

УДК 551.71/72

## КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ (РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ИГНАТЕЕВСКАЯ СВИТА, КУРСКИЙ БЛОК): УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ

© 2020 г. К. А. Савко<sup>1, \*</sup>, А. Б. Кузнецов<sup>2</sup>, М. Ю. Овчинникова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 08.05.2019 г.

После доработки 12.07.2019 г.

Принята к публикации 20.11.2019 г.

Неоархейско-раннепалеопротерозойский разрез Курского блока Восточной Сарматии включает терригенно-карбонатную игнатеевскую свиту, терригенную стойленскую свиту и железисто-кремнистую коробковскую свиту. Строение разреза Курского блока имеет явное сходство с одновозрастными терригенно-карбонатно-железистыми формациями кратонов Каапвааль и Пилбара. Доломиты игнатеевской свиты коррелируются с карбонатными породами серий Кэмпбеллрэнд-Малмани и Уиттенум-Каравайн. Карбонатные породы всех трех кратонов подверглись окремнению, содержат мало силикокластической примеси, характеризуются низкими концентрациями Sr и обогащены Fe и Mn. Распределение РЗЭ в карбонатных породах характерно для неоархейских морских осадков: плоские профили на спайдер-диаграммах, положительные аномалии La, отсутствие Сe-аномалии и повышенные относительно хондритовой величины отношения Y/No. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  (0.3–0.9‰ PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от –10.1 до –13.0‰ PDB) в доломитах игнатеевской свиты попадают в интервал величин для морских карбонатных осадков позднего архея и раннего палеопротерозоя. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах игнатеевской свиты (0.7101–0.7195) выше, чем в морских карбонатах того времени, что предполагает либо изоляцию палеобассейна, либо нарушение Rb–Sr систем при метаморфизме. Доломиты и известково-силикатные породы (интенсивно окремненные доломиты) игнатеевской свиты наиболее близки по изотопно-геохимическим характеристикам к мелководно-морским доломитам платформы Кэмпбеллрэнд-Малмани. Вероятно, доломиты игнатеевской свиты и отчасти формации Кэмпбеллрэнд-Малмани формировались в наиболее изолированной части палеобассейна, что способствовало их полной доломитизации и частичному окремнению.

**Ключевые слова:** Ваалбара, Каапвааль, Пилбара, Сарматия, карбонатные породы, доломиты, корреляция геологических разрезов

**DOI:** 10.31857/S0869592X20030102

### ВВЕДЕНИЕ

Осадочные формации архея служат основой для палеоконтинентальных корреляций ранней Земли. Два крупнейших раннедокембрийских кратона Пилбара и Каапвааль содержат мощные толщи железисто-кремнистых формаций (ЖКФ), образовавшиеся на границе архея и протерозоя около 2.5 млрд лет назад. Важной особенностью ЖКФ является их залегание на неоархейских платформенных карбонатных отложениях. На кратоне Каапвааль железорудные формации Трансвааль залегают на мелководных карбонатах Кэмпбеллрэнд-Малмани (Klein, Beukes, 1989; Beukes et al., 1990), а на кратоне Пилбара мелководные доломиты Уиттенум-Каравайн перекры-

ваются ЖКФ серии Хамерсли (Jahn, Simonson, 1995). Названные карбонатные платформы формировались в интервале 2.6–2.5 млрд лет (Sumner, Beukes, 2006). Корреляция архейских и палеопротерозойских отложений кратонов Пилбара и Каапвааль позволила обосновать принадлежность их к единому суперкратону Ваалбара (Cheney, 1996; Nelson et al., 1999; Beukes, Gutzmer, 2008).

Последовательность геологических событий, установленная в отложениях Курского блока в интервале 2.8–2.2 млрд лет (рис. 1а, 1б), позволила выдвинуть предположение о принадлежности Восточной Сарматии к суперконтиненту Ваалбара (Савко и др., 2017). В аргументации этого заключения ключевое значение имеют карбонат-

ные отложения игнатеевской свиты, подстилающие палеопротерозойские ЖКФ на Курском блоке (рис. 1в). Это определяет необходимость детального изучения раннедокембрийских карбонатных пород Курского блока, что позволит обосновать палеогеодинамическое положение Восточной Сарматии как составной части суперкратона Ваалбара.

