

УДК 55(477.63); 553.31(477.63)

**ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИЗУЧЕННОСТИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КОНТИНЕНТОВ МИРА****Л. Т. Шевырёв***Воронежский государственный университет*

Поступила в редакцию 10 августа 2017 г.

Аннотация: на рубеже архея и протерозоя в перикратонных обстановках сформировалось несколько основных бассейнов, содержащих железисто-кремнистые формации (ЖКФ) типа Сьюпериор, среди которых Трансвааль, Хамерсли, Криворожско-Курский (ККБ) и др. В генетическом отношении и по минеральному составу они значительно отличаются от, вероятно, первоначально не меньших по масштабам аккумуляций архея (альгомаиты), тяготеющих к зеленокаменным поясам. ЖКФ накапливались в условиях сложного взаимодействия процессов мантийных, тектонических, океанических, биосферных [1–3]. Притом, что сьюпериты не обнаруживают явных связей с магматизмом, они оказываются связанными с периодами времени, когда на Земле происходило становление крупных изверженных провинций. Ныне и в Криворожско-Курском бассейне, джеспилиты которого еще недавно считались свободными от проявлений синхронного магматизма, в последнее время стали обнаруживать его признаки – ассоциирующие с джеспилитами стильномелановые сланцы с гринокитом [4]. При этом ККБ с его закрытостью – породы могут изучаться только в немногих пунктах горных работ и по керну преимущественно старых скважин, – значительным метаморфизмом, широким развитием пликативных дислокаций, единичными наблюдениями за соотношением с подстилающими и перекрывающими образованиями михайловской ($AR_2 mh$) и оскольской ($PR_1^1 os$) серий, малой изученностью современными минералогическими методами (изотопы C , S , Fe , радиоизотопное датирование) остается сложным объектом для решения генетических и фациальных задач. В такой связи геологи ВГУ [5, 6 и др.] с 1970-х гг. традиционно обращались к предполагаемым аналогам, которыми считали бассейны Хамерсли на кратоне Пилбара Западной Австралии и Трансваальский, кратон Каапвааль. Ныне оба последних по решению генетических проблем, связанных с VIF, признаются, если не эталонными, то наиболее разносторонне и глубоко исследованными, обеспеченными наиболее продуманными моделями становления и развития [1, 7, 8]. Это делает актуальным ознакомление и критическое рассмотрение упомянутых данных с оценкой возможного последующего использования для решения аналогичных проблем ККБ.

Ключевые слова: железисто-кремнистые формации, джеспилиты, геологический возраст, мощности отложений, кратоны Каапваальский и Пилбара, формация Куруман, хемоклин, оксид железа.

**REVIEW OF THE MODERN STATE OF STUDY OF THE EARLY PRECAMBRIAN
FERRUGENOUS-SILICIOUS FORMATIONS OF THE WORLD CONTINENTS**

Abstract: at the turn of the Archean and Proterozoic in pericratonal environments formed several major basins containing ferruginous–siliceous formations (FSF) of the Superior type, including the Transvaal, Hamersley, Krivoy Rog–Kursk (KKB) and etc. genetic relation and mineral composition they differ greatly from probably originally not smaller in scales accumulation of Archean (algaomaites), tending to Greenstone belts. GCF accumulated in the complex interaction processes of the mantle, tectonic, oceanic, biospheric [1–3]. Despite the fact that superiorities not find explicit relationships to magmatism, they are connected with periods of time when the large igneous provinces of Earth have been formed. In Krivoy Rog–Kursk basin jaspilites which are considered to be free from manifestations of synchronous magmatism, in recent years began to show its attributes – associated with jaspilite stilpnomelane slates with greenockite are disclosed [4]. While KKB with his closed nature can be investigated in a few objects of mining operations and core mainly older wells, considerable metamorphism and the extensive development of plicative dislocation, single observations of the ratio with the underlying and overlying series Michaylovskaya ($AR_2 mh$) and Oskol'skaya ($PR_1^1 os$) series, a small knowledge of modern mineralogical

and geochemical methods (isotopes of C, S, Fe, radioisotope data) remains a difficult object to resolve the genetic and facies problems. In this regard, geologists VSU [5, 6, etc.] from the 1970s, traditionally applied to the alleged analogues that considered the basins of Hamersley in the Pilbara craton of Western Australia and Transvaal, craton Kaapvaal. Now both the last solution of the genetic problems associated with the BIF, are recognized, if not the standard, most versatile and deeply researched, secured developed, deeply thought out model of formation and development [1, 7, 8]. This makes it relevant to the introduction and critical review of these data with the assessment of possible future use to solve similar problems KKB.

Key words: ferruginous-silicious formations, jaspilites, geological age, thickness of deposits, Kaapvaal and Pilbara cratons, Kuruman formation, chemocline, iron oxyhydroxide.

Эпизодичность осаждения гигантских железных образований подчеркивает генетическая связь с периодами времени, когда формировались и крупные изверженные провинции. Крупнейший из таких периодов начался на рубеже около 2,6 млрд лет с изменением теплового потока на границе кора-мантия. Тогда в интервале 2,6–2,4 млрд лет в обстановке глобального мафического магматизма произошло отложение гигантских скоплений полосчатых железистых формаций (BIF) типа Сьюперior на юге Африки, в Западной Австралии, Бразилии, России, на Украине [1]. Динамику современного распространения железистых образований всех типов характери-

зует рис. 1. На нем особо отметим сравнительные масштабы ЖКФ типа Сьюперior, сконцентрированные в бассейнах: 1 – мезоархейском **Витватерсранд-Мозаан** (Witwatersrand-Mozaan), кратон Каапвааль, ЮАР; 2–5 – позднеархейских–раннепротерозойских **Трансвааль** (Каапвааль), **Хамерсли** (кратон Пилбара), **КриворожскоКурском**, **Минас** (Minas) на кратоне Сан Франсиско, Бразилия; 6 – позднепротерозойском **Анимики-Маркетт** Северной Америки; 7 – **Набберу** (Nabberu) на северной окраине кратона Йилгарн Западной Австралии с датами около 1,9 млрд лет для BIF формации Гленгарри (Glengarry) [7, p. 344–348].

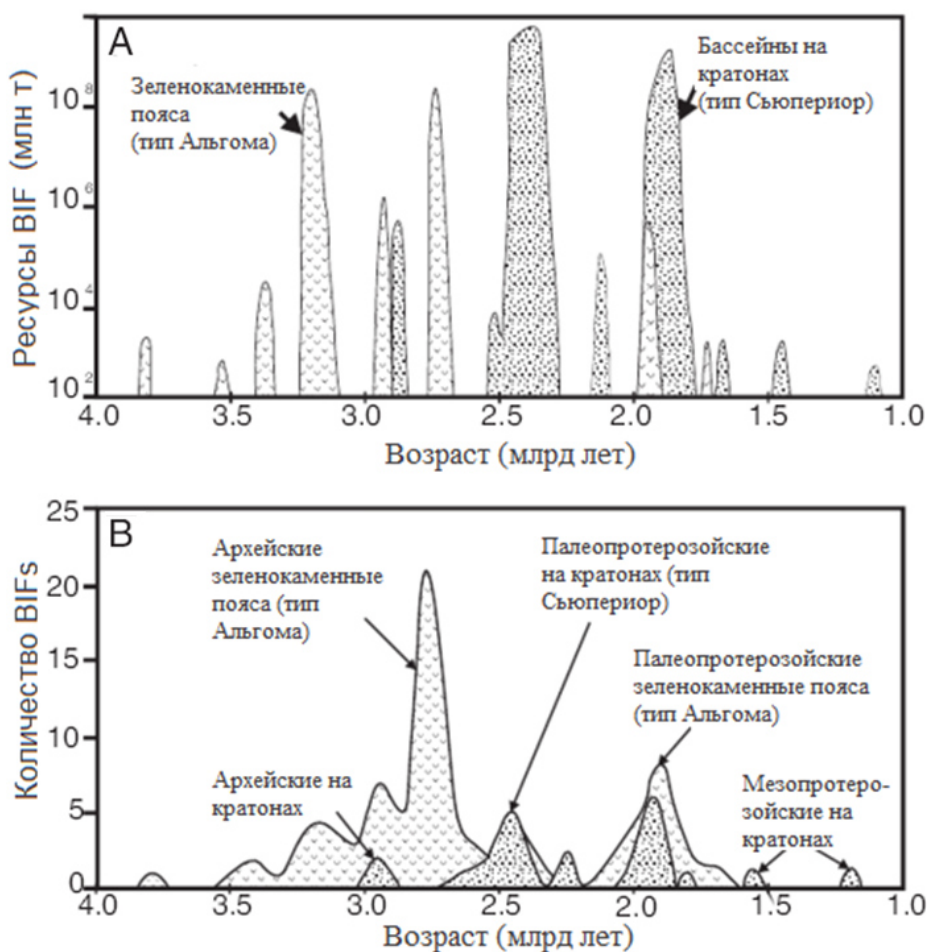


Рис. 1. Распределение во времени железистых формаций по общему тоннажу (А) и количеству (В) в тектонических обстановках зеленокаменных поясов и кратонов соответственно на конец мезопротерозоя. Линейка горизонтальная – млрд лет. По [7].

