мощность от 0 до 400 м и сложена углеродисто-сланцевыми, кварц-мусковитовыми, кварц-хлорит-мусковит-

товыми, кварц-мусковит-карбонатными сланцами.

Палеопротерозойские железистые кварциты отличаются от архейских большим минералогическим разнообразием. Помимо гематитовых, гематит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов широко распространены разновидности с тетраферрибиотитом, стильпномеланом, селадонитом, ферришамозитом, рибекитом, грюнеритом, ферривинчитом, актинолитом, эгирином, Na-диопсидом, карбонатами (кальцит, ряд анкерит-доломит, сидерит) (Савко, Поскрязова, 2003; Савко, 2006). В зонах повышенного метаморфизма может появляться ортопироксен. Отметим, что в палеопротерозойской железисто-кремнистой формации ВКМ, за исключением биотита, отсутствуют глиноземсодержащие минералы (гранаты, плагиоклазы, роговые обманки, хлориты).

Точный возраст железорудного осадконакопления курской серии неизвестен. Конгломераты стойленской свиты залегают на выветрелых кварцевых порфирах с возрастом  $2612 \pm 10$  млн лет (SIMS, цирконы; Савко и др., 2015). Верхнюю границу накопления железорудных толщ можно определить по возрасту перекрывающих их метариолитов курбакинской свиты оскольской серии в Михайловской структуре (2050 млн лет, TIMS, цирконы; Артеменко, 1998) или по возрасту прорывающих отложения курской и оскольской серий гранодиоритов стойло-николаевского комплекса в Тим-Ястребовской структуре (2.04–2.05 млрд лет; SIMS, цирконы; Савко и др., 2014).

Возраст высокометаморфизованных ЖКФ Брянского блока долгое время считался архейским, однако оказалось, что по результатам U-Pb датирования детритовая генерация цирконов метапелитов, переслаивающихся с железистыми кварцитами, имеет возраст 2560 млн лет (TIMS, монофракция цирконов). По Sm-Nd изотопным данным (валовая проба) получен модельный возраст протолита гранулитов Брянского блока  $T_{Nd}(DM) = 2630$  млн лет, а возраст их метаморфизма составляет 2.1–2.3 млрд лет (Бибикова и др., 1995). Эти возрастные характеристики являются, по сути, нижним ограничением времени накопления осадочных толщ террейна. Верхним ограничением может служить возраст гранулитового метаморфизма  $2036 \pm 4$  млн лет, определенный по монацитам (TIMS; Савко и др., 2010). Результаты наших изотопно-геохимических Sm-Nd исследований показывают, что формирование протолитов гранулитов этого блока произошло в результате переработки пород континентальной коры со средним модельным Sm-Nd возрастом около 3.4 млрд лет (Савко и др., 2010). Все это дает основание рассматривать Брянский блок как часть палеопротерозойской структуры, заложенной на па-

лео- и мезоархейской континентальной коре древнего ядра Сарматии.

В разрезах ЖКФ (скв. 5835) кроме пироксен-магнетитовых кварцитов присутствуют глинозёмистые графитовые гнейсы, известково-силикатные породы и флогопит-диопсидовые мраморы, ортопироксеновые плагиогнейсы, метаморфизованные при 850°C и 6 кбар (Савко, Лебедев, 1996; Савко, 19996). Таким образом, по набору пород железисто-кремнистые формации Брянского блока близки к высокометаморфизованным эквивалентам палеопротерозойских ЖКФ и отличаются от архейских ЖКФ (Курско-Бесединский блок, Тарасовские аномалии), поэтому мы рассматриваем их как палеопротерозойские, претерпевшие интенсивную высокотемпературную переработку.

На юго-восточном продолжении Брянского блока присутствуют ЖКФ Комаричских магнитных аномалий, представленные гиперстен-магнетитовыми кварцитами и ранее также относившиеся к архею из-за высокого метаморфизма. Учитывая вышеприведенные данные, мы полагаем, что пироксен-магнетитовые кварциты Комаричских аномалий являются палеопротерозойскими.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поскольку породы железисто-кремнистых формаций ВКМ нигде не выходят на поверхность, все образцы из мезо- и неоархейских и большая часть из палеопротерозойских ЖКФ были отобраны из керна скважин. Образцы МК-2, МК-9, 466-р/224 и СТ-1, СТ-2 отобраны из карьеров Михайловского и Стойленского железорудных месторождений соответственно.

Анализы химического состава проб производились на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V в ИГЕМ РАН. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (14 ОСО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа порообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Малые и редкие элементы определены методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов (АСИЦ

ИПТМ) РАН. Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Пределы обнаружения для редкоземельных элементов (REE), Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировали путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, VM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ВКМ

Минеральный состав проанализированных образцов приведен в табл. 1.

**Мезоархейские ЖКФ.** В пределах Курско-Бесединского блока были отобраны образцы двупироксен-магнетитовых кварцитов иногда с грюнеритом и гранатом, метаморфизованных в условиях высокотемпературной гранулитовой фации. Это плотные, средне- и крупнозернистые породы серой и зеленовато-серой окраски, с массивной, полосчатой и неясно-полосчатой текстурой и гранобластовой, иногда с элементами порфиробластовой, структурой. Полосчатые текстуры обусловлены ориентированным расположением минералов в виде чередующихся, часто прерывистых полос мощностью от первых мм до 3–4 см.

Пироксен-магнетитовые кварциты характеризуются высоким содержанием железа (45–61 мас. %  $Fe_2O_3$  (общ.)) и кремнезема (32–50 мас. %  $SiO_2$ ). Содержания остальных порообразующих оксидов не превышают 3.5 мас. % (табл. 2). Были также использованы анализы пироксеновых железистых кварцитов Западного Приазовья, поскольку они находятся в одной структурно-формационной зоне с железистыми породами Курско-Бесединского блока и имеют сходный химический состав (табл. 2).

Мезоархейские железистые кварциты характеризуются широко варьирующими невысокими концентрациями редкоземельных элементов (7–60 ppm, в среднем 35 ppm), положительными  $Eu/Eu^*$  и  $Y_{SN}$ -аномалиями, обогащением тяжелыми редкоземельными элементами (HREE) относительно легких (LREE) ( $(Pr/Yb)_{SN} = 0.31–1.02$ , среднее 0.56) (табл. 3, рис. 3), высокими отношениями  $Y/No$  (27–58, среднее 33), превышающими хондритовое (~28) (табл. 3). Отчетливо выраженные цериевые аномалии ( $Ce/Ce^*$ ) отсутствуют. Молярные отношения  $Ni/Fe$  имеют высокие значения ( $0.21–0.68 \times 10^{-4}$ , в нескольких образцах с терригенной примесью до  $5.71 \times 10^{-4}$ ). В значительной

Таблица 1. Минеральный состав железистых кварцитов

Номер образца	Qtz	Mag	Hem	Орх (Срх)	Gru	Grt	Bt	Ab	Hbl	Act	Sld	Chl	Cal	Fe-Dol	Aeg	Rbk
Курско-Бесединский блок																
3504/260.2	+	+		+												
3588/221.5	+	+		+	+	+	+									
3588/213.5	+	+		+	+		+									
3588/230.5	+	+		+	+	+										
2844/192	+	+		+	+	+										
2844/194	+	+		+	+	+										
2844/203	+	+		+	+		+									
Западное Приазовье																
7/67	+	+		+	+			+								
10/307	+	+		+	+			+								
91/254	+	+		+	+											
10/397	+	+		+	+			+								
Тарасовские аномалии																
3147/408	+	+		+	+		+		+							
3147/430.5	+	+		+	+		+		+							
3147/436	+	+		+	+		+		+							
Коденцовские аномалии																
9035/302	+	+		+	+		+		+							
Комаричские аномалии																
1224/226	+	+		+												
1224/229	+	+		+												
Орловские аномалии																
3002/416	+	+		+										+		
Вологовская структура																
5507/18	+	+		+									+		+	+
5505/35	+	+		+						+			+		+	+
Тим-Ястребовская структура																
Ст-1	+	+		+											+	+
Ст-2	+	+		+											+	+
3118/292	+	+		+												
3118/538	+	+		+												
Михайловская структура																
МК-2	+	+		+							+					+
МК-9	+	+		+												
Брянский блок																
5835/583.5	+	+		+	+											

Примечание. Символы минералов: Qtz – кварц, Mag – магнетит, Нем – гематит, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Gru – грунерит, Грт – гранат, Вт – биотит, Аб – альбит, Нбл – роговая обманка, Act – актинолит, Слд – селадонит, Chl – хлорит, Cal – кальцит, Fe-Dol – железистый доломит, Aeg – эгирин, Rbk – рибекит.