Цель настоящей статьи – представить строение осадочного разреза архея–палеопротерозоя Курского блока, получить новые данные о минеральном и изотопно-геохимическом составе доломитов игнатеевской свиты и на основе этих данных оценить условия образования карбонатных отложений на границе архея и палеопротерозоя, а также провести палеоконтинентальные корреляции с карбонатными платформами Кэмпбеллрэнд-Малмани кратона Каапвааль и Уиттенум-Каравайн кратона Пилбара.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Архейское основание Курского блока сложено гранито-гнейсами обоянского комплекса и тоналит-грандземит-гранодиоритами (ТТГ) салтыковского комплекса с возрастом около 3 млрд лет (Савко и др., 2018), среди которых находятся фрагменты зеленокаменных областей, сложенных преимущественно метабазами михайловской серии (рис. 1в). Высокотемпературный метаморфизм завершил цикл формирования древнего мезоархейского фундамента Сарматии около 2.8 млрд лет назад (Savko et al., 2018). На мезоархейском основании залегают палеопротерозойские терригенно-хемогенные осадочные породы курской серии, включающей игнатеевскую, стойленскую и коробковскую свиты. Они имеют мощность свыше 1.2 км, широкое площадное распространение и сохранились от размыва в пределах континентальных рифтогенных структур, заложенных в середине палеопротерозоя около 2.2 млрд лет назад на архейском фундаменте (Савко и др., 2017).

Наиболее крупными рифтогенными структурами Курского блока являются Белгородско-Михайловская и Тим-Ястребовская (рис. 1б). Строение палеопротерозойских осадочных разрезов в этих структурах различается. В основании терригенно-хемогенного разреза в Тим-Ястребовской структуре залегают калиевые риолиты с возрас-