Малые проявления ЖФ типа Сьюпериор сохранились в разрезе верхов палеопротерозоя субгруппы Миддлбэк (Middleback) на восточной окраине кратона Гаулер (Gawler) Южной Австралии, в формации Ашбертон (Ashburton) по югу кратона Пилбара, в группе Шушонг (Shushong), развитой вдоль севера кратона Каапвааль. Известны проявления ЖКФ типа Сьюпериор в середине мезопротерозойской группы Бушменленд (Bushmanland) террейна Намаква (Namaqua) кратона Калахари (Kalahari) и в мезопротерозойской карбонатной толще группы Пенганга (Penganga), Индостан [7]. Неоархейские, около 2,62 млрд лет, ЖКФ кратона Слейв, СЗ Канады, связанные с глубоководными турбидитами, охарактеризовали Расмус Хаугаард (Rasmus Haugaard) с соавторами [9].

Н. Дж. Бьюкс и Дженс Гуцмер [7], работа которых использована в настоящем обзоре, отметили, что в настоящее время большинство перечисленных бассейнов остаются недостаточно исследованными для решения многих генетических задач. Однако есть и исключения, помимо провинции **Сьюпериор** (озера Верхнего), это позднеархейские–раннепротерозойские бассейны **Трансвааль** (Каапваальский кратон) и **Хамерсли** (кратон Пилбара). В последних двух, особенно в **Хамерсли**, видели не только возрастные, но и генетические аналоги Криворожско–Курского бассейна исследователи ВГУ [6]. Их джеспилиты характеризуются в целом недеформированным состоянием, латеральной непрерывностью, ассоциацией с толщами кратонного краевого шельфа, включающими платформенные карбонаты, углеродистые глинистые сланцы, кварцевые арениды. Это не могло не заинтересовать при решении многих генетических задач исследователей слабо обнаженного, с породами, пережившими значительные изменения в эпоху карельской складчатости Криворожско–Курского бассейна. Ниже мы внимательней рассмотрим условия залегания и генезис толщ с ЖКФ на юге Африки и в Западной Австралии с прицелом на их применимость к проблемам ККБ, используя серию публикаций [1, 7–20], особенно работу [7]. В СССР почти полвека назад уже выходила в свет книга этого автора [21] так что у читателя теперь появилась возможность оценить впечатляющие масштабы проделанной с тех пор южноафриканскими исследователями большой созидательной работы по познанию природы ЖКФ.

Неоархейские–палеопротерозойские толщи с ЖКФ бассейнов Трансвааль и Хамерсли. Возраст и корреляция

В Трансваальском бассейне кратона Каапвааль (Kaapvaal) гигантские аккумуляции неоархейских–нижнепротерозойских ЖКФ входят в состав субгруппы Асбейсхейвелс (Asbesheuwels) и коррелятной железистой формации Пенге (Penge), группы Гхаап и Чуниеспорт, соответственно. На кратоне Пилбара в Западной Австралии их возрастные аналоги представлены ЖКФ Марра Мамба (Marra Mamba), Брокмэн (Brockman), Вили Волли (Weeli Wolli), Булгида (Boolgeeda)

группы Хамерсли (Hamersley) (рис. 2, 3). Толща Асбейсхейвелс (Asbesheuwels), включающая Куруман (Kuruman) и согласно залегающую железистую формацию (ЖФ) Грикватаун (Griquatown), достигает максимально известной мощности 950 м и вместе с коррелятной ЖФ Пенге (Penge) покрывает площадь ~110 тыс км² Каапваальского кратона. Совместная мощность ЖФ Брокмэн (Brockman), Вили Волли (Weeli Wolli), Булгида (Boolgeeda) на кратоне Пилбара ~1050 м. Они развиты на площади ~60 тыс. км². На обоих кратонах ЖКФ согласно перекрыли мощные позднеархейские карбонатные отложения, известные как толща Кэмпбеллранд–Малмани в бассейне Трансвааль и Доломиты Уиттенум (Wittenoom) в бассейне Хамерсли (рис. 3). Толща Асбейсхейвелс–Пенге (Asbesheuwels–Penge) включает хорошо обнаженные ЖКФ, которые прослеживаются от бассейновых фаций подстилающей карбонатной платформенной толщи Кэмпбеллранд на мелководный шельф (рис. 3). Этот переход от бассейна к шельфу обеспечил хорошие возможности для того, чтобы понять влияние палеобатиметрии на природу литофаций ЖКФ. В этом отличие Трансваальского кратона от бассейна Хамерсли, где хорошо обнажены только бассейновые фации, а переход от бассейна к шельфу на подстилающей карбонатной платформенной толще Уиттенум–Каравайн (Wittenoom–Carawine) перекрыт более молодыми породами или не сохранился из-за эрозии (рис. 3). Последнее искажает картину осадконакопления, обеспечивая кажущееся смещение его к более глубоководной литофации.

Хорошо сохранившиеся нематаморфизованные железистые формации в бассейнах Трансвааль и Хамерсли характеризуются тремя группами очень тонкокристаллических железистых минералов, а именно оксидных гематита и магнетита, карбонатами сидеритом и анкеритом, силикатами железа гриналитом и стильпномеланом с редким шамозитом. Эти диагенетические минеральные ассоциации определяют три конечных члена минералогических фаций железистых формаций, т. е. оксидную, карбонатную, силикатную с несколькими смешанными фациями. Можно вспомнить, еще в 1954 г. отдельные авторы признавали и сульфидную фацию, характеризующую наличием пирита или пирротина. Из-за высокого содержания в последней силикакластитов ныне ее решили описывать как «пиритовые черные глинистые сланцы с/без прослоями черных углеродистых силикатных сланцев–чертов», но не как литофацию железистых формаций. Цитируемые исследователи полагают, ранний диагенетический пирит отсутствует в железистых формациях, неконтаминированных экзогенным детритным или пирокластическим материалом.

Начальный региональный метаморфизм ЖКФ приводил в обоих описываемых регионах к рекристаллизации компонентов, увеличению размерности зерен, развитию таких минералов как биотита по стильпномелану $K(Fe,Mg,Al)_{12}(OH)_{14}[(Si,Al)_{16}O_{40}]nH_2O$, миннесотаита $(Fe,Mg)_3^{+2}(OH)_2 [Si_4O_{10}]$ по гриналиту

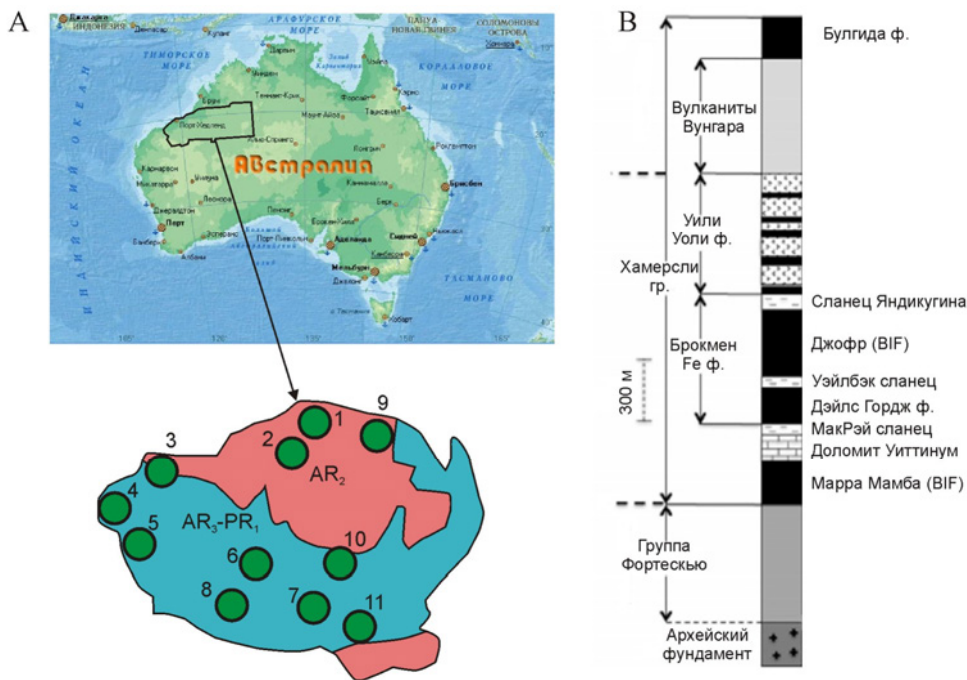


Рис. 2. Основные железорудные месторождения бассейна Хамерсли на кратоне Пилбара, Западная Австралия (А), и радиоизотопные даты для его стратиграфических подразделений (В). По [10], с использованием <http://www.portergeo.com.au/tours/iron2013/graphics/Australia-Iron.jpg>. Главный Туфовый Интервал (МТИ) в разрезе формации Уиттенум (Wittenoom) железорудной группы Хамерсли супергруппы Маунт Боус (Mount Bruce) заключен между железорудными формациями Марра Мамба (Marra Mamba) и Брокмэн (Brockman). В состав группы Хамерсли входят также вулканиды Вунгарра под пачкой BIF Булгида (Bulgeeda). Месторождения: 1 – Парду Ридли (Pardoo Ridley), 2 – Айрон Бридж (Iron Bridge), 3 – Кэйп Ламберт (Cape Lambert), 4 – Кэйп Престон (Cape Preston), 5 – Роуб Ривер (Robe River), 6 – Яндикугина (Yandicoogina), 7 – Уэст Анджилес (West Angeles), 8 – Маунт Том Прайс (Mt. Tom Price), 9 – Маунт Голдсуорси (Mt. Goldsworthy), 10 – Чичестер Ридж (Chichester Rg.), 11 – Маунт Уэйлбэк (Mt. Whaleback). Основные стратиграфические подразделения (снизу вверх): 1 – архейский фундамент (древнее 2775±10 млн лет); 2 – группа Фортезкью (Fortescue, покровы базальтов, риолитов); 3 – группа Хамерсли (Hamersley, 2,5 км мощностью. Внизу доломиты, сланцы, BIF, сверху – лавы разных типов, BIF с малым количеством туфов и сланцев). В составе группы: 1 – пачка BIF Марра Мамба (Marra Mamba); 2 – Доломит Уиттинун (Wittinoon); 3 – Сланец МакРэй (McRay, 2501±8 млн лет); 4 – пачка BIF Дэйлс Гордж (Dales Gorge); 5 – Сланец Уэйлбэк (Whaleback); 6 – пачка BIF Джофр (Joffra), с датами 2459±3 млн лет внизу и 2543±3 млн лет сверху; 7 – сланец Яндикугина (Yandicoogina); 8 – формация Уили–Уоли (Weeli–Wolli) с BIF и датой 2446±5 млн лет; 9 – Вулканиды Вунгарра (Wungarra); 10 – пачка BIF Булгида (Bulgeeda). Пачки 4–7 входят в состав основной Железорудной формации Брокмэн (Brockman).