**Таблица 2.** Содержание петрогенных оксидов (мас. %) в разновозрастных железистых формациях Курской магнитной аномалии и Западного Приазовья Украинского щита

Возраст		AR <sub>1</sub>											
Объект		Курско-Бесединский блок					Западное Приазовье						
№ образца		3504/260.2	3588/221.5	3588/230.5	2844/194	2844/203	3588/213.5	1/7/67	2/10/307	3/9/1/254	5/10/397		
Компоненты		32.17	48.82	41.56	49.99	45.22	45.64	48.92	46.48	40.50	46.07		
SiO <sub>2</sub>		0.20	0.02	0.01	0.29	0.05	0.21	0.13	0.01	0.08	0.03		
TiO <sub>2</sub>		0.87	0.65	0.43	3.50	1.07	1.31	0.84	0.46	0.48	0.61		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		60.75	44.75	53.02	39.16	48.66	44.88	22.5	28.48	32.4	18.95		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		—	—	—	—	—	—	19.60	17.45	19.40	25.98		
FeO		2.13	3.11	3.37	1.92	1.48	2.40	2.39	1.77	2.95	3.23		
MgO		0.176	0.224	0.290	0.590	0.336	0.876	0.27	0.21	0.4	0.31		
MnO		3.48	1.81	0.99	3.04	1.96	2.55	2.94	1.81	2.5	2.82		
CaO		—	—	—	0.10	0.05	0.06	0.1	0.19	0.25	0.10		
Na <sub>2</sub> O		—	—	—	0.07	0.02	0.04	0.1	0.1	0.16	0.05		
K <sub>2</sub> O		0.18	0.38	0.14	0.06	0.04	0.17	0.28	0.19	0.14	0.64		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.12	1.05	1.37	1.26	2.44	0.37	0.67		
П.п.л.		99.96	99.76	99.81	99.84	99.94	99.51	99.33	99.59	99.63	99.51		
Сумма													
Возраст		AR <sub>2</sub>					PR <sub>1</sub>						
Объект		Тарасовские аномалии					Орловские аномалии						
№ образца		3147/408	3147/430.5	3147/436	3147/404	1224/226	1224/229	3002/416	МК-2	МК-9	466-р/244	3118/292	3118/538
Компоненты		52.3	49.16	51.74	63.85	32.83	38.03	43.78	47.46	52.14	52.06	44.12	49.07
SiO <sub>2</sub>		0.14	0.19	0.19	0.11	0.02	—	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
TiO <sub>2</sub>		3.76	5.91	6.02	2.79	0.38	0.32	0.88	0.18	0.27	0.43	0.22	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		38.35	37.14	34.65	29.35	59.88	57.65	49.86	51.31	48.57	43.86	56.45	48.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO		3.76	4.38	4.64	1.80	0.23	0.28	1.68	1.46	0.15	0.93	0.49	1.2
MgO		0.164	0.166	0.157	0.097	0.073	0.058	0.157	0.03	0.02	0.04	0.02	0.06
MnO		0.97	1.43	1.66	0.47	3.07	1.53	2.91	1.05	0.25	1.50	0.13	2.47
CaO		0.06	0.26	0.37	0.04	—	—	0.06	0.47	0.08	0.43	0.1	0.12
Na <sub>2</sub> O		0.12	0.23	0.38	0.07	0.02	0.04	0.10	0.19	0.14	0.04	0.03	0.05
K <sub>2</sub> O		0.06	0.12	0.06	0.11	0.04	0.04	0.25	0.47	0.08	—	0.1	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.44	2.02	0.26	Н.о.	Н.о.	0.66	Н.о.	Н.о.
П.п.л.		99.68	98.99	99.87	98.69	99.98	99.97	99.98	102.63	101.71	99.97	101.68	102.21
Сумма													
Возраст		AR <sub>2</sub>					PR <sub>1</sub>						
Объект		Тарасовские аномалии					Орловские аномалии						
№ образца		3147/408	3147/430.5	3147/436	3147/404	1224/226	1224/229	3002/416	МК-2	МК-9	466-р/244	3118/292	3118/538
Компоненты		52.3	49.16	51.74	63.85	32.83	38.03	43.78	47.46	52.14	52.06	44.12	49.07
SiO <sub>2</sub>		0.14	0.19	0.19	0.11	0.02	—	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
TiO <sub>2</sub>		3.76	5.91	6.02	2.79	0.38	0.32	0.88	0.18	0.27	0.43	0.22	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		38.35	37.14	34.65	29.35	59.88	57.65	49.86	51.31	48.57	43.86	56.45	48.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO		3.76	4.38	4.64	1.80	0.23	0.28	1.68	1.46	0.15	0.93	0.49	1.2
MgO		0.164	0.166	0.157	0.097	0.073	0.058	0.157	0.03	0.02	0.04	0.02	0.06
MnO		0.97	1.43	1.66	0.47	3.07	1.53	2.91	1.05	0.25	1.50	0.13	2.47
CaO		0.06	0.26	0.37	0.04	—	—	0.06	0.47	0.08	0.43	0.1	0.12
Na <sub>2</sub> O		0.12	0.23	0.38	0.07	0.02	0.04	0.10	0.19	0.14	0.04	0.03	0.05
K <sub>2</sub> O		0.06	0.12	0.06	0.11	0.04	0.04	0.25	0.47	0.08	—	0.1	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.44	2.02	0.26	Н.о.	Н.о.	0.66	Н.о.	Н.о.
П.п.л.		99.68	98.99	99.87	98.69	99.98	99.97	99.98	102.63	101.71	99.97	101.68	102.21
Сумма													