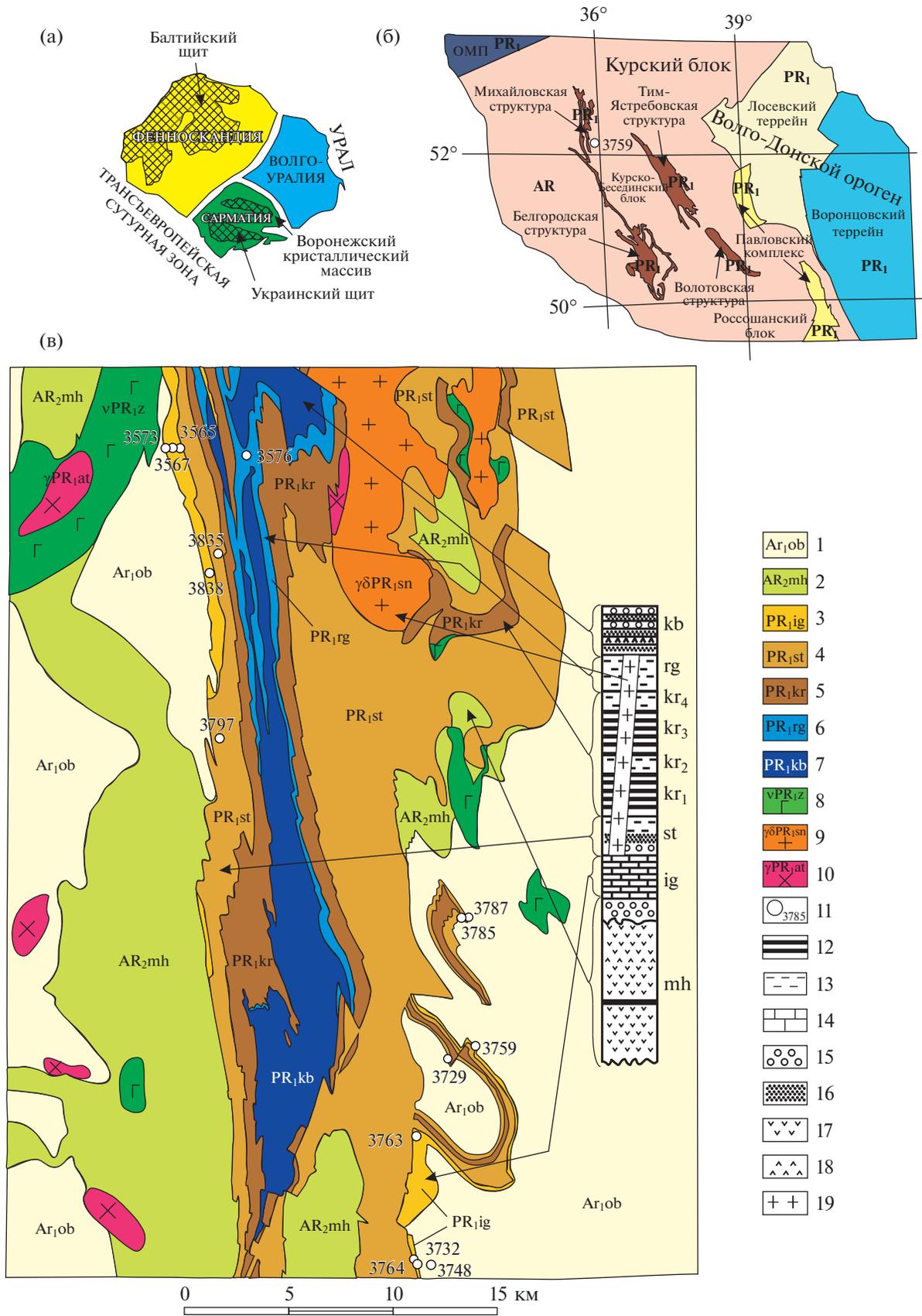
том 2610 млн лет (Savko et al., 2019). На них развита кора выветривания, которая перекрывается метаконгломератами базального горизонта стойленской свиты палеопротерозоя. Эти отложения являются геохронологическим репером, маркирующим перерыв и начало образования морского бассейна, где впоследствии формировались палеопротерозойские ЖКФ (Савко и др., 2015). Метаконгломераты сменяются выше по разрезу чередованием кварцевых метапесчаников и глиноземистых сланцев стойленской свиты, на которых согласно залегают породы ЖКФ коробковской свиты (рис. 1в).

В Михайловской рифтогенной структуре метаосадочный разрез начинают метаконгломераты игнатеевской свиты, которые с размывом залегают на мезоархейских ТТГ и архейских метабазах михайловской серии (рис. 1в, 2). Выше метаконгломераты сменяются полимиктовыми гравелитами и метапесчаниками, и завершается разрез игнатеевской свиты толщей доломитов мощностью до 160 м. На доломитах согласно залегают аркозовые метапесчаники с прослоями сланцев и карбонатных пород стойленской свиты. Вверх по разрезу метапесчаники изменяются от аркозовых до полевошпат-кварцевых и кварцевых. В краевых частях структуры встречаются прослои кварцевых метагравелитов и метаконгломератов. Верхняя часть стойленской свиты в Михайловской структуре представлена преимущественно углеродистыми и глиноземистыми сланцами. Выше на отложениях стойленской свиты согласно залегают породы ЖКФ коробковской свиты.

Во всех структурах Восточной Сарматии мощная толща осадочных пород курской серии, залегающих на архейском основании, претерпела складчатость и метаморфизм около 2.07 млрд лет назад при коллизии мегаблоков Сарматии и Волго-Урали (Savko et al., 2018). Параметры метаморфизма, определенные по минеральным парагенезисам из перекрывающих метапелитов стойленской свиты и пород ЖКФ коробковской свиты, составляют 370–520°C и 2–3 кбар (Савко, Поскрякова, 2003а, 2003б). Тектонический стресс, как результат коллизии, был направлен в восточном направлении (в современных координатах), образовал серию надвигов и привел к интенсивной складчатости в восточных бортах палеопротерозойских синформ (Savko et al., 2018). Этим объясняется “опрокину-

**Рис. 1.** (а) Схема сегментов Восточно-Европейского кратона (Gorbatshev, Bogdanova, 1993), (б) схематическая структурная карта Сарматии для Воронежского кристаллического массива, (в) схематическая геологическая карта Михайловской структуры.