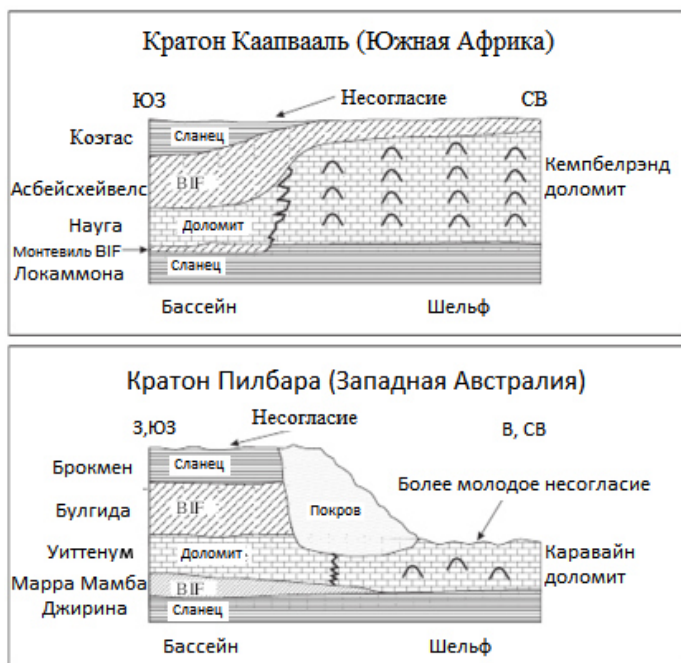


Рис. 3. Схема сопоставления стратифицированных толщ кратонов Каапвааль и Пилбара с гигантскими аккумуляциями ЖКФ, формировавшихся от начала раннего протерозоя до неопротерозоя. Обратите внимание на то, что на кратоне Пилбара сохранились лишь бассейновые фации железорудных формаций Брокмэн–Булгида (Brockman–Bulgeeda), тогда как на кратоне Каапвааль присутствуют бассейновые и шельфовые фации толщи Асбейсхейвелс (Asbesheuwels). По [7].

($\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$)₂₋₃ $\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ и грюнериту ($\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}$)₇[OH Si_4O_{11}]₂ и куммингтонита-грюнерита при реакциях между карбонатами или оксидами железа с кремнеземом. Метаморфизм высоких ступеней вел к появлению в ЖКФ крупнозернистого магнетита, клино- и ортопироксенов, фаялита $\text{Fe}_2^{2+}\text{SiO}_4$. Магнетит, очень распространенный компонент ЖКФ, в основной массе является продуктом метаморфогенных или гидротермальных изменений и реже сохранился как продукт раннего диагенеза.

Ни кальцит, ни доломит не считают первичными или раннедиагенетическими составляющими местных ЖКФ. Скорее, они имеют метаморфогенное или гидротермальное происхождение с той спецификой, что кальцит суть побочный продукт при образовании метаморфогенного грюнерита из анкерита и кварца. ЖКФ, неконтаминированные эндогенным силикокластитным или пирокластитическим материалом, деплетированы фактически почти по всем основным элементам, кроме Fe и Si. Железа обычно от ~20 до 35 вес. %, SiO_2 – 40–55 вес. %. ЖКФ отмечены очень низким Al_2O_3 (обычно <2 вес. %), что является признаком химического осадка, накопившегося при очень слабом поступлении детритного материала. Хорошо сохранившиеся и неизменные железистые формации высоко деплетированы по рассеянным элементам, включая REE.

Литостратиграфическая корреляция (рис. 4) принимает в расчет слои от основания супергруппы Трансвааль до некоторого стратиграфического интервала над супергруппой Коэгас. По Н. Бьюксу и Дж. Гуцмеру [7], базальный кварцит формации Врайбург (Vryburg) супергруппы Трансвааль, несогласно перекрывающий андезитобазальты формации Алланридж (Allanridge) супергруппы Вентерсдорп, коррелируется с песчаником Вудиана (Woodiana), что залегают выше базальтов формации Маддина (Maddina) и образует основание формации Джирина (Jeerinah) в верхах группы Фортескью Западной Австралии, см. рис. 4. К северу от г. Балфор Даунс (Balfour Downs) на площади Карравайн (Carrawine), верхняя часть формации Джирина, известная как Сланец Рой Хилл, содержит карбонаты с измененными микробиальными матами, такими же как те, что залегают в низах формации Монтевилль (Monteville) основания субгруппы Кэмпбеллранд (Campbellrand, рис. 4). Интересный слой с импактными сферулами (тектитами) в низах формации Монтевилль коррелируется со слоем со сферулами формации Джирина (рис. 4). В бассейне Хамерсли формация Джирина, включая Сланец Рой Хилл (Roy Hill Shale), согласно перекрыта железистой формацией Марра Мамба (Marra Mamba, рис. 4). В бассейне Трансвааль такой замечательной железистой формации нет, но сходство между карбонатами Сланца Рой Хилл и низами формации Монтевилль указывает, что самую нижнюю полосчатую анкерит-кремнистую пачку толщи Кэмпбелленд можно коррелировать с железистой формацией Марра Мамба.

Справедливость корреляции подтверждает и факт: корреляционный слой с импактными сферулами Монтевилль–Джирина находится в сходной позиции под пачкой кремнистого сланца–черта с полосчатым анкеритом формации Монтевилль (ЮАР) и железистой формации Марра Мамба (Западная Австралия), рис. 4. Над железистой формацией Марра Мамба переходная зона к перекрывающей карбонатной толще Уиттенум (Wittenoom) состоит из углеродистых сланцев и карбонатов. Это подразделение, известное как пачка Уэст Анджела (West Angela) формации Уиттенум (Wittenoom), имеет признаки сходства с формацией Монтевилль (рис. 4) над маркером–анкеритовым полосчатым чертом (кремнистым сланцем) бассейновой части толщи Кемпбеллранд, что залегают южной разломной зоны Грикваренд в ЮАР.

Доломит Уиттенум бассейна Хамерсли обнаруживает многие особенности, которые можно увидеть и при рассмотрении бассейновой формации Науга (Nauga) карбонатной платформы Кемпбеллранд (рис. 4). Две зоны с большим содержанием туфов, именуемые Главная и Кристаллическая (Crystal-rich tuff interval) в толще Уиттенум и Туфовые зоны 2 и 3 в формации Науга (Nauga) соответственно, тоже могут коррелироваться, основываясь на их близких стратиграфических позициях в обоих бассейнах. В случае Хамерсли, где они известны как формация Маунт Сильвия (Mount Sylvia) с мощностью всего 30–40 м, наблюдаются два четких постоянных слоя нижних железистых кремнистых сланцев–чертов под углеродистыми сланцами с карбонатными прослоями и венчающим очень выдержанным тонким BIF, неофициально именуемым Брунос Бэнд (Bruno's Band), рис. 2, 4.

В бассейне Трансвааль фактически идентичная толща перекрывает формацию Науга в бассейновой фации карбонатной платформы Кемпбеллранд. Ей не присвоен формальный стратиграфический статус, но Н. Бьюкс в 1980 г. упомянул об отнесении её к верхней железистой формации как BIF-1, а двух слоёв железистых кремнистых сланцев–чертов как BIF-2 и BIF-3. Это и есть верхняя BIF-1, которую неформально отнесли к Бруновской BIF (Bruno's BIF), являющейся предполагаемым полным аналогом в Западной Австралии (рис. 4, 5). Один выдающийся и латерально протяженный маркирующий слой (event bed) в толще Уиттенум, точного аналога которому не найдено в толще Науга, это уже упомянутый выше горизонт импактных сферул Уиттенум, залегающий в нескольких десятках метров выше Главного Туфового интервала бассейна Хамерсли (рис. 4).