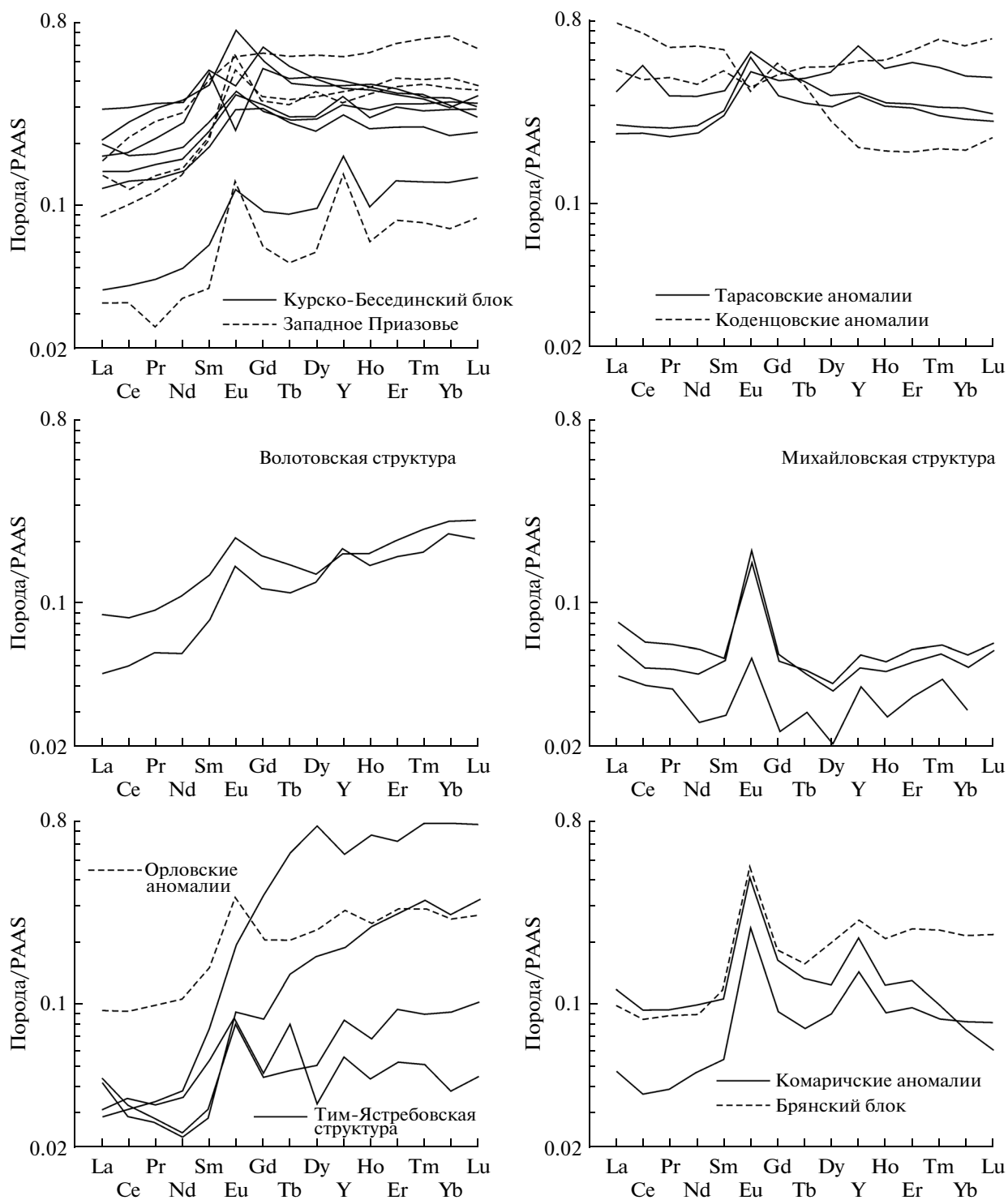


Рис. 3. Нормализованное к постархейскому австралийскому сланцу (Condie, 1993) распределение REE в докембрийских железисто-кремнистых формациях Курской магнитной аномалии и Западного Приазовья Украинского щита.

части образцов установлены низкие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (<1 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (0.01–0.20 мас. %, среднее 0.06 мас. %), Cr (4–46 ppm), Zr (5–16 ppm), V (6–17 ppm), свидетельствующие о минимальном приносе терригенного материала в первично хемо-

генные осадки. Однако в трех образцах двупироксен-магнетитовых кварцитов с гранатом (табл. 1; обр. 2844/192, 2844/194, 3588/213.5) с повышенными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1.1–3.5 мас. %) (табл. 2) отмечается обогащение  $\text{TiO}_2$  (0.21–0.29 мас. %),

**Таблица 3.** Содержания малых и редких элементов (ppm) в разновозрастных железистых формациях Курской магнитной аномалии и Западного Приазовья Украинского щита

Возраст	AR <sub>1</sub>										
Объект	Курско-Бесединский блок							Западное Приазовье			
№ образца	3504/ 260.2	3588/ 221.5	3588/ 230.5	2844/ 192	2844/ 194	2844/ 203	3588/ 213.5	1/7/ 67	2/10/ 307	3/91/ 254	5/10/ 397
Компо- ненты											
Li	2.9	0.61	0.44	1.6	1.9	1.9	0.92	2.2	7.2	2.4	Н.о.
Be	0.60	0.59	0.54	0.18	0.51	0.26	1.9	0.45	0.9	0.46	0.53
Sc	1.7	0.40	0.50	9.6	8.9	1.5	4.2	1.2	1.3	0.6	Н.о.
V	7.1	8.5	6.4	109	63.1	8.8	37.6	16.7	12.8	9.3	12.9
Cr	7.6	5.4	13.0	218	228	45.6	102	3.9	8.9	21.9	22.7
Co	2.1	8.9	7.2	23.9	12.4	3.4	12.8	5.9	2.8	2.5	3.32
Ni	9.4	19.6	11.6	145	73.7	20.3	63.7	16.7	14.6	27.2	13.8
Cu	14.9	27.7	18.9	58.2	12.1	9.4	45.9	9.1	23.2	15.6	6.95
Zn	83.5	96.8	157	100	51.5	36.1	78.8	112	56.5	20.4	17.5
Ga	6.5	1.9	1.5	11.6	8.5	2.3	3.3	7.6	1.2	0.92	1.91
As	0.11	0.66	0.53	0.41	0.29	0.53	3.7	<ПО	2.2	13	Н.о.
Rb	0.47	0.55	2.4	1.3	1.8	1.0	0.74	1.5	3.9	0.5	0.52
Sr	16.0	13.3	11.1	9.8	11.3	18.0	7.3	9	35.3	38.2	24.8
Y	11.0	10.8	8.6	10.2	9.3	4.7	7.6	14.8	10.4	3.9	8.41
Zr	5.4	15.8	10.8	97.3	13.6	6.0	25.8	14.6	4.9	6.9	2.58
Nb	3.8	1.1	0.65	5.6	2.4	0.79	0.3	3.5	0.4	0.65	2.36
Mo	2.9	2.2	1.6	1.8	1.3	0.40	1.2	3.5	1.1	1.3	1.26
Cs	0.022	0.033	0.061	0.033	0.0	0.0	0.0	0.065	0.87	0.1	Н.о.
Ba	11.5	6.7	11.5	141	49.8	12.5	7.9	83.2	53.2	7	9.77
La	7.9	11.5	4.7	6.8	5.6	1.5	7.7	6.4	5.4	1.3	3.38
Ce	20.7	24.4	10.6	14.7	11.9	3.3	14.9	17.4	9.8	2.7	8.03
Pr	2.7	2.8	1.2	1.9	1.4	0.39	1.6	2.3	1.2	0.23	1.03
Nd	11.3	11.3	5.1	8.7	5.8	1.7	6.7	9.8	5.2	1.2	4.79
Sm	2.5	2.2	1.1	2.4	1.3	0.36	1.4	2.3	1.2	0.22	1.19
Eu	0.26	0.78	0.32	0.43	0.38	0.13	0.41	0.58	0.5	0.14	0.60
Gd	2.2	2.4	1.4	2.8	1.4	0.45	1.40	2.6	1.6	0.3	1.46
Tb	0.33	0.32	0.20	0.38	0.21	0.071	0.20	0.42	0.26	0.042	0.24
Dy	2.0	1.8	1.3	2.0	1.3	0.46	1.1	2.6	1.6	0.28	1.68
Ho	0.38	0.39	0.29	0.38	0.28	0.10	0.24	0.56	0.38	0.068	0.35
Er	1.04	1.09	0.90	1.02	0.88	0.38	0.69	1.8	1.2	0.24	1.10
Tm	0.14	0.14	0.13	0.14	0.12	0.054	0.10	0.27	0.17	0.034	0.16
Yb	0.89	0.87	0.88	0.94	0.85	0.37	0.63	1.93	1.2	0.22	1.07
Lu	0.15	0.12	0.14	0.14	0.13	0.06	0.10	0.26	0.17	0.038	0.16
Hf	0.22	0.30	0.14	2.69	0.44	0.16	0.69	0.24	0.09	0.089	0.07
Ta	0.25	0.056	0.020	0.34	0.17	0.065	0.039	0.15	< ПО	0.027	Н.о.
W	0.59	0.75	36.1	0.46	0.33	0.27	0.69	0.32	0.79	1	0.27
Pb	1.9	1.7	4.1	3.62	0.90	0.67	7.3	0.62	3.3	1	0.63
Bi	<ПО	0.044	0.17	<ПО	<ПО	0.006	0.045	0.028	0.037	0.013	Н.о.
Th	0.29	0.40	1.4	2.6	0.36	0.10	1.4	0.68	0.52	0.2	0.27
U	0.13	0.21	1.0	0.2	0.045	0.029	0.40	0.6	1.3	0.1	0.18
Eu/Eu*	0.52	1.59	1.24	0.78	1.32	1.56	1.39	1.12	1.70	2.57	2.14
<sup>137</sup> Ce/Ce*	1.01	1.00	1.04	0.94	0.98	0.98	0.98	1.02	0.89	1.13	0.98
ΣREE	52.39	60.15	28.21	42.75	31.55	9.31	37.06	49.22	29.88	7.01	25.20
Y/Ho	28.57	27.86	29.47	26.53	33.66	44.41	31.35	26.43	27.37	57.35	24.03
(LREE/HREE) <sub>n</sub>	0.87	1.15	0.63	0.85	0.73	0.55	1.01	0.58	0.58	0.70	0.60
Молярное (Ni/Fe) × 10 <sup>-4</sup>	0.21	0.59	0.30	5.71	2.55	0.56	1.93	0.51	0.41	0.68	0.39
(Pr/Yb) <sub>SN</sub>	0.97	1.02	0.46	0.64	0.53	0.34	0.81	0.38	0.32	0.33	0.31
(Sm/Yb) <sub>SN</sub>	1.40	1.30	0.63	1.31	0.78	0.49	1.11	0.61	0.51	0.51	0.57