1 – обоянский комплекс (AR<sub>1</sub>ob); 2 – михайловская серия (AR<sub>2</sub>mh); 3 – игнатеевская свита (PR<sub>1</sub>ig); 4 – стойленская свита (PR<sub>1</sub>st); 5 – коробковская свита (PR<sub>1</sub>kr); 6 – роговская свита (PR<sub>1</sub>rg); 7 – курбакинская свита (PR<sub>1</sub>kb); 8 – золотухинский комплекс (vPR<sub>1</sub>z); 9 – стойло-николаевский комплекс (γδPR<sub>1</sub>sn); 10 – атаманский комплекс (γPR<sub>1</sub>at); 11 – номера скважин; 12 – железистые кварциты; 13 – сланцы; 14 – доломиты; 15 – метаконгломераты; 16 – метапесчаники; 17 – метабиты; 18 – метариолиты; 19 – гранитоиды.



тое залегание” слоев метаосадочных пород, наблюдаемое только в восточном борту Михайловской структуры (по кернам скважин 3748, 3759, 3785), где архейские породы были надвинуты на палеопротерозойские и подверглись сложной складчатости (опрокинутые складки на рис. 2). Отложения палеопротерозоя здесь фрагментированы, и небольшие фрагменты находятся в поле развития мезоархейского гранито-гнейсового основания (рис. 1в).

Архейские породы, подстилающие игнатеевскую свиту, вскрыты скважинами 3573, 3748, 3759, 3785 (рис. 2). В скважине 3573 полимиктовые конгломераты игнатеевской свиты подстилаются метабазами александровской свиты неоархея, ниже вскрыты мезоархейские трондьемиты салтыковского комплекса. В некоторых скважинах (3729, 3748, 3759, 3785) наблюдается перевернутое залегание пород, в результате которого отложения игнатеевской свиты перекрываются мигматизированными гнейсами обоянского комплекса и ТТГ и подстилаются кварцито-песчаниками стойленской свиты (скв. 3764) (рис. 2). В скважине 3748 установлена кора выветривания биотитовых плагиогнейсов обоянского комплекса. В западном борту Михайловской структуры карбонатные отложения игнатеевской свиты имеют нормальное залегание (скв. 3573, 3835, 3838) на архейском основании и перекрываются толщей переслаивания метапесчаников, иногда гравелитистых со сланцами и карбонатными породами стойленской свиты.

Карбонатные породы игнатеевской свиты не содержат строматолитовых и микрофитолитовых остатков, а также четких текстурных признаков для определения обстановок седиментогенеза из-за метаморфической перекристаллизации около 2.07 млрд лет назад (Savko et al., 2018).

## СТРОЕНИЕ ИГНАТЕЕВСКОЙ СВИТЫ

Игнатеевская свита мощностью до 800 м имеет двучленное строение. Нижняя терригенная пачка (110–680 м) состоит из полимиктовых метаконгломератов, метагравелитов и метапесчаников (рис. 2). Верхняя карбонатная пачка (до 160 м) представлена доломитами и известково-силикатными породами (рис. 2).