Над Бруновской BIF в бассейне Хамерсли залегают черные углеродистые сланцы формации Маунт МасРэй (Mount McRae), которые должны коррелироваться со Сланцем Клейн Науте (Naute Shale) бассейновой части карбонатной платформы Кемпбеллранд. В Западной Австралии пачка с обильными кремнистыми и глинистыми сланцами, подстилающая железистую формацию Брокмен, упоминается как пачка

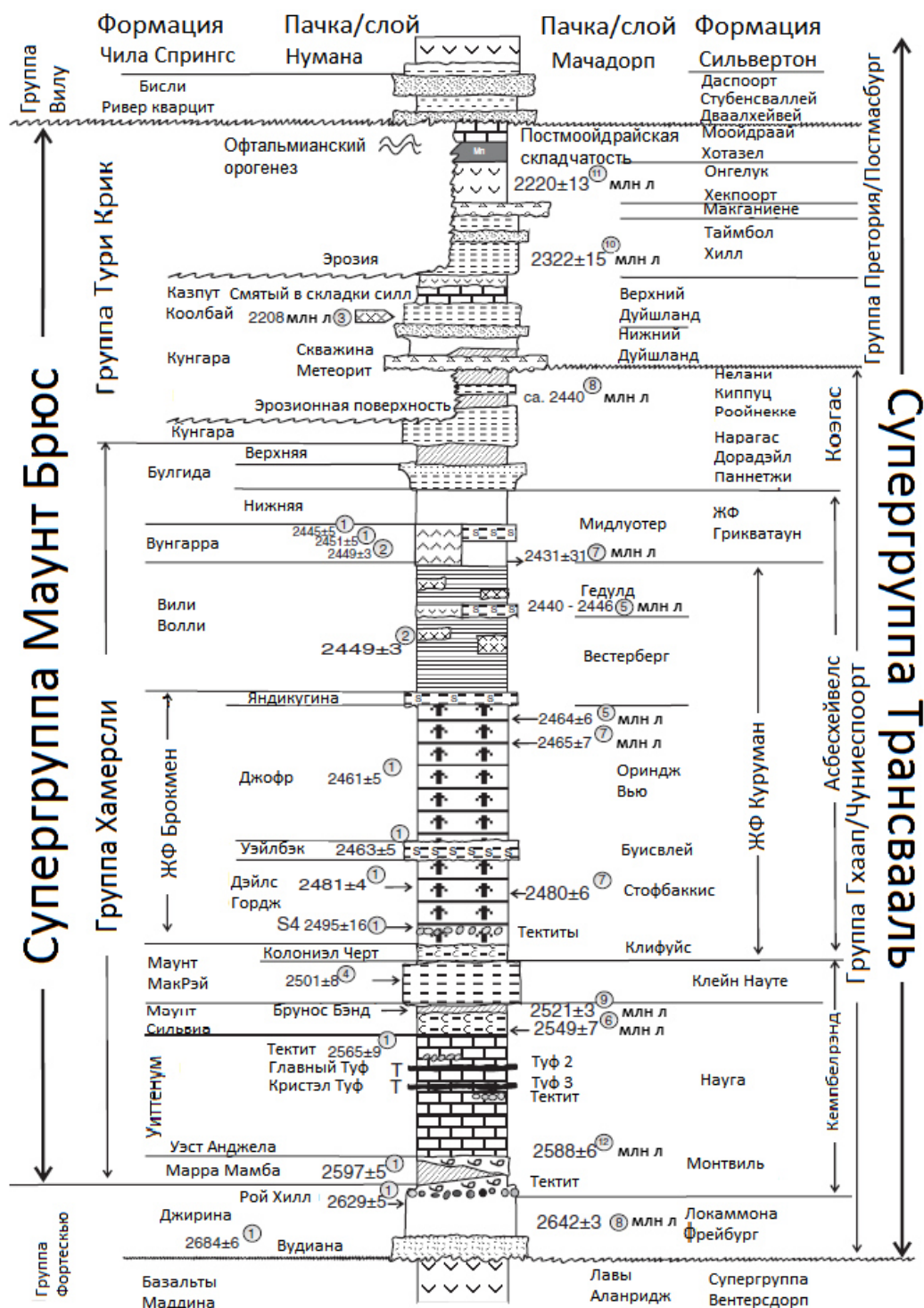


Рис. 4. Корреляционная диаграмма образований верхнего архея–низов палеопротерозоя с ЖКФ бассейнов Трансвааль и Хамерсли. По [7].

Колонизл Черт (Colonial Chert) в Сланце Маунт МакРэй (Mount McRae). На юге Африки эта толща представлена пачкой Клифуйс (Kliphuis) железистой формации Куруман (Kuruman), рис. 4. Толщи, перекрывшие основные ЖКФ обоих бассейнов, имеют многие черты сходства, позволяющие осуществлять корреляцию. Наиболее убедительным

выглядит сопоставление между пачкой Дэйлс Гордж (Dales Gorge) железистой формации Брокмен (Brockman Iron Formation) и пачкой Стофбаккиес (Stofbakkiees) железистой формации Куруман. Долгое время признавалось, что пачка Дэйлс Гордж (Dales Gorge) Западной Австралии состоит из 16 так называемых сланцевых макрослоев (S bands), которые перекрываются

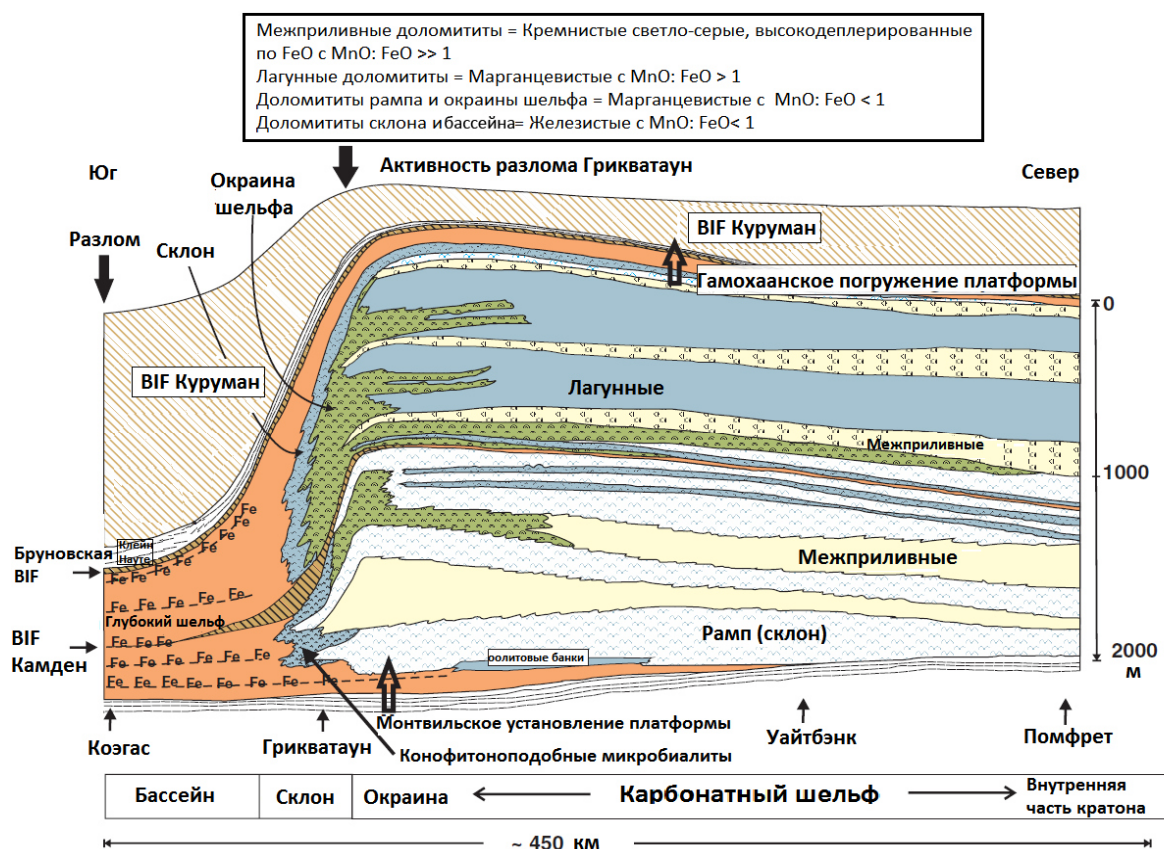


Рис. 5. Стратиграфический разрез по линии Юг–Север для неорархейской карбонатной платформы Кэмпбэлранд в бассейне Трансвааль. Показано соотношение фаций между бассейновыми и мелководного шельфа обстановками и стратиграфическое положение двух выдержанных уровней железистой формации известные как пачка Камден в средней и как Бруновская БИФ (Bruno's BIF) близ кровли толщи карбонатной платформы. Обе железистые формации ассоциируют с крупными трансгрессиями, в которые формировалась толща. Пачка Бруновской БИФ маркировала окончательное погружение (затопление) карбонатной платформы. Пачка Камден в средней части толщи вдоль шельфового склона напротив окраины шельфа увеличивает мощность от нескольких до почти 30 м. По продвижению в бассейн она представлена чередованием анкерита и кремнистых сланцев–чертов, именуемых протожелезистыми образованиями. Обратите внимание, последние существенно ограничены пространственно, будучи приуроченными к глубоководной бассейновой обстановке, при том, что Камден близ основания карбонатной платформы протягивается в шельфовую систему северней конседиментационного размыва Грикватаун. Это определило положение окраины шельфа на большую часть времени. Нижний анкеритоносный полосчатый кремнистый сланец был отложен в начальную трансгрессию, приводящую к образованию карбонатной платформы на кратоне Каапвааль. По [7].

макрослоями BIF. Возможно, это чистое совпадение, но интересно: в типовом разрезе железистой формации Куруман близ одноименного города в ЮАР толща Стофбаккиес (Stofbakkies) также включает 16 макроциклов, начиная с первого слоя стилипномелановых лютитов, непосредственно перекрывшего пачку Клифуйс (Kliphuis Member). Для справки отметим, что пачка Стофбаккиес (Stofbakkies) отвечает пачкам Матлипани (Matlipani) и Уайтбэнк (Whitebank) типового разреза железистой формации Куруман. Дополнительно к детальной корреляции макроциклов: эквивалент слоя импактных сферул из S-4 в пачке Дэйлс Гордж Австралии опознан по аналогичной стратиграфической позиции в пачке Стофбаккиес железистой формации Куруман.