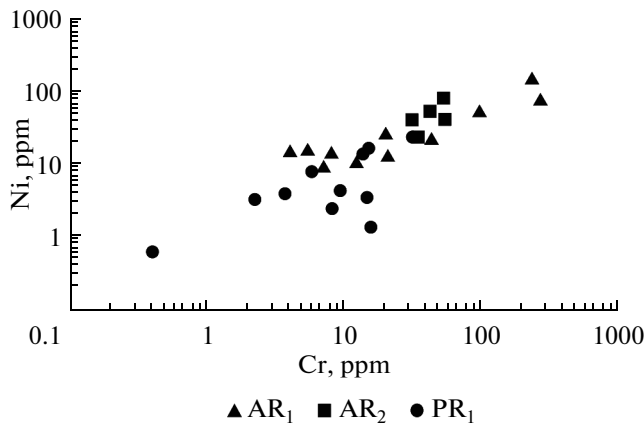
Таблица 3. Продолжение

Возраст	AR <sub>2</sub>					PR <sub>1</sub>		
Объект	Тарасовские аномалии			Коденцовские аномалии		Комаричские аномалии		Орловские аномалии
№ образца	3147/408	3147/430.5	3147/436	9035/302	9035/554	1224/226	1224/229	3002/416
Компоненты								
Li	2.6	4.2	4.9	19.8	24.7	10.5	14.5	1.8
Be	1.1	1.4	3.1	0.50	0.30	0.17	0.33	0.83
Sc	7.1	5.9	7.3	4.3	2.9	<ПО	<ПО	0.6
V	51.4	56.7	39.1	11.8	25.1	1.3	<ПО	7.5
Cr	31.7	48.8	46.5	37.2	52.9	3.5	2.1	9.1
Co	9.2	13.5	10.9	4.8	10.0	1.6	0.79	0.7
Ni	41	75.4	53.3	20.1	33.0	3.9	3.4	4.4
Cu	28.1	184		20.7	49.3	3.5	7.7	6.4
Zn	184	149	157	67.0	34.9	32.4	42.3	31.2
Ga	5.9	8	6.9	8.7	9.5	0.51	0.72	1.7
As	2.6	4.2	4.9	0.47	0.57	0.21	0.53	1.8
Rb	10.8	7.5	13.4	43.5	59.5	0.5	1.3	10.0
Sr	105	13.9	11.3	91.4	52.9	60.5	32.3	17.6
Y	9.2	16	9.1	13.5	5.1	5.4	3.7	7.8
Zr	16.6	40.5	33.4	60.1	308	2.5	2.0	11.7
Nb	1.5	2.1	2.2	2.3	4.7	0.21	1.4	0.84
Mo	0.32	0.73	0.57	1.3	1.5	0.54	1.2	0.41
Cs	0.57	1.9	3	3.5	1.5	0.019	0.028	2.9
Ba	65.2	49.6	81.2	504	501	9.8	33.3	10.6
La	13.6	8.4	9.3	17.4	29.3	4.4	1.8	3.6
Ce	37.5	17.7	18.9	32.5	55.2	7.3	3.0	7.5
Pr	3	1.9	2.1	3.7	5.2	0.81	0.35	0.86
Nd	11.4	7.6	8.1	13.1	20.3	3.3	1.6	3.7
Sm	2	1.5	1.5	2.5	3.2	0.58	0.30	0.84
Eu	0.57	0.48	0.53	0.39	0.39	0.42	0.24	0.36
Gd	2	1.9	1.6	2.0	2.3	0.74	0.43	1.0
Tb	0.3	0.32	0.24	0.36	0.30	0.10	0.059	0.16
Dy	1.6	2.1	1.4	2.2	1.2	0.57	0.41	1.1
Ho	0.3	0.46	0.3	0.50	0.18	0.12	0.090	0.24
Er	0.84	1.4	0.88	1.6	0.51	0.36	0.27	0.82
Tm	0.11	0.19	0.12	0.26	0.075	0.040	0.034	0.12
Yb	0.73	1.2	0.84	1.7	0.52	0.21	0.23	0.76
Lu	0.11	0.18	0.12	0.28	0.091	0.026	0.035	0.12
Hf	0.49	1.2	1	1.9	7.9	0.043	0.042	0.30
Ta	0.09	0.17	0.14	0.19	0.38	0.085	0.19	0.069
W	0.94	0.47	0.4	0.64	1.0	0.84	0.40	0.32
Pb	4.9	2.8	2.6	8.1	15.0	5.5	4.5	2.6
Bi	0.03	0.04	0.01	0.14	0.064	0.013	<ПО	0.031
Th	1.7	2.7	2.2	5.6	10.1	0.07	0.12	1.0
U	0.81	0.75	0.59	0.81	2.8	0.73	0.14	0.20
Eu/Eu*	1.34	1.34	1.61	0.81	0.68	3.00	3.14	1.80
Ce/Ce*	1.35	1.02	0.99	0.94	1.02	0.88	0.87	0.97
ΣREE	74.06	45.33	45.93	78.48	118.75	18.98	8.71	21.14
Y/Ho	30.67	34.78	30.33	26.88	27.82	44.86	41.59	32.40
(LREE/HREE) <sub>n</sub>	1.34	0.64	0.99	0.75	2.55	1.43	0.90	0.61
Молярное (Ni/Fe) × 10 <sup>-4</sup>	1.45	2.75	2.09	0.54	—	0.09	0.08	0.12
(Pr/Yb) <sub>SN</sub>	1.31	0.51	0.80	0.69	3.17	1.22	0.49	0.36
(Sm/Yb) <sub>SN</sub>	1.39	0.64	0.91	0.74	3.10	1.39	0.66	0.56