Нижняя терригенная часть свиты начинается с пачки метаконгломератов мощностью около 150 м (рис. 2, скв. 3565 и 3573). Метаконгломераты полимиктовые, серые, темно-серые с зеленоватым оттенком, иногда со слабо выраженной сланцеватостью и бластоцефитовой структурой. Содержание гальки достигает 40–50%, иногда до 60–80%. Цементирующим материалом являются метапесчаники, состоящие из кварца (20–60%), плагиоклаза (10–45%), тонкочешуйчатого мусковита (5–30%), биотита (5–20%), хлорита (0–25%), кар-

боната (0–15%), иногда отмечается микроклин. Акцессорные минералы – сфен, циркон, турмалин, сульфиды и гематит/магнетит. Крупные обломки представлены рассланцованными метабазами, ТТГ, кварцитами и микроклиновыми гранитами.

Выше по разрезу метаконгломераты постепенно переходят в метагравелиты и метапесчаники с прослоями конгломератов (скв. 3565, 3573, 3799, 3838). Породы серые с зеленоватым оттенком, с бластоцефитовой и бластосаммитовой структурой, с неясносланцеватой текстурой. Галька в метаконгломератах и обломки в метагравелитах представлены ТТГ, метабазами, сланцами и кварцитами. Мощность пачки 190 м.

Метагравелиты постепенно сменяются полимиктовыми метапесчаниками средне- и крупнозернистыми, серыми, с бластосаммитовой структурой, неяснополосчатой текстурой (скв. 3565, 3567, 3838). Они состоят из кварца (40–50%), плагиоклаза (10–30%), микроклина (5–10%) и тонкочешуйчатого мусковита (20–30%). Мощность пачки метапесчаников около 240 м.

Карбонатные породы (до 160 м) завершают разрез игнатеевской свиты и залегают согласно на метапесчаниках в недеформированных разрезах. Они представлены преимущественно доломитами с редкими тонкими прослоями сланцев, метагравелитов и метапесчаников (скв. 3567, 3763, 3764, 3838). Сланцы образуют прослои мощностью от миллиметров до первых метров и сложены кварцем и серицитом, иногда с примесью биотита и хлорита. Местами доломиты окремнены и в результате метаморфизма преобразованы в известково-силикатные породы, содержащие кальцит, кварц, полевые шпаты, биотит, амфибол и пироксен.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав пород определяли на электронном микроскопе Jeol-6380 LV (Воронежский государственный университет) с энергодисперсионным детектором INCA Energy-250. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 10–15 нА, время набора спектра 70 с, диаметр электронного пучка в приповерхностном слое образца обычно равнялся 3–5 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания оксидов и оценка точности проводились с помощью штатных математических программ.

Породообразующие элементы определяли на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском государственном университете. Подготовка образцов для анализа выполнена путем плавления 0.5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития в муфельной печи с последующим отливом стеклооб-