Слой со сферулами был впервые обнаружен Ван Виком (1987 г.) в керне буровой скважины, пробуренной близ г. Помфрет (Pomfret). Тогда его назвали пластом с вулканическими ляпилями. Позднее слой был подсечен скважиной, пройденной для реализации Бу-

рового проекта Агоурон (Agouron Drilling Project); его включениям приписывалось метеорное импактное происхождение.

Железистые формации карбонатной платформы Кэмпбэлранд и переход к железистой формации Куруман

Толща отложений неорархейской карбонатной платформы Кэмпбэлранд (Campbellrand) в бассейне Трансвааль содержит несколько маломощных пластов из чередующихся анкерита и кремнистых сланцев–чертов, именуемых протожелезистыми образованиями, а также два маломощных слоя полосчатых микритовых железистых формаций, именуемых прарудами, предшественниками основных джеспилитов Куруман (рис. 5). «Праруды», известные как пачка Камден (Kamden Member) в средней части разреза и как Бруновская БИФ (Bruno's BIF) близ кровли карбонатной платформы (см. рис. 5), предполагается, несут фундаментальную информацию о системах осадконакопле-

ния в Океане позднего неoarхея, окончательно приведших к отложению гигантских железистых скопленй субгруппы Асбешейвелс (Asbesheuwels, рис. 4). Осаждение последних и переход к основным бассейновым толщам железистой формации Куруман (рис. 5), таким образом, следует обсудить детальней.

Платформа сложена толщей мощностью 2,4 км строматолитовых отложений мелководного шельфа, резко утоняемой до 550 м мощности тонкослоистых нестроматолитовых бассейновых (более глубокого шельфа) карбонатных пород вдоль зоны разлома Грикватаун (Griquatown), что проходит вдоль ЮЗ окраины кратона Каапвааль (рис. 5). Накопление толщи продолжалось в течение 70 млн лет между 2,59–2,52 млрд лет. Она построена из 12 трансгрессивно-регрессивных циклов третьего порядка, каждый из которых имел протяженность ~6 млн лет. Нижняя часть платформы – карбонатный рамп (скат), сложный надлитторальными (supratidal) и средней части приливной зоны (intertidal) кремнистыми доломититами, перемежаемыми к краю рампа мелководно-субприливными (shallow-subtidal) продолговатыми гигантскими строматолитовыми холмами (рис. 5). В направлении к бассейну от края рампа глубоководные субприливные окончатые (fenestrate) микробиолиты, часто с отвесными конофитоноподобными строматолитами, перемежаются с глинистыми и зернистыми склоновыми карбонатами. Со временем рамп был преобразован в окаймляющую шельфовую окраину, обусловившую строение верхней части осадочной толщи. Обрамляющая шельфовая окраина по-преимуществу построена высокими колоннообразными строматолитами и упомянутыми гигантскими строматолитовыми холмами. Отвесные конофитоноподобные строматолитовые тела в отложениях верхней части склона (рис. 5), маркируют уровни высокого стояния, когда очень мало карбонатного детрита удалялось с мелководно-

го шельфа. Вдали от склона карбонатная толща существенно сложена тонкополосчатыми турбидитами, карбонатными ваккитами, тонкими зернистыми известняками, стратиформными микробиолитами. Последние обычно содержат очень богатые органическим веществом микробиальные пластинки-ламинаы, локально изогнутые или нарушенные с образованием структур «ролл-ап» («свертки», «пирожки-слойки»). Маломощные слои углеродистых глинистых сланцев перемежаются шельфовыми и бассейновыми карбонатами. Последние более обильны у основания склона. Несколько интервалов с основными туфами присутствуют в глубоководной бассейновой фации, но их нет или не сохранились среди карбонатов мелководного шельфа.

Реконструкция обстановок накопления ЖКФ

Литостратиграфические данные, приведенные выше, вместе с геохимической информацией позволили [5] реконструировать модель осадконакопления для железистой формации кратона Трансвааль применительно к морской карбонатной седиментации с учетом продуктивности первичного органического углерода и палеобатиметрии океанического бассейна в финальную фазу неoarхея – начале палеопротерозоя (рис. 6). В модели система осадконакопления с железистой формацией рассмотрена в связи с хемоклином, вдоль которого обогащенная гидротермальным веществом глубинная вода входила в контакт с хорошо перемешанным поверхностным слоем мелководья в пределах установившейся стратифицированной океанической водной колонны. Отложение железистой формации происходило в интервалы трансгрессий, когда карбонатная платформа погружалась и доставка органического вещества на глубоководный шельф с примыкающих высокопродуктивных строматолитовых мелководно-шельфовых построек сводилась к минимуму (рис. 6).

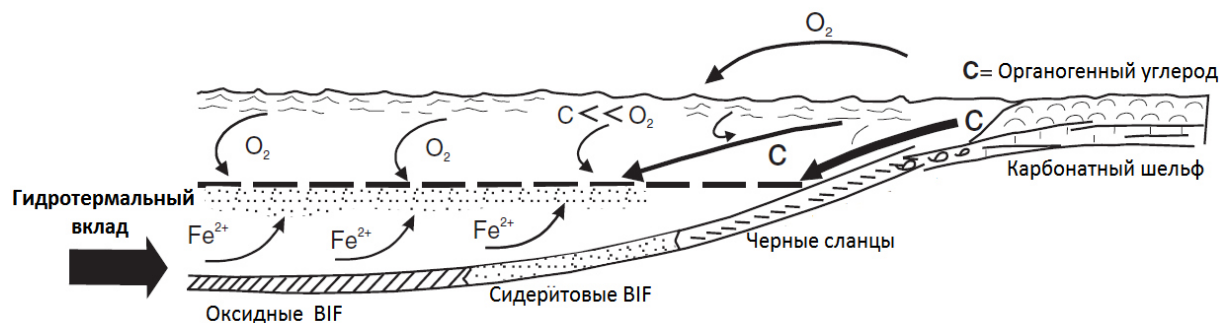


Рис. 6. Стратифицированная океаническая система и накопление ЖКФ на рубеже неoarхея и палеопротерозоя при продуктивности органического вещества низкой в пределах открытой морской акватории, но высокой на карбонатном шельфе. Диаграмма иллюстрирует основные компоненты модели, в рамках которой объяснено отложение железистой формации в переходной зоне между осадочными толщами карбонатной платформы Кемпбелланд и железистой формации Куруман. В этой модели допускается постоянно стратифицированный океан с отложением железистых минералов вдоль хемоклина, находившегося в основании поверхностной зоны смешивания колонны океанических вод. Сидерит был первым выпавшим в осадок минералом из-за увеличения $p\text{CO}_2$ в водной колонне по причине распада органического вещества из первичных источников (фотосинтез на мелководном карбонатном шельфе). В открытом Океане производство первичного органического вещества невелико из-за бедности питательными инградиентами. Железистые образования оксидной фации появлялись путем реакции растворенного двухвалентного железа воздымавшихся глубоких вод с гидротермальной составляющей и свободного кислорода приповерхностной океанической воды. По [5].

В разрезе карбонатной платформы кремнистые сланцы с полосами анкерита и два маломощных горизонта БИФ переслаиваются с некоторыми наиболее дистальными карбонатами глубокого шельфа бассейна. В его пределах известно, по меньшей мере, 6 горизонтов кремнистых сланцев с полосами анкерита. Большинство из них выклинивается в сторону наклона шельфа и только один, около подошвы осадочной толщи, прослеживается в систему шельфового склона, рис. 5.

По сравнению с кремнистыми сланцами с полосами анкерита оба горизонта праруд, пачка Камден и Бруновская БИФ (Bruno's BIF), имеют намного более широкое латеральное распространение и протянулись от бассейна далеко в шельфовую область. Все обогащенные железом горизонты маркируют поверхности трансгрессивные и максимального затопления в бассейне. Трансгрессии, ассоциирующие с обоими горизонтами БИФ, т. е. пачкой Камден и Бруновской БИФ, однако, были наиболее мощными и привели к затоплению мелкого шельфа карбонатной платформы. Погружение платформы во время отложения БИФ пачки Камден, что в середине осадочной толщи, было кратким, тогда как в случае с Бруновской БИФ привело к окончательному прекращению карбоната накопления и привело к отложению перекрывшей очень мощной основной железистой формации Куруман (рис. 5).

В противоположность с железистыми пачками, слои углеродистых глинистых сланцев бассейна отлагались в интервалы максимальных трансгрессий, когда карбонатный шельф был или обнажен, или производил слишком мало карбонатов, отчего глинистые взвеси могли обходить шельф и отлагаться в бассейне. Это объясняет большее присутствие глинистых сланцев перед фронтом склонового шельфа, но не на площади самого бассейна. На мелководном шельфе слои углеродистых глинистых сланцев часто перекрывают поверхности с карбонатным карстом, чем маркируют начальные фазы трансгрессии. В последние вновь занятые морем пространства способствовали ретроградной (возвратной) отпавке силикокластических илов в область шельфа и возобновлению накопления карбонатов. Карбонаты, известняки и доломиты мелководного бассейна и мелководно-подприливных обстановок обычно темные, углеродистые, тогда как те, что накопились в межприливных и литоральных условиях, светло-серые.