Таблица 3. Окончание

Возраст	PR <sub>1</sub>									
	Волотовская структура		Михайловская структура			Тим-Ястребовская структура				Брянский блок
№ образца	5507/18	5505/35	МК-2	МК-9	466-р/244	Ст1	Ст2	3118/292	3118/538	5835/583.5
Li	17.4	75.8	1.3	<ПО	4.6	40.5	24.7	2.1	2.5	1.0
Be	0.37	0.62	0.69	0.53	0.62	4.4	2.3	0.63	0.48	0.91
Sc	1.0	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	1.6	<ПО	<ПО	<ПО	0.67
V	15	11.2	22.7	53.3	16.7	102.9	10.6	20.7	22.1	<ПО
Cr	22.9	6.9	34.2	27.0	17.3	16.6	8.4	15.3	18.0	12.6
Co	1.3	1.3	26.1	6.0	0.77	2.0	0.42	2.5	3.2	1.6
Ni	13.8	8.9	<ПО	<ПО	1.1	17.2	2.8	3.2	<ПО	11.1
Cu	7.1	4.9	25.8	10.6	<ПО	7.2	9.2	3.5	3.5	10.4
Zn	60.9	61.6	5.6	4.9	4.4	72.1	32.2	6.9	10.4	65.1
Ga	1.8	2.1	0.36	0.46	0.9	3.2	1.5	0.56	0.43	2.3
As	<ПО	2.2	0.38	1.4	0.1	1.0	0.93	1.5	<ПО	1.1
Rb	12.2	1.6	8.5	1.8	2.6	3.4	1.3	0.5	2.1	0.68
Sr	34.7	38.0	23.9	10.2	22.3	58.5	22.6	2.3	10.7	11.0
Y	4.8	4.8	0.88	1.04	0.65	14.7	5.2	2.27	1.53	6.5
Zr	26.2	7.6	1.1	1.5	3.5	97.0	24.5	2.3	1.5	7.4
Nb	1.4	2.5	0.18	0.18	0.30	115	10.4	0.20	0.12	0.71
Mo	0.50	0.57	<ПО	1.33	0.10	0.27	0.29	<ПО	<ПО	0.54
Cs	2.1	0.59	0.16	0.065	0.46	0.40	0.11	0.10	0.53	<ПО
Ba	36.5	7.8	147	17.0	11.4	173	40.0	6.0	7.0	11.0
La	3.3	1.7	1.7	2.4	1.1	1.2	1.1	1.6	1.7	3.7
Ce	6.7	3.9	2.6	3.7	2.0	2.8	2.5	2.3	2.5	6.7
Pr	0.8	0.5	0.28	0.40	0.21	0.3	0.3	0.24	0.25	0.77
Nd	3.6	1.9	1.0	1.4	0.50	1.3	1.2	0.8	0.8	3.0
Sm	0.75	0.45	0.20	0.22	0.09	0.43	0.30	0.17	0.16	0.62
Eu	0.22	0.16	0.19	0.16	0.04	0.21	0.10	0.09	0.09	0.45
Gd	0.79	0.55	0.18	0.17	0.06	1.6	0.4	0.22	0.20	0.81
Tb	0.12	0.087	0.023	0.023	0.013	0.43	0.11	0.037	0.065	0.12
Dy	0.65	0.59	0.11	0.12	0.046	3.5	0.81	0.24	0.16	0.89
Ho	0.17	0.15	0.030	0.035	0.016	0.67	0.24	0.069	0.044	0.20
Er	0.57	0.48	0.10	0.12	0.063	1.8	0.80	0.27	0.15	0.63
Tm	0.092	0.071	0.016	0.018	0.011	0.31	0.13	0.037	0.021	0.089
Yb	0.70	0.60	0.091	0.11	0.05	2.2	0.76	0.26	0.11	0.58
Lu	0.11	0.089	0.018	0.020	<ПО	0.33	0.14	0.045	0.020	0.090
Hf	0.31	<ПО	<ПО	<ПО	0.05	2.32	0.27	<ПО	<ПО	0.12
Ta	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.067
W	0.27	0.43	0.65	1.6	0.1	5.4	1.0	0.57	2.1	0.80
Pb	4.9	4.4	0.091	1.0	0.8	6.5	2.0	1.0	0.72	0.50
Bi	0.053	0.050	<ПО	0.016	0.01	0.017	0.028	0.061	0.016	<ПО
Th	1.5	0.5	0.036	0.11	0.30	7.5	2.6	0.11	0.11	0.79
U	0.73	0.24	0.084	1.5	0.05	3.8	0.85	0.15	0.10	0.15
Eu/Eu*	1.37	1.52	4.77	3.83	2.33	1.22	1.23	2.23	2.48	2.96
Ce/Ce*	0.95	1.00	0.84	0.86	2.05	1.06	1.00	0.82	0.83	0.92
ΣREE	18.63	11.15	6.54	8.87	4.10	17.08	8.97	6.30	6.22	18.60
Y/Ho	27.65	33.04	29.12	30.04	40.02	21.90	21.48	33.09	34.91	33.38
(LREE/HREE) <sub>n</sub>	0.62	0.48	1.67	1.58	1.16	0.15	0.21	0.51	0.82	0.75
Молярное (Ni/Fe) × 10 <sup>-4</sup>	0.33	0.36	—	—	0.03	0.42	0.13	0.08	—	0.25
(Pr/Yb) <sub>SN</sub>	0.35	0.25	0.99	1.12	1.30	0.05	0.12	0.29	0.71	0.43
(Sm/Yb) <sub>SN</sub>	0.54	0.38	1.11	1.00	0.92/	0.10	0.20	0.33	0.74	0.55

Примечание. Ce/Ce\* = 2Ce<sub>SN</sub>/(La<sub>SN</sub> + Pr<sub>SN</sub>) с нормализацией к PAAS. ПО – предел обнаружения; Н.о. – не определялось.



**Рис. 4.** Содержания хрома и никеля в докембрийских железисто-кремнистых формациях Курской магнитной аномалии и Западного Приазовья Украинского щита.

Cr (102–228 ppm), Zr (14–97 ppm), V (38–109 ppm), Co (12–24 ppm) (табл. 3, рис. 4), что предполагает незначительную примесь кластического материала.

**Неоархейские ЖКФ.** В вулканогенной толще Тарасовских аномалий они представлены амфибол (роговая обманка, грюнерит)-магнетитовыми кварцитами с более высоким содержанием кремнезема (49–64 мас. %  $\text{SiO}_2$ ), алюминия (2.8–6.0 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и магния (1.8–4.6 мас. %  $\text{MgO}$ ) и пониженным содержанием железа (29–38 мас. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ.})$ ) по сравнению с мезоархейскими ЖКФ (табл. 2). По концентрации титана они близки к мезоархейским железистым кварцитам с примесью терригенного материала.

Неоархейские амфибол-магнетитовые кварциты Тарасовских аномалий характеризуются повышенными содержаниями REE (45–74 ppm, среднее 55), значительными положительными европиевыми аномалиями ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.34\text{--}1.61$ ; табл. 3, рис. 3) и отсутствием цериевых аномалий, повышенными значениями отношений  $\text{Y}/\text{Ho}$  (30–35) и  $\text{Ni}/\text{Fe}$  ( $1.45\text{--}2.75 \times 10^{-4}$ ). Кроме того, в них отмечаются повышенные концентрации Cr (32–49 ppm, рис. 4), Zr (17–41 ppm), V (39–57 ppm). Отметим также высокие содержания Zn (149–184 ppm) и As (2.6–4.9 ppm) по сравнению железистыми кварцитами мезоархея и палеопротерозоя.

Другой тип неоархейских гранат-амфибол-магнетитовых кварцитов среди гнейсов и гранатовых амфиболитов Коденцовских аномалий с высоким содержанием железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ.}) = 50$  мас. %) и алюминия (4.2 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) характеризуется повышенным содержанием REE ( $\Sigma\text{REE} = 78$  ppm) с преобладанием HREE над LREE, отсутствием положительных европиевых и цериевых аномалий

(табл. 2) и низким “хондритовым” отношением  $\text{Y}/\text{Ho} = 27$ .

**Палеопротерозойские ЖКФ.** Железистые кварциты палеопротерозойских ЖКФ отличаются от архейских очень низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (<0.1 мас. %) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (<1 мас. %) и других петрогенных оксидов, редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{REE}$  не превышает 21 ppm). Кривые распределения REE для палеопротерозойских железистых кварцитов из различных структур и участков ВКМ (из Тим-Ястребовской, Волотовской, Михайловской структур, Орловских магнитных аномалий, Брянского блока) близки между собой и характеризуются отсутствием цериевых и наличием положительных европиевых и иттриевых аномалий (рис. 3). Обогащение HREE относительно LREE, фиксируемое отношением  $(\text{Pr}/\text{Yb})_{\text{SN}}$  (табл. 2), варьирует в широких пределах от 0.05 до 1.30, составляя в среднем 0.59. Значения отношения  $\text{Y}/\text{Ho}$  также находятся в широком диапазоне (21–45, в среднем 32). Палеопротерозойские железистые кварциты отличаются от архейских более низкими содержаниями Ni, Cr (рис. 4), Co, Zn и низким отношением  $\text{Ni}/\text{Fe}$  (рис. 5).

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Большая часть химических компонентов ЖКФ имеет гидротермальный источник (Klein, 2005). Такие характерные геохимические особенности ЖКФ, как низкие концентрации REE (особенно LREE) с положительными Eu-аномалиями, рассматриваются исключительно как свидетельства гидротермальной циркуляции флюидов в придонном слое морских бассейнов (Dymek, Klein, 1988; Jacobsen, Pimentel-Klose, 1988; Klein, Beukes, 1989; Beukes, Klein, 1990; Derry, Jacobsen, 1990; Bau, Möller, 1993; Klein, 2005).