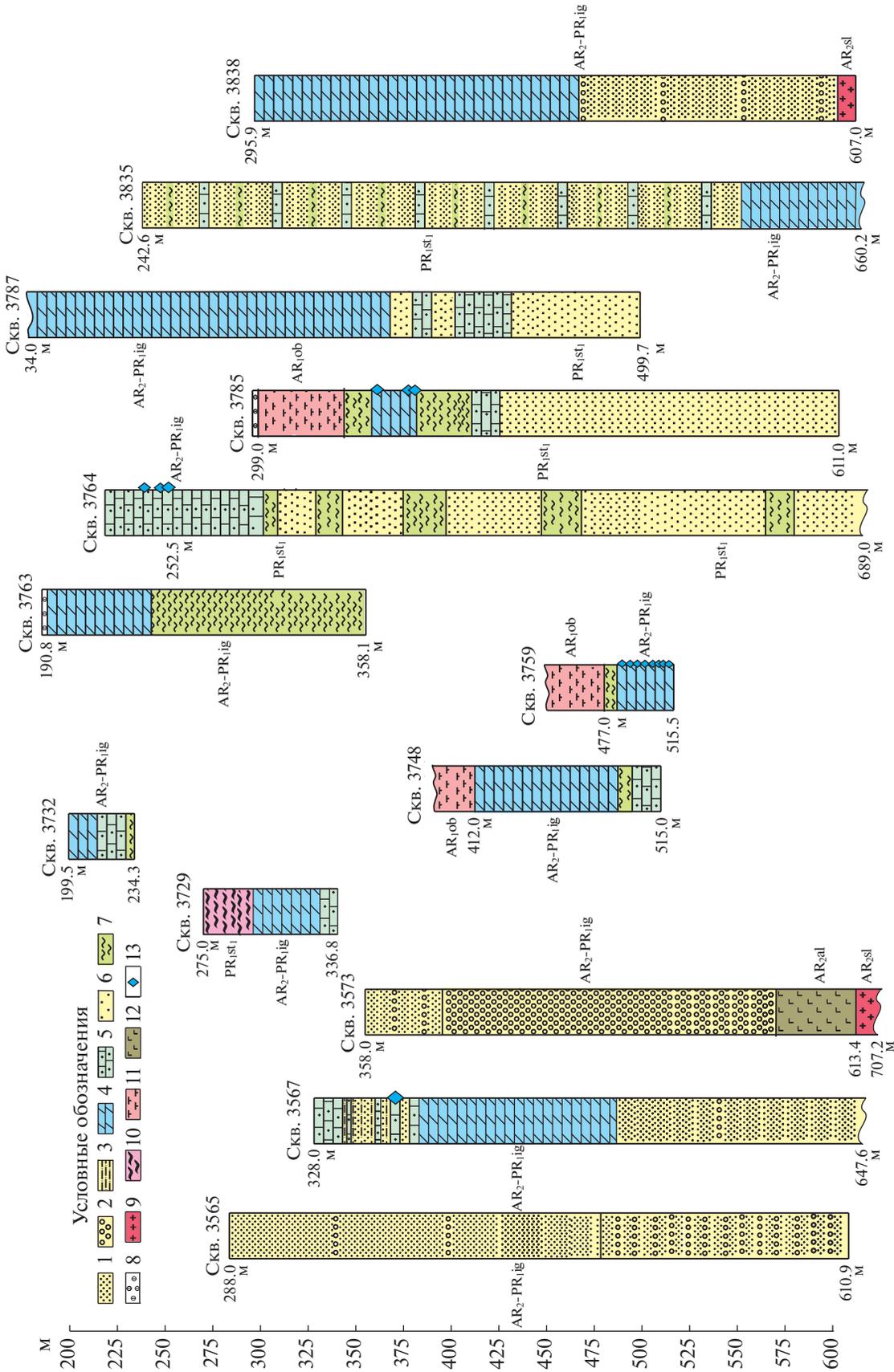


Рис. 2. Стратиграфические колонки скважин, вскрывших игнатевскую свиту, на территории Михайловской структуры. 1 — метапесчаники, 2 — метаконгломераты, 3 — метаалевролиты, 4 — доломиты, 5 — известково-силикатные породы, 6 — кварцитопесчаники, 7 — сланцы, 8 — кора выветривания, 9 — гранитоиды ТТГ-ассоциации, 10 — мигматиты, 11 — гнейсы, 12 — метабазиты, 13 — места отбора проб. Стратиграфические подразделения: AR<sub>1</sub>ob — обоянский комплекс; AR<sub>2</sub> — салтыковский комплекс; AR<sub>2</sub>sl — александровская свита михайловской серии (AR<sub>2</sub>sl); PR<sub>1</sub>st — стойленская свита.

разного диска. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород — ГСО №8871-2007, ГСО № 3333-85, ГСО № 3191-85. Точность анализа составляла 1–5% для элементов с концентрациями выше 1–5% и до 12% для элементов с концентрацией ниже 0.5%.

Малые и редкие элементы определяли масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия при температуре 220°C. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 мкг/г, для Nb, Be, Co — 0.03–0.05 мкг/г, для Li, Ni, Ga, Y — 0.1 мкг/г, для Zr — 0.2 мкг/г, для Rb, Sr, Ba — 0.3 мкг/г, для Cu, Zn, V, Cr — 1–2 мкг/г. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов GSP-2, VM, СГД-1А и СТ-1. Ошибки определения концентраций для большинства элементов составляли от 3 до 5%.