Природа первичных железистых осадков

Строение региональных фаций карбонатной платформы Кемпбеллэнд (рис. 5) и анализ путей развития осадочных систем помогли установить: отложение железа и кремнезема достаточно редкий процесс, ограниченный дистальными мелководными обстановками карбонатного шельфа. Это предполагает, что вся водная масса бассейна Трансвааль до глубин дистального глубокого карбонатного шельфа была деплетирована по растворенному железу большую часть

времени. Хемоклин, вдоль которого происходило осаждение железа, должен, следовательно, располагаться в очень мелководной подприливной (subtidal) обстановке, намного ниже поверхности штормовых волн и даже зоны освещенности. Чтобы понять механизм осаждения железа вдоль этого хемоклина, необходимо установить состав первичных железистых осадков и принять во внимание взаимодействие с другими чувствительными к изменению окислительно-восстановительной среды компонентами, особенно с органическим углеродом. Цитируемые авторы допустили, что сидерит в сидеритовой фации полосчатой микритовой железистой формации Бруновской БИФ и низах перекрывающей железистой формации Куруман, представляет первичный осадок из вод, деплетированных по сульфатам и обогащенных CO_2 .

Сидериты в среднем деплетированы на ~5 частей на миллион по ^{13}C по сравнению с известняками в толще, характеризующейся типичным для открытого моря значением $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ близким к нулю ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ – это Pee Dee belemnite, или PDB – стандарт изотопного соотношения по белемнитам). Эти данные позволили прийти к заключению, что колонна океанической воды могла быть стратифицированной относительно изотопного состава растворенного неорганического углерода. Однако современные анализы очень большого комплекса проб известняков и доломитов, отобранных в ходе исполнения Бурового Проекта Агурон (Agouron Drilling Project) не установили отличий в составе изотопов углерода всей гаммы образований от мелководно-шельфовых до мелководных бассейновых обстановок толщи Кемпбеллэнд, по Фишеру и др. Все карбонатные породы имеют постоянные единообразные $\delta^{13}\text{C}$ оценки вокруг среднего $-0,5$ ppm ($0,5$ г/т), независимо от глубины отложения. Экскурсы вокруг оценок $-0,5$ ppm наблюдались в случаях доломитов и известняков, перемежаемых черными углеродистыми сланцами в мелководно-шельфовой толще. Эти возвратно-поступательные колебания (экскурсы) объясняются поглощением легкого органического углерода, освобождающегося при распаде органического вещества глинистых сланцев среди карбонатов, в этап уплотнения и поздней литификации.

В противоположность с довольно однообразным нормальным изотопным составом известняков и доломитов сидериты в горизонтах БИФ Бруновском и Камден BIF, а также в низах железистой формации Куруман имеют очень разные негативные $\delta^{13}\text{C}$ значения, простирающиеся от -3 до -14 ppm. Такое разнообразие в составах изотопов углерода сидеритов объяснено «микробиальным железистым дыханием» (microbial iron respiration) при диагенезе. В этом процессе высвобождалась CO_2 , обогащенная ^{12}C , а оксиды железа превращались в закисные формы Fe^{2+} , вызывая выпадение сидерита. Таким образом, все железо мелководной железистой формации толщи Кемпбеллэнд и перекрывающих низов железистой формации Куруман отлагалось в форме оксигидроксидов

трехвалентного железа, часть которого в диагенезе конвертировалась в сидерит.

Связанная редукция железа, вовлеченная в образование раннего диагенетического сидерита и магнетита, требует погребения органического вещества вместе с оксигидроксидами трехвалентного железа во время отложения ЖКФ. Считается маловероятным, что этот органический углерод транспортировался в виде детрита с мелководья карбонатной платформы Кемпбеллэнд. Полагают, углерод происходил из пелагических и/или бентосных микроорганизмов, процветавших в условиях осадконакопления. Из-за ограниченности питательных веществ в условиях открытого океана, биопродуктивность зоны освещенности над площадями отложения БИФ была, вероятно, ограниченной. А так как анаэробные закисное Fe(II)-окисляющие фотоавтотрофы не могли отложить полосчатые микритовые железистые образования в глубоководной среде, то и этот процесс не производил органическое вещество. Поэтому остаются хемолитоавтотрофные железо-окисляющие бактерии, не зависящие от света как возможные первичные продуценты органики. Такие бактерии ответственны за появление больших количеств оксигидроксилов трехвалентного железа в условиях микроаэробных при близонейтральных pH во многих современных глубоководных морях у гидротермальных жерловин. И хотя бактерии эти мезофилы, размножающиеся при оптимальных температурах 25–30° С, они могут хорошо адаптироваться и к холодной воде и могли бы быть ответственными за обильное выпадение оксигидроксилов трехвалентного железа у гидротермальных жерл на глубинах более 1000 м, где температура лишь немного выше ближайших морских вод. Воды, поступающие из жерл, в типичном виде обогащены двухвалентными Fe, Mn, CO₂, но деплетированы по H₂S, что вместе с температурами, слегка повышенными над таковыми окружающих морских вод, подкисленным, до нейтрального, pH и низкими концентрациями кислорода в высокой степени отвечают окружению, полагаемому для отложения глубоководных железистых формаций, что сопровождало погружение карбонатной платформы Кемпбеллэнд. Осаждение железа хемолитоавтотрофами в микроаэробных условиях подходит и для объяснения других важных характеристик полосчатых ЖКФ: очевидное быстрое выпадение в осадок минералов Fe, не давшее времени на сорбцию следовых металлов из морских вод и чрезвычайно низкие концентрации органического углерода, особенно в оксидной фации.

Значение исследований собственно джеспилитов для понимания генезиса богатых железных руд

В большинстве недавних исследований генезиса богатых железных руд, связанных с ЖКФ, возможное влияние строения (архитектуры) литофаций протолита, т. е. самих ЖКФ, часто игнорируется. Однако его состав и текстура определяют возможности джеспилитов трансформироваться в богатые железные руды, влияют

на физические характеристики таких руд. Например, текстура богатых гематит-мартитовых руд месторождения **Сишен** (Sishen) у г. Постмасбург, ЮАР, прямо коррелируется с тем, по какой литофации протолита Железистых Формаций Куруман и Грикватаун они развиты. В этих рудах все еще можно различить макроциклы стилипноmelановой лютит-полосчатой микритовой железистой формации, типичной для низов формации Куруман, хотя все первичные минералы ассоциации замещены гематитом. Заметно также, что обедненная кремнеземом литофация вроде слоистых (ламинированных) гриналит-сидеритовых и тонкополосчатых до линзовидных гематит-магнетитовых ЖКФ в средней-верхней частях ЖКФ Куруман, была предпочтительной для развития богатых слоистых железных руд. Точно также сидеритовые лютитовые железистые образования формации Грикватаун бассейна Трансвааль дали начало высококачественным гематитовым рудам. В свою очередь, повышенные содержания калия в железных рудах и присутствие малого количества серицита может указывать на иной протолит – стилипноmelановые лютитовые слои.

В пачке Дейлс Гордж (Dales Gorge) железистой формации Брокмен Западной Австралии детальные данные о макрослоях сланцев и ЖКФ используют для определения стратиграфической позиции богатых железных руд. Эти данные позволили оценить степени уплотнения, что сопровождало образование богатых железных руд, рассчитать баланс масс, участвовавших в рудообразовании. Например, сланцевая пачка Уэйлбэк (Whaleback Shale Member) Железистой Формации Брокмен, как выяснилось, была барьером при движении гидротермальных и/или метеорных вод, определив, таким образом, распределение богатых железных руд. Детальные стратиграфические данные о вмещающих железистых образованиях существенны и при выявлении структур, имеющих отношение к формированию руд, а также тех, что, ответственны за обрушение ЖКФ в карстовые провалы [7].

Заключение

В советское время избегали обобщающих работ, в которых на основе единого подхода характеризовался бы единый в начале палеопротерозоя Криворожско-Курский бассейн. К наиболее важным исключениям относится работа И. Н. Щеголева [6], в которой предпринималась попытка не только стратиграфической корреляции между разрезами двух частей единого в начале палеопротерозоя бассейна, но и объяснялось наблюдаемое ныне несовпадения простираний основных структур Кривбасса и КМА последующим раздвигом бортов ДДА. Такой подход к истории единого бассейна целесообразно продолжить.

Основная общность, которая улавливается при знакомстве с джеспилитами бассейнов Хамерсли, Трансвааль и Криворожско-Курским (ККБ), это, конечно, приуроченность к единому временному рубежу «неоархей–ранние фазы палеопротерозоя», т. е. около 2,5 млрд лет (табл. 1).

Таблица 1

Сопоставление некоторых характеристик осадочных бассейнов с ЖКФ
Хамерсли (Зап. Австралия), Трансвааль (ЮАР), Кривбасса–КМА. С использованием [7, 22–29].