### *Редкоземельные элементы и иттрий*

Содержания REE в ЖКФ всегда очень низкие, тем не менее в разновозрастных железисто-кремнистых формациях ВКМ они различаются. Максимальные концентрации REE характерны для мезоархейских (7–60 ppm, среднее 34 ppm) и особенно для неоархейских ЖКФ (45–79 ppm, среднее 67 ppm), минимальные для палеопротерозойских ЖКФ (4–21 ppm, среднее 11.9). Характерно, что различий в содержаниях REE в обогащенных детритовым материалом образцах мезоархейских ЖКФ и в образцах без него не выявлено. Это свидетельствует о том, что незначительный кластогенный привнос не влияет на накопление и распределение REE.

И в архейских, и в палеопротерозойских железисто-кремнистых формациях ВКМ отсутствуют

отклонения от трехвалентного состояния Се (отсутствие Се/Се\* аномалий), что является признаком восстановительных условий в морских бассейнах. Положительные Eu/Eu\* аномалии отмечаются в железистых кварцитах ВКМ всех возрастных уровней (рис. 3). Характер распределения REE и Y в железисто-кремнистых формациях ВКМ типичен для морских условий осадконакопления, и небольшой привнос терригенного материала в мезоархейских ЖКФ и вулканогенного материала в неархейских ЖКФ на него не влияет. Обогащение HREE относительно LREE объясняется образованием карбонатных комплексов REE, что приводит к значительно большей сорбции LREE (Bekker et al., 2014). Кроме того, LREE более активно адсорбируются на поверхности частиц осаждающихся гидрооксидов марганца и железа (Planavsky et al., 2010).

Фракционирование Y и No также обусловлено более высокой степенью адсорбции No осаждающимися частицами оксидов и гидрооксидов железа (Bau et al., 1996, 1998). Как и во всех раннедокембрийских ЖКФ, присутствие Y-аномалий и более высокие, чем в сланцах, отношения Y/No предполагают седиментацию железистых пород в морских обстановках, так как иттрий менее активен, чем его геохимический аналог No, в реакциях с осаждающимися частицами (Nozaki et al., 1997; Planavsky et al., 2010).

Отношение Y/No в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии всех возрастных уровней, по сравнению со сланцами, широко варьирует от 21 до 58 (в среднем 32–33), предполагая смешанный источник, состоящий из морской воды (с Y/No ~ 40–80) и гидротермального компонента (с Y/No ~ 28). Важно отметить близкие значения Y/No в палеопротерозойских и мезоархейских ЖКФ, так как есть данные, что в архейских ЖКФ фракционирования Y–No не наблюдается и значения Y/No близки к субхондритовым (Alexander et al., 2008). Возможно, это имеет место в вулканогенных разрезах ЖКФ (тип алгома). Пониженные значения Y/No для неархейских ЖКФ Курской магнитной аномалии предполагают больший, по сравнению с мезоархейскими и палеопротерозойскими ЖКФ, гидротермальный привнос в бассейны седиментации.

### Никель

Никель в ЖКФ накапливается преимущественно в магнетите и амфиболах (Pecoits et al., 2009; Mloszewska et al., 2012), и его содержания изменяются со временем. Концентрации Ni, нормализованные к Fe, в ЖКФ постепенно уменьшаются от палеоархея до границы архея и палеопротерозоя (Konhauser et al., 2009), особенно резко (в два раза) на рубеже 2.7 млрд лет. Высокие содержания Ni в архейских ЖКФ связаны с образованием огром-

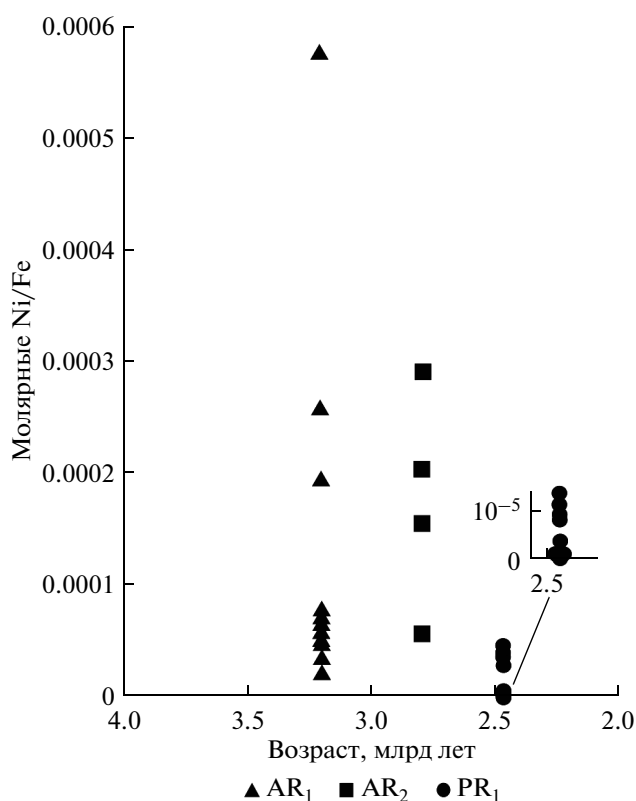


Рис. 5. Соотношения Ni/Fe в разновозрастных железистых формациях Курской магнитной аномалии и Западного Приазовья Украинского щита.

ных объемов обогащенных Ni ультраосновных пород в архее, с излияниями коматитов, которые были источником Ni, поступавшего в морские бассейны в растворенном состоянии, в виде пепла или кластогенного материала. Эта закономерность отчетливо прослеживается и в железисто-кремнистых формациях ВКМ. В мезоархейских железистых кварцитах значения молярного отношения Ni/Fe находятся в интервале  $0.21–0.68 \times 10^{-4}$  (среднее  $0.46 \times 10^{-4}$ ), причем в образцах с примесью детритового материала они резко возрастают ( $1.9–5.7 \times 10^{-4}$ ). Также высокие значения этого отношения отмечаются в неархейских ЖКФ Тарасовских ( $1.8–2.8 \times 10^{-4}$ , среднее  $2.1 \times 10^{-4}$ ) и Коденцовских аномалий ( $0.54 \times 10^{-4}$ ). В палеопротерозойских железистых кварцитах значения отношения Ni/Fe составляют от  $<0.01$  до  $0.42 \times 10^{-4}$ , в среднем  $0.19 \times 10^{-4}$  (табл. 3, рис. 5).

### Хром

При изучении поведения хрома в ЖКФ (Konhauser et al., 2011) было показано, что наиболее высокими его концентрациями характеризуются ЖКФ, сформировавшиеся в прибрежно-морских обстановках или близко к подводным вулканиче-

ским дугам и спрединговым зонам (тип алгома) и представляющие собой проксимальные эксталяционные отложения.

Анализ распределения хрома в железисто-кремнистых формациях ВКМ полностью соответствует этим данным. Максимальными содержаниями характеризуются мезоархейские железистые кварциты, контаминированные детритовым материалом ( $Cr = 102\text{--}228$  ppm, среднее 183 ppm), повышенными – неоархейские амфибол-магнетитовые кварциты (тип алгома) ( $Cr = 32\text{--}49$  ppm, среднее 43 ppm). Во всех остальных образцах ЖКФ без примесей кластогенного (вулканогенного) материала независимо от возраста содержания хрома не превышают 18 ppm (табл. 3).

### *Кобальт*

Распределение кобальта во многом схоже с распределением хрома и никеля. Как правило, минералы с высокими содержаниями Fe, Mg, Ni, Cr обогащены и кобальтом, особенно это касается оливина и пироксенов из ультрамафитов (Glassley, Piper, 1978). Снос кобальта с континентов был довольно интенсивным в архее, когда в составе земной коры был большой объем ультраосновных пород, и значительно снизился в палеопротерозое, после того как средние содержания Co в земной коре упали с 22 до 15 ppm (Condie, 1993). Высокие концентрации Co в высокотемпературных архейских гидротермальных флюидах, на несколько порядков превышающие таковые в морской воде, вероятно, обусловлены мафитовым и ультрамафитовым составом архейской океанической коры. Например, содержания Co во флюидах из ультрамафитов гидротермального поля Рэйнбоу (COX) более чем в  $10^5$  выше, чем в морской воде (Douville et al., 2002). Бескислородные условия позволяли растворенному Co из плюмов мигрировать от источника (Swanner et al., 2014).