Измерение изотопного состава С и О в доломитах проводили методом проточной масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия (CF-IRMS) по модифицированной методике (McCrea, 1950) на масс-спектрометре DELTA V Advantage с системой подготовки и ввода проб GasBench II (Центр коллективного пользования “Геонаука”, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН). Разложение порошка доломита проводили в ортофосфорной кислоте в течение 72 часов при 60°C. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  даны в промилле относительно стандарта V-PDB (табл. 7). При калибровке использованы международные стандарты NBS-18, NBS-19 и KN-2. Ошибка определения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $\pm 0.2\text{‰}$  ( $1\sigma$ ).

Rb–Sr систематику образцов изучали с применением процедуры селективного растворения (выщелачивания) в 0.01N растворе соляной кислоты (Кузнецов и др., 2005). Растертые образцы первоначально обрабатывали этим раствором при комнатной температуре. Вытяжку и остаток разделяли центрифугированием, после чего остаток, обогащенный первичным карбонатным материалом, обрабатывали 0.5N соляной кислотой в течение суток при температуре 60°C. Полученный раствор использовали для дальнейшего изучения. Концентрации Rb и Sr определяли методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора  $^{87}\text{Rb}$ – $^{84}\text{Sr}$ , причем для изотопного анализа использовали многоколлекторный масс-спектрометр Finnigan MAT-261. Изотопный состав Sr измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Измерение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонате стронция

SRM 987 (NIST США) в период работы дало значение  $0.71029 \pm 0.00001$  ( $n = 16$ ). Концентрация Rb в образцах не превышала 0.03 мкг/г и в дальнейшем не учитывалась. Ошибка измерения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в образцах была менее 0.008% ( $1\sigma$ ). Уровень лабораторных загрязнений для Rb и Sr, определявшийся холостыми опытами, не превышал соответственно 2.0 и 1.9 нг.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Карбонатные отложения игнатеевской свиты представлены доломитовыми мраморами и известково-силикатными породами. Породы метаморфизованы и не содержат реликтов осадочных слоистых текстур.

### *Доломитовые мраморы*

Доломиты мелко-, среднезернистые с полосчатой, неяснополосчатой и массивной текстурой и гранобластовой структурой. Кристаллы доломита гипидиоморфные, с полигональными очертаниями, размером до 0.4–0.7 мм, реже более 1.0 мм. Доломит содержит примесь железа (до 3 мас. % FeO) и марганца (до 1.5 мас. % MnO). По данным микрозондового анализа в доломитовом мраморе диагностируется кальцит до 15%, который содержит примеси магния (до 1 мас. % MgO), железа (до 3 мас. % FeO) и марганца (до 2.3 мас. % MnO) (табл. 1).

Доломитовые мраморы включают незначительную (до 5%) примесь силикатных минералов — тремолит, тальк, биотит и кварц. Тремолит представлен призматическими бесцветными кристаллами (образцы 3759/504.5 и 3759/511) размером до 5 мм и имеет высокую магнезиальность ( $X_{\text{Mg}} = 0.89$ – $0.94$ ) (рис. 3, табл. 2). Биотит присутствует в виде мелких (0.1–0.4 мм) светло-коричневых лейст. Он отличается низкой титанистостью ( $\text{TiO}_2 < 1$  мас. %) и высокой магнезиальностью ( $X_{\text{Mg}} = 0.83$ – $0.88$ ) (табл. 3). Тальк и хлорит являются вторичными минералами, замещающими тремолит и биотит.

### *Известково-силикатные породы*

В отличие от доломитов, в известково-силикатных породах преобладает кальцит и в значительных количествах присутствуют полевые шпаты, диопсиды, тремолиты, биотиты, мусковиты и кварц.