Характеристики	Бассейны с ЖБФ		
	Хамерсли	Трансвааль	Кривбасс–КМА
Площадь, тыс. км ²	60	110	160 (120 + 40, без разделяющего ДДА)
Мощности основных ЖКФ	Куруман, 950 м	Брокмэн (Brockman), Вили Волли (Weeli Wolli), Булгида (Boolgeeda), 1050 м суммарно	Железородная толща («средней курской свиты», «коробковской свиты»), 300–500 м
Тектоническое положение бассейнов	Перикратонный	Перикратонный	Интракратонный
Возраст основных ЖКФ	2495 млн лет для подошвы и 2464 млн лет для пород около кровли	2431±31 – 2449±3	От 2,6 млрд лет до > 2,3 млрд (КМА); около 2,45 млрд лет, Кривбасс [27, р. 608]
Вероятные обстановки накопления БИФ	Дистальные глубоководные карбонатного шельфа		Условно проксимальные с переменными глубинами шельфа на вулканитах в окружении кор выветривания
«Праруды» (джеспилиты)	Комплекс Кулгарди–Калгурли [6, с.108]	Пачки Камден и Бруновская (неоархей)	ЖКФ михайловской серии, > 2,6 млрд лет
Фациальные отношения с подстилающими толщами	Постепенные фациальные переходы по латерали и разрезу		Стратиграфическое несогласие в основании курской и криворожской серий с ЖКФ
Метаморфогенные изменения	Вмещающие ЖБФ толщи не изменены		Высокая степень метаморфизма
Маркирующие горизонты	Прослои туфов и горизонт тектитов с датами около 2,5 млрд лет		?

Другая важная черта сходства трех регионов – связь с кратонами и сопоставимые площади, занятые ЖКФ, по 60–160 тыс. км² в каждом случае. Отметим и то, что на всех трех площадях обнаружены, помимо основных, также и уровни архейских «праруд». В Трансваале это пачки Камден (Kamden Member) в средней и Бруновская ЖКФ (Bruno's ЖКФ) близ кровли толщи карбонатной платформы, на КМА – горизонты ЖКФ михайловской серии. Однако если на кратонах Пилбара и Трансвааль сохранились плавные, без несогласий, переходы железисто-кремнистых образований в примыкающие фации по латерали и вертикали, то в случае КМА обстоятельства иные: здесь за редкими исключениями не наблюдаются контакты металлоносной курской серии с подстилающими, перекрывающимися образованиями. Не знаем мы здесь и маркирующего горизонта со сферулами, столь выраженного на кратонах Юга. Для ККБ сложно подобрать аналог «карбонатных платформ», основных поставщиков к хемоклину, на котором происходило отложение основных масс оксигидроксидов железа, органических углерода и (меньше) кислорода.

Сильно осложняют исследования ареалов развития джеспилитов КМА и Кривбасса пликативные дислокации, последовавшие вскоре после осадконакопления, метаморфизм высоких ступеней, искаживший первичный облик ЖКФ. Процессы тектонотермальной переработки были значительными по масштабам, длительными. Они и ныне фиксируются распространением в осадочном чехле, вплоть до палеогена, как минимум, ртутистого золота, аномалиями мантийной ртути [30–33]. Не способствует палео-

тектоническим, палеофациальным реконструкциям и Днепрово–Донецкий авлакоген, разделивший единый в начале раннего палеопротерозоя бассейн на две ныне изолированные части [34]. И хотя в бассейне Трансвааль его фрагменты Грикваленд–Уэст и собственно Трансваальский ныне также разобщены, масштабы связанных с этим изменений несопоставимы.

Не смотря на это, внимание к описанным здесь аккумуляциям ЖКФ Западной Австралии и Южной Африки в связи с Криворожско–Курским бассейном оправдано: в палеоплатформенных условиях единого времени перикратонного осадконакопления логично ожидать близких его обстановок и результатов. Уже сейчас некоторые новые черты сходства, действительно, улавливаются. Так, К. А. Савко с соавторами [4] на примере Панковского месторождения КМА (к СВ от г. Губкина), описали как характерные для железисто-кремнистых образований КМА минеральные ассоциации, позволяющие вспомнить фации ЖКФ Трансвааля: кварц–магнетитовую (гематитовую), кварц–карбонатную (ферродоломит–анкерит), кварц–силикатную (гриналит, миннесотаит и т. д.), марганцовистых минералов. Этими авторами в ряде скважин открыт и такой показательный для ЖКФ Трансвааля низкотемпературный минерал с двухвалентным железом как стильпномелан (скв. 6103, 6197, 6198), ассоциирующий в джеспилитах с доломитом, сидеритом, магнетитом. Рассчитана химическая формула минерала из железистых кварцитов Панковского месторождения: $(\text{Ca}_{0,01}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,28})(\text{Fe}_{4,31}\text{Mg}_{1,26})_{5,57}\text{Si}_{7,81}\text{Al}_{1,09}\text{O}_{21}(\text{OH})_{3,5} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. К настоящему времени накоплен значительный объем современной информации о распределении мик-

роэлементов, показателях глубины бассейнов и климата, метаморфогенных изменениях ЖКФ [35–41 и др.], открыты признаки органической жизни [42, 43]. Больше становится радиоизотопных дат. Например, ныне возраст пород оскольской серии с кластогенными ЖКФ оценивается в 2254 млн лет [23], прорывающих гранодиоритов, диоритов, кварцевые диоритов стойло-николаевского интрузивно-дайкового комплекса габбро-диорит-гранодиоритовой формации – 2089±5 млн лет [23]. На КМА и в Кривбассе открыты признаки накопления джеспилитов в обстановках литогенеза близкого к эвапоритовому [44]. И. П. Лебедевым показано, что наиболее высокие концентрации натрия в щелочных железистых кварцитах КМА приурочены к эгириновым слоям, изучение которых позволило «различить чередование глинистой, карбонатно-содовой, окисной и закисной обстановок железисто-кремнистого накопления». Все это говорит о том, что исследователи региона постепенно выводят знания о его ранней геологической истории на новый уровень. По-прежнему высоко востребованы и фундаментальные публикации украинских коллег, посвященные Кривбассу, например [45, 46]. О сохраняющемся в стране интересе к проблеме генезиса джеспилитов свидетельствует дискуссия, организованная журналом «Отечественная геология» [47, 26]. Интересный обмен мнениями о происхождении ЖКФ инициировал и журнал «Economic Geology» [1, 3, 48]. Её основные участники Андрей Беккер (Andrey Bekker, университет Манитобы) и Алек Трендаль (Alec F. Trendall, Геологическая служба Западной Австралии) пришли к мнению: не смотря на все усилия, многие геологические проблемы становления ЖКФ корректно решить не удалось. В общем, это мировой тренд – попытка понять условия, в которых появились аккумуляции полосчатых железистых формаций с их слоистостью до наноразмерности, в которых широко используется, в т. ч., и экспериментальное моделирование [49, 50].

Выпадение первичных хлопьев оксигидроксидов железа в субмаринных условиях, приведших к формированию БИФ, объясняют четырьмя способами: 1 – окислением двухвалентного железа свободным кислородом; 2 – фотоокислением двухвалентного железа; 3 – окислением двухвалентного железа пероксидом водорода H_2O_2 ; 4 – выпадением трехвалентного железа при аноксидных изменениях pH. М. У. Шеффер (M. W. Schaeffer) из Йельского университета полагает, что хотя бы отдельные из этих механизмов могли бы быть эффективными и на других планетах Солнечной системы. Например, на Марсе, в очень отдаленном прошлом. Если их когда-нибудь там обнаружат, это послужит доказательством существования теплого и влажного периода в Марсианской истории при наличии больших масс спокойных вод [51].

ЛИТЕРАТУРА

1. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes // Andrey Bekker [et al.] // *Economic Geology*, 2010. – May 2019. – 105 (3). – P. 467–508.
2. Trendall, A. F. The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia / A. F. Trendall, J. G. Blockley // *Western Australia, Geol. Survey Bull.*, 1970. – V.118. – 366 p.
3. Trendall, Alec. The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes – a Discussion / A. F. Trendall // *Economic Geology*, March 2012. – 107 (2). – P. 377–379.
4. Савко, К. А. Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Панковского месторождения Курской магнитной аномалии / К. А. Савко, И. В. Поскрякова, И. П. Лебедев // *Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология*. – 2003. – № 1. – С. 58–71.
5. Плаксенко, А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере КМА) / Н. А. Плаксенко. – Воронеж, изд-во ВГУ, 1966. – 264 с.
6. Щеголев, И. Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения / И. Н. Щеголев. – Москва: Недра, 1985. – 196 с.
7. Beukes, N. J. Chapter 1. Origin and Paleoenvironmental Significance of Major Iron Formations at the Archean-Paleoproterozoic Boundary / Nicolas J. Beukes, Jens Gutzmer // *Society of Economic Geologists. – SEG Reviews*, 2008. – V. 15. – P. 5–47.
8. Goodwin, Alan. Precambrian geology. The Dynamic Evolution of the continental crust / Alan M. Goodwin. – London-San Diego-New-York: Academic Press Ltd, 1991. – 651 p.
9. Haugaard, Rasmus. Neoarchean banded iron formation within a 2620 Ma turbidite-dominated deep-water basin, Slave craton, NW Canada / Rasmus Haugaard, Luke Ootes, Kurt Konhauser // *Precambrian Research*, 2017. – 292 – P. 130–151.
10. Haugaard, Rasmus. The Joffre banded iron formation, Hamersley Group, Western Australia: Assessing the palaeoenvironment through detailed petrology and chemostratigraphy / Rasmus Haugaard, Ernesto Pecoits, Stefan Lalondec, Olivier Rouxel, Kurt Konhauser // *Precambrian Research*, February 2016. – V.273. – P. 12–37.
11. Clout, J. M. F. Precambrian Iron Formations and Iron formation-Hosted Iron Ore Deposits / J. M. F. Clout, and B. M. Simonson // *Economic Geology*, 2005. – 100-th Anniversary Volume. – P. 643–679.
12. Laberge, G. L. Altered pyroclastic rocks in iron-formation in the Hamersley Range, Western Australia / G. L. Laberge // *Economic Geology*, 1966. – V. 61. – P. 147–161.
13. Laberge, G. L. Pyroclastic rocks in South African iron-formations / G. L. Laberge // *Economic Geology*, 1966b. – V. 61. – P. 572–581.
14. Pickard, A. L. SHRIMP U-Pb zircon ages for the Palaeoproterozoic Kuruman Iron Formation, Northern Cape province, South Africa: Evidence for simultaneous BIF deposition on Kaapvaal and Pilbara cratons / A. L. Pickard // *Precambrian Research*, 2002. – Vol. 125. – P. 275–315.
15. Moore, John M. Deconstructing the Transvaal Supergroup, South Africa: implications for Palaeoproterozoic palaeoclimate models / John M. Moore, Harilaos Tsikos and Stefane Polteau // *Journal of African Earth Sciences* – 33 (3). – P.437–444
16. Pickard, A. L. SHRIMP U-Pb zircon ages for the Palaeoproterozoic Kuruman Iron Formation, Northern Cape province, South Africa: Evidence for simultaneous BIF deposition on Kaapvaal and Pilbara cratons / A. L. Pickard // *Precambrian Research*, 2002. – Vol. 125. – P. 275–315.
17. Powell, C. McA. Late Archean and Early Proterozoic Tectonics and Basin formation of the Hamersley Ranges / C. McA. Powell and R. C. Horwitz (with contributions from D. Martin, S. Kiyokawa & A. Taira. – 12th Australian Geological Convention, September 1994. – Excursion Guidebook N 4 for the pre-convention excursion El. – 60 p.
18. Iron silicate microgranules as precursor sediments to 2.5-billion-year-old banded iron formations / Birger Rasmussen [et al.] // *Geology*, April 2013. – 41 (4). – P. 435–438.
19. RTZ Iron Ore Mine, *Hamersley Basin*, Western Australia – Mining [Электронный ресурс]. URL: www.mining-technology.com/projects/hamersley/ - (Дата обращения 01.09.2017).