Распределение кобальта в железисто-кремнистых формациях ВКМ согласуется с этими общими закономерностями. Наибольшие содержания Co установлены в мезоархейских железистых кварцитах с примесью кластогенного материала ( $Co = 12\text{--}24$  ppm, среднее 16.4 ppm) и неоархейских железистых породах Тарасовских аномалий типа алгома ( $Co = 9\text{--}14$  ppm, среднее 11 ppm) (табл. 3). Меньшие содержания отмечаются в мезоархейских ЖКФ без примеси детритового материала ( $Co = 2.1\text{--}8.9$  ppm, среднее 4.5 ppm) и совсем низкие в палеопротерозойских ЖКФ ( $Co = 0.4\text{--}6$  ppm, среднее 2 ppm). Из этих данных можно заключить, что концентрации кобальта зависят от контаминации ЖКФ детритовым материалом и гидротермального привноса донных эксталяций. В чистых хомогенных железистых кварцитах содержания кобальта очень низкие.

### *Цинк*

Значения отношения  $Zn/Fe$  в ЖКФ относительно постоянны от архея до палеозоя, несмотря на значительные изменения геохимических характеристик океанов (Robbins et al., 2013). Обогащение цинком может быть связано с привносом корового материала или деятельностью гидротермальных систем. В морской воде цинк присутствует в виде гидрооксидных и карбонатных комплексов и его концентрация зависит от адсорбционного взаимодействия с осаждающимися частицами алюмосиликатов, гидрооксидов железа и органическими комплексами (Millero, 1996; Benjamin, Leckie, 1981; Zachara et al., 1988). Цинк – халькофильный элемент, и его концентрации очень незначительны в бескислородных морских водах, так как он осаждается в виде сульфидов. Однако из-за аномально низкого содержания сульфатных ионов в архейских и палеопротерозойских океанах (Caneld, 1998) сульфиды не образуются. Основными концентраторами Zn в ЖКФ являются железистые силикаты грюнерит и актинолит (Mloszewska et al., 2012) и железистый тальк (Pecoits et al., 2009).

Максимальные концентрации цинка в железисто-кремнистых формациях ВКМ установлены в неоархейских амфибол-магнетитовых кварцитах Тарасовских аномалий, тесно ассоциированных с metabазальтами. Его накопление возможно и в результате привноса вулканогенного материала, и в результате поствулканической гидротермальной деятельности, что хорошо согласуется с вышеприведенными исследованиями. В отличие от Ni, Cr и Co, примесь детритового материала в мезоархейских железистых кварцитах не влияет на содержание в них цинка.

### *Мышьяк*

Кластический материал и воды океанов характеризуются очень низкими концентрациями мышьяка, в то время как гидротермальные флюиды могут быть в 2–500 раз обогащены им преимущественно в форме арсенатных анионов ( $AsO_4^{2-}$  и  $H_2AsO_4^-$ ; Pecoits et al., 2009). Поэтому он может накапливаться в сульфидах и железистых осадках. Максимальные содержания мышьяка установлены в неоархейских амфибол-магнетитовых кварцитах Тарасовских аномалий (табл. 3), что предполагает его гидротермальный привнос, связанный с подводным вулканизмом.

### *Уран*

Недавнее исследование циклов урана в ЖКФ позволило выделить несколько этапов в эволюции окислительных условий Земли (Partin et al., 2013). Стадия 1 длилась от ~3.5 млрд лет, когда сформирова-



ровались архейские ЖКФ, до ~2.47 млрд лет – события Великого окисления атмосферы (GOE). ЖКФ этой стадии характеризуются низкими концентрациями урана (менее 6.6 ppm, среднее значение 0.99 ppm), что объясняется ограниченным сносом урана с континентов в океаны в условиях бескислородной атмосферы. Поэтому до ~2.47 млрд лет в океанах присутствовали ничтожные количества урана, растворенного в морской воде. Его содержание в морской воде в это время контролировалось речным стоком с континентов в океаны. В речных водах не было растворимого урана из кор выветривания, образующихся при окислении. Детритовый привнос также не имел серьезного значения, учитывая низкие концентрации U в верхней континентальной коре (2.7 ppm; Taylor, McLennan, 1985).

Значительный рост содержаний урана в ЖКФ происходил в период 2.47–2.32 млрд лет и был связан с последствиями GOE (Partin et al., 2013). В железисто-кремнистых формациях ВКМ независимо от возраста содержания урана очень низкие, обычно не превышают 1 ppm, что определяет верхний возрастной уровень железонакпления – не позднее GOE ~2.47 млрд лет.

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проанализировав распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в железисто-кремнистых формациях ВКМ, можно сделать выводы о возрасте формирования тех ЖКФ, которые до сих пор не имели удовлетворительной стратиграфической привязки (мезоархей, неоархей, палеопротерозой). Это касается ЖКФ Брянского блока, Комаричских, Тарасовских и Коденцовских магнитных аномалий. Высокометаморфизованные железистые кварциты Брянского блока и Комаричских аномалий по геохимическим показателям (низкие содержания редкоземельных элементов, кобальта, хрома и значений отношения Ni/Fe) являются чистыми хемогенными породами, характерными для палеопротерозоя.

Железистые кварциты Тарасовских аномалий имеют повышенные содержания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , редкоземельных и редких элементов и повышенные значения отношения Ni/Fe, что характерно для неоархейских ЖКФ типа алгома. От мезоархейских ЖКФ их отличают повышенные концентрации Zn и As, свидетельствующие о гидротермальном привносе и близости их формирования к зонам вулканической активности.

По геохимическим характеристикам железистые кварциты Коденцовских аномалий, залегающие среди гнейсов, несомненно, ближе к архейским ЖКФ, нежели к палеопротерозойским, но

являются ли они мезо- или неоархейскими, определить пока не представляется возможным.

Таким образом, палеопротерозойские железисто-кремнистые формации ВКМ с очень низкими содержаниями Al, Ti, Cr, Ni, Co и REE не обнаруживают признаков кластогенной или гидротермальной контаминации. Низкие значения отношения Ni/Fe предполагают, что возраст их формирования не превышает 2.66 млрд лет (Konhauser et al., 2009) – рубеж, характеризующий резкое падение уровня мантийного привноса никеля. С другой стороны, очень низкие содержания урана (<1 ppm) определяют верхний возрастной уровень железонакпления – не позднее события Великого окисления атмосферы (GOE) ~2.47 млрд лет. Это подтверждается отсутствием цериевых аномалий в палеопротерозойских ЖКФ, так как ЖКФ древнее 2.4 млрд лет не несут информации о циклах окисления церия.

Часть образцов мезоархейских железистых кварцитов характеризуются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , Cr и Zr, что свидетельствует о небольшой контаминации их коровым материалом. Все образцы неоархейских ЖКФ обогащены “коровыми” компонентами, по сравнению с мезоархейскими и палеопротерозойскими, однако в случае с железистыми кварцитами в вулканогенных толщах они могли быть не продуктами сноса детритового материала с континента, а продуктами вулканизма – подводных излияний лав и сопутствующей им гидротермальной деятельности, о чем свидетельствуют повышенные содержания в них цинка, мышьяка и редких земель. Гидротермальный привнос при формировании неоархейских и редко мезоархейских ЖКФ в вулканогенных толщах подтверждается повышенными концентрациями REE, цинка и мышьяка. Поскольку значения молярного отношения Ni/Fe в ЖКФ Тарасовских и Коденцовских аномалий не отличаются от таковых в мезоархейских образованиях Курско-Бесединского блока и Западного Приазовья, можно предположить, что неоархейские породы имеют возраст более 2660 млн лет, то есть сформировались до рубежа, характеризующего резкое падение уровня мантийного привноса никеля.

Эти выводы подтверждаются тенденциями распределения REE в железисто-кремнистых формациях ВКМ: положительными Eu-аномалиями и отсутствием Ce-аномалий, заметным обогащением HREE (LREE/HREE и  $(Pr/Yb)_{SN} < 1$ ), высокими отношениями Y/No как для архейских, так и для палеопротерозойских пород, что характерно для ЖКФ с возрастом более 2470 млн лет (Bekker et al., 2014).

## ВЫВОДЫ

1. Железистые кварциты Брянского блока и Комаричских аномалий имеют распределение петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов, характерное для палеопротерозойских ЖКФ, а железистые кварциты Коденцовских и Тарасовских аномалий демонстрируют типичное для архейских ЖКФ распределение этих компонентов.

2. Палеопротерозойские железисто-кремнистые формации ВКМ сформировались в самом начале палеопротерозоя до ГОЕ и представляют собой морские хемогенные породы без примесей детритового материала и существенного гидротермального привноса компонентов.

3. Возраст архейских железисто-кремнистых формаций ВКМ не менее 2.7 млрд лет. Для отдельных образцов мезоархейских ЖКФ фиксируется контаминация кластогенным материалом. Распределение петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в железистых кварцитах Тарасовских аномалий характерно для ЖКФ типа алгома, сформировавшихся вблизи зон вулканической активности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Артемченко Г.В.* Геохронология Середньопрідніпровської, Приазовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей. Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук. Київ, 1998.

*Артемченко Г.В., Швайка И.А., Татарінова Е.А.* Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) // Геологический журнал. 2006. № 1. С. 84–87.

*Бибикина Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р. и др.* Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 1. № 6. С. 68–78.

Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды. Ред. Голикин Н.А. М.: Недра, 1982.

*Кононов Н.Д., Петров Б.М., Фоменко Ю.М., Шевырев А.И.* Воронежский кристаллический массив // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Киев: Тектоника, 1988.

*Полякова Т.Н., Савко К.А., Скрябин В.Ю.* Петрология метapelитов и силикатно-карбонатных пород Тим-Ястребовской структуры (Воронежский кристаллический массив). Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 2006.

*Савко К.А.* Фаялит-грюнерит-магнетит-кварцевые породы железистой формации ВКМ: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 540–550.

*Савко К.А.* Петрология и тектонотермальная эволюция гранулитов Брянского блока, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 1999а. Т. 7. № 3. С. 276–298.

*Савко К.А.* Физико-химические параметры метаморфизма эвлизитов центральной части Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 1999б. № 8. С. 73–81.

*Савко К.А.* Реакционные структуры и эволюция метаморфизма шпинелевых гранулитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 2000. № 2. С. 165–181.

*Савко К.А.* Фазовые равновесия в породах палеопротерозойской железистой формации Лебединского месторождения Курской магнитной аномалии и петрогенезис щелочно-амфиболовых железистых кварцитов // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 621–642.

*Савко К.А., Лебедев И.П.* Петрология архейских флогопит-диопсидовых мраморов Брянского блока Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 1996. № 2. С. 32–42.

*Савко К.А., Поскрякова М.В.* Рибекит-эгирин-селадонитовые железистые кварциты Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 471–490.

*Савко К.А., Пилюгин С.М., Новикова М.А.* Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород неоархейской железисто-кремнистой формации в пределах Тарасовских аномалий // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 2004. № 2. С. 111–126.

*Савко К.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты U-Pb геохронологических исследований монацита // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 647–652.

*Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С., Козлова Е.Н.* Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 2014. № 2. С. 56–78.

*Савко К.А., Холина Н.В., Холин В.М., Ларионов А.М.* Возраст неоархейских ультракалийевых риолитов – важный геохронологический репер эволюции раннедокембрийской коры Воронежского кристаллического массива // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Springer, 2015. С. 247–249.

*Холин В.М.* Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2001. 24 с.

*Щеголев И.Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985.

*Щербак Н.П., Загитко В.Н., Артемченко Г.В., Барницкий Е.Н.* Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование (Київ). 1995. Вып. 21. С. 112–128.

*Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

*Alexander A.B., Bau M., Andersson P., Dulski P.* Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation

- from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 378–394.
- Bau M., Möller P.* Rare-earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere–hydrosphere–lithosphere system // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 2239–2249.
- Bau M., Koschinsky A., Dulski P., Hein J.R.* Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare-earth elements, and titanium between hydrogenic marine ferromanganese crusts and seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 1709–1725.
- Bau M., Usui A., Pracejus B. et al.* Geochemistry of low-temperature water-rock interaction: Evidence from natural waters, andesite, and iron-oxyhydroxide precipitates at Nishiki-numa iron-spring, Hokkaido, Japan // *Chem. Geol.* 1998. V. 151. P. 293–307.
- Bekker A., Holland H.D., Wang P.-L. et al.* Dating the rise of atmospheric oxygen // *Nature*. 2004. V. 427. P. 117–120.
- Bekker A., Planavsky N.J., Krapež B. et al.* Iron formations: Their origins and implications for ancient seawater chemistry // *Treatise on Geochemistry*. Second Edition. Vol. 9: Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2014. P. 561–628.
- Benjamin M.M., Leckie J.O.* Multiple-site adsorption of Cd, Cu, Zn, and Pb on amorphous iron oxyhydroxide // *J. Colloid. Interf. Sci.* 1981. V. 79. P. 209–221.
- Beukes N.J., Klein C.* Geochemistry and sedimentology of a facies transition – from microbanded to granular iron-formation – in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa // *Precambrian Res.* 1990. V. 47. P. 99–139.
- Canfield D.E.* A new model for Proterozoic ocean chemistry // *Nature*. 1998. V. 396. P. 450–453.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
- Derry L.A., Jacobsen S.B.* The chemical evolution of Precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 2965–2977.
- Douville E., Charlou J.L., Oelkers E.H. et al.* The rainbow vent fluids (36°14' N, MAR): The influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 37–48.
- Dymek R.F., Klein C.* Chemistry, petrology, and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua Supracrustal belt, West Greenland // *Precambrian Res.* 1988. V. 39. P. 247–302.
- Fonarev V.I., Pilugin S.M., Savko K.A., Novikova M.A.* Exsolution textures of orthopyroxene and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism // *J. Metamorphic Geol.* 2006. V. 24. P. 135–151.
- Glassley W.E., Piper D.Z.* Cobalt and scandium partitioning versus iron content for crystalline phases in ultramafic nodules // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 39. P. 173–178.
- Jacobsen S.B., Pimentel-Klose M.R.* Nd isotopic variations in Precambrian banded iron formations // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. P. 393–396.
- Kirschvink J.L.* Late Proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball Earth // *The Proterozoic Biosphere*. Eds. Schopf J.W., Klein C. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 51–52.
- Klein C.* Some Precambrian banded-iron formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin // *Am. Mineral.* 2005. V. 90. P. 1473–1499.
- Klein C., Beukes N.J.* Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 1733–1774.
- Kohnhauser K.O., Pecoits E., Lalonde S.V. et al.* Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event // *Nature*. 2009. V. 458. P. 750–754.
- Kohnhauser K.O., Lalonde S.V., Planavsky N.J. et al.* Aerobic bacterial pyrite oxidation and acid rock drainage during the Great Oxidation Event // *Nature*. 2011. V. 478. P. 369–373.
- Millero F.J.* *Chemical Oceanography*. Second Edition. Florida: CRC Press, Boca Raton, 1996.
- Mloszewska A.M., Pecoits E., Cates N.L. et al.* The composition of Earth's oldest iron formations: The Nuvvuagittuq Supracrustal Belt (Québec, Canada) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 317–318. P. 331–342.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H.* The fractionation between Y and Ho in the marine environment // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 329–340.
- Partin C.A., Lalonde S.V., Planavsky N.J. et al.* Uranium in iron formations and the rise of atmospheric oxygen // *Chem. Geol.* 2013. V. 362. P. 82–90.
- Pecoits E., Gingras M.K., Barley M.E. et al.* Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry // *Precambrian Res.* 2009. V. 172. P. 163–187.
- Planavsky N.J., Bekker A., Rouxel O.J. et al.* Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic iron formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 6387–6405.
- Robbins L.J., Lalonde S.V., Saito M.A. et al.* Authigenic iron oxide proxies for marine zinc over geological time and implications for eukaryotic metallome evolution // *Geobiology*. 2013. V. 11. P. 295–306.
- Shchipansky A.A., Bogdanova S.V.* The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 109–125.
- Swanner E.D., Planavsky N.J., Lalonde S.V. et al.* Cobalt and marine redox evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 390. P. 253–263.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985.
- Zachara J.M., Cowan C.E., Schmidt R.L., Ainsworth C.C.* Chromate adsorption by kaolinite // *Clays and Clay Minerals*. 1988. V. 36. P. 317–326.

Рецензенты В.А. Глебовицкий, М.А. Семихатов