20. *Smith, Albertus J. B.* Palaeoproterozoic banded iron formation hosted high-grade hematite iron ore deposits of the Transvaal Supergroup, South Africa / Albertus J. B. Smith and Nicolas J. Beukes // *Episodes*, 2015. – Vol. 39. – no.2. – P. 269–284.
21. *Бьюкс, Н. Дж.* Докембрийские железорудные формации Южной Африки / Н. Дж. Бьюкс // Докембрийские железорудные формации мира. – М.: Мир, 1975. – С. 70–129.
22. *Аксаментова, Н. В.* Палеолитолизис реннедокембрийских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейского кратона / Н. В. Аксаментова // Материалы Всероссийской конференции. – Петрозаводск, 12–15 ноября 2007. – С. 5–8.
23. *Артемченко, Г. В.* Уран–свинцовый возраст магматических пород Орловско–Тимской зеленокаменной структуры ВКМ / Г. В. Артемченко, Е. Н. Бартницкий, В. И. Мяснянкин // ДАН Украины, 1992. – № 7. – С. 113–117.
24. *Белевцев, Я. Н.* Генезис железных руд. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР / Я. Н. Белевцев [и др.]. – /Киев: Наукова думка, 1991. – 216 с.
25. Железонакопление в докембрии / Я. И. Белевцев [и др.] // Железисто-кремнистые образования докембрия. – Киев: Наукова Думка, 1992. – 237 с.
26. *Бергман, И. А.* Не противоречить требованиям логики познания (по поводу статьи Н. И. Литовченко «К проблеме происхождения железистых кварцитов» / И. А. Бергман // Отечественная геология, 2004. – № 2. – С. 14–15.
27. Iron Formations: Their Origins and Implications for Ancient Seawater Chemistry / A. Bekker [et al.] // Elsevier Ltd, 2014. – 562 – 628.
28. *Голышев, Н. И.* История формирования докембрийского фундамента КМА. //Бюллетень НТО чермет комбината «КМАруда» и НИИКМА №1/12, Губкин, 1962.
29. *Дымкин, А. М.* Эволюция накопления природных соединений семейства железа / А. М. Дымкин, В. М. Чайка. – М.: Наука, 1992. – 256 с.
30. *Алетдинов, В. Ш.* Проявления эксгальационно–осадочного рудообразования по площади Сергиевского участка / В. Ш. Алетдинов // Литология и полезные ископаемые Центральной России. Мат. к литолог. сов. – Воронеж: ВГУ, 2000. – С. 3.
31. Геохимические особенности и генезис золота осадочного чехла Воронежской антеклизы / А. Д. Савко [и др.] // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол. – Воронеж, 1996¹. – № 2. – С. 86–95.
32. Золото и редкие минералы в осадочном чехле Воронежской антеклизы / А. Д. Савко [и др.] // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. – Воронеж, 1996. – Вып.1. – С. 133–138.
33. *Савко, А. Д.* Эксгальационно-осадочная металлоносность Воронежской антеклизы – новые горизонты поисков рудных месторождений в осадочном чехле. Статья 1. Интерметаллиды: локализация, типы, состав / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев, В. В. Лоскутов // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол. – Воронеж, 1999. – № 7. – С. 139–155.
34. *Миц, М. В.* Брянск–Курск–Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген (Восточно–Европейский кратон) / М. В. Миц, В. А. Буш, С. Н. Агеев // Геодинамика и тектонофизика (электронный журнал), 2014. – Т. 5. – № 3. – С. 717–742.
35. *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.
36. *Шатров, В. А.* Микроэлементы как индикаторы обстановок образования курской серии / В. А. Шатров, Г. В. Войцеховский // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология. – 2008. – № 2. – С. 31–43.
37. *Сиротин, В. И.* Актуальные вопросы осадочной геологии докембрия ВКМ / В. И. Сиротин, И. П. Лебедев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология. – 2004. – № 2. – С. 63–66.
38. *Зелинская, А. Н.* Палеофациальные условия образования сланцев курской серии КМА (по результатам изучения распределения REE) / А. Н. Зелинская, В. А. Шатров, В. И. Сиротин // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология. – 1999. – № 7. – С. 39–44.
39. *Савко, К. А.* Рибекит-эгирин-селадонитовые железистые кварциты Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии: фазовые равновесия и условия метаморфизма // К. А. Савко, М. В. Поскрязова // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 5. – С. 471–490.
40. *Савко, К. А.* Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород неоярхейской железисто–кремнистой формации в пределах Тарасовских аномалий / К. А. Савко, С. М. Пилюгин, М. А. Новикова // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол. – Воронеж, 2004. – № 2. – С. 111–126.
41. *Савко, К. А.* Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения / К. А. Савко, Н. С. Базиков, Г. В. Артемченко // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 2015. – Т. 23. – № 5. – С. 3–21.
42. *Жабин, А. В.* К вопросу о биологических формах в кварце раннедокембрийских пород (на примерах ВКМ и Балтийского щита) / А. В. Жабин, В. П. Лебедев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология. – 2007. – № 1. – С. 23–29.
43. *Сиротин, В. И.* О предбиологической эволюции органических соединений и биологических формах жизни в железистых кварцитах КМА // В. И. Сиротин, А. В. Жабин // Труды НИИ Геологии ВГУ. – Вып. 44. – 2006. – С. 78–92.
44. *Лебедев, И. П.* О происхождении щелочных железистых кварцитов КМА / И. П. Лебедев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер: Геология. – 2009. – № 1. – С. 94–102.
45. *Belevtsev, Ya, N.* The Krivoy Rog basin / Ya. A. Belevtsev, R. Ya. Belevtsev, and R. I. Sirostyan [rendall, A.F. and Morris, R.C., eds.]. // Iron-formation: Facts and problems: Amsterdam, Elsevier, 1983. – P. 211–251.
46. *Mel'nik, Y. P.* Precambrian Banded Iron – Formations. Developments in Precambrian Geology-5. Physicochemical Conditions of formation. / T. P. Mel'nik. – Elsevier Scientific Publishing Company. – Amsterdam – Oxford – New York, 1982. [B. F. Windley, ed.]– 318 p.
47. *Литовченко, Н. И.* К проблеме происхождения железистых кварцитов / Н. И. Литовченко // Отечественная геология, 2001. – № 6. – С. 70–76.
48. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes – a Reply // Andrey Bekker [et al.] // *Economic Geology*, 2010. – March 2012. – 107 (2). – P. 377–379.
49. Experimental constraints on iron isotopes fractionation during Fe and carbonate migration coupled to dissimilatory hydrous ferric oxide reduction / C.-M. Johnson [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005. – 69. – P. 963–969.
50. *Zhu, Xiaqing.* Genesis of banded iron formations: A series of experimental simulations / Xiaqing Zhu, Haoshu Tang, Xiao-Hui Sun // *Ore Geology Review*, 2014. – 63. – P. 465 – 469.
51. *Schaeffer, M. W.* Are there abiotically-precipitated iron formations on Mars? / M. W. Schaeffer // *Mineral Spectroscopy: A Tribute to Roger G. Burns.* – The Geochemical Society, Special Publication, 1996. – No.5. – P. 381 – 393.

Воронежский государственный университет

Шевырёв Леонид Тихонович, ведущий научный сотрудник
НИИ Геологии ВГУ, доктор геолого-минералогических наук
E-mail: shevpp@yandex.ru; Tel.: +7 (473) 235-39-42

Voronezh State University

Shevryev L. T., Leading Scientific Associate of the Geology
Institute, doctor of the Geological and Mineralogical
Sciences. E-mail: shevpp@yandex.ru; Tel.: +7 (473) 235-39-42