Кальцит представлен гипидиоморфными полигональными и таблитчатыми кристаллами с полисинтетическими двойниками, размером до 1 мм. Количество кальцита в шлифе сильно варьирует — от 50 до менее 10%. По составу это почти чистый кальцит с незначительными примесями

**Таблица 1.** Составы (мас. %) карбонатов из доломитов и известково-силикатных пород игнатеевской свиты

Номер образца	3759/504.5		3759/510	3759/511		3764/240.4				3764/241.5		
	Dol-1	Cal-2	Cal-2	Dol-1	Cal-3	Cal-2	Dol-3	Dol-7	Cal-9	Cal-2	Cal-6	Dol-7
SiO <sub>2</sub>	—	—	0.36	—	—	—	—	—	—	—	0.33	—
FeO	2.26	—	0.41	2.91	—	0.52	2.78	2.40	—	—	—	3.49
MnO	0.61	0.36	—	0.73	0.72	0.54	0.53	0.27	0.72	0.71	0.76	0.48
MgO	17.93	—	0.90	18.94	1.03	0.95	18.16	22.38	0.88	1.87	0.59	17.72
CaO	27.95	50.74	50.36	28.74	49.58	49.54	28.01	24.95	48.39	46.52	45.68	27.66
Сумма	48.75	51.10	52.03	51.32	51.33	51.55	49.48	50.00	49.99	49.10	47.36	49.35

Номер образца	3785/371.2					3785/390		3785/390				
	Cal-1	Cal-4	Cal-9	Cal-13	Cal-19	Cal-2	Cal-6	Dol-8	Cal-9	Cal-11	Cal-12	Dol-16
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.67	—	0.32	0.32	—	—	0.34	—
FeO	—	—	—	—	—	0.60	0.54	2.87	0.63	0.46	—	2.86
MnO	0.70	—	—	0.38	—	1.12	0.96	1.28	1.31	1.53	1.09	1.38
MgO	—	—	—	0.43	0.46	1.07	0.88	17.75	2.57	2.74	0.95	18.36
CaO	52.18	51.87	51.80	51.76	53.01	49.23	49.51	29.27	47.16	47.55	50.72	30.24
Сумма	52.88	51.87	51.80	52.57	54.14	52.02	52.21	51.49	51.67	52.28	53.10	52.84

Примечание. Прочерк — содержание компонента ниже порога чувствительности прибора. Здесь и в табл. 2–7 в номере образца указана скважина/глубина.

ми железа (0.4–0.6 мас. % FeO), магния (<3 мас. % MgO) и марганца (<1 мас. % MnO) (табл. 1).

Доломит встречается редко и в основном в породах с наименьшим количеством кварца и силикатных минералов (например, обр. 3764/240.4). Доломит присутствует как в виде собственных кристаллов в кальцитовых матрицах, так и в виде включений неправильной формы в кальците. Доломит всегда содержит незначительное коли-

чество железа (2–3 мас. % FeO) и марганца (до 1.5 мас. % MnO) (табл. 1).

Диопсид присутствует в виде бесцветных таблитчатых кристаллов с хорошо выраженной спайностью, реже в виде округлых изометричных зерен, как правило, без спайности, размером от 0.1 до 1 мм. Часто кристаллы диопсида сростаются, образуя в шлифах целые поля. По составу диопсид близок к конечному магниальному члену

**Рис. 3.** Классификационная диаграмма амфиболов доломитов игнатеевской свиты.

Таблица 2. Составы амфиболов из карбонатных пород игнатеевской свиты

Номер образца	3759/504.5	3759/507.5	3759/510	3759/511	3764/233		3764/240.4	3764/241.5	
	Am-3	Am-3	Am-1	Am-2	Am-1	Am-6	Am-8	Am-1	Am-5
SiO <sub>2</sub>	58.99	58.63	58.23	57.80	55.09	54.88	58.51	57.95	58.30
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.63	—	0.49	2.81	3.40	0.60	0.48	0.48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	2.86	2.89	4.00	3.33	8.56	7.58	3.15	2.50	2.84
MnO	—	—	0.54	—	—	0.54	—	0.39	—
MgO	22.91	22.87	22.49	22.20	18.75	18.41	22.54	22.98	23.15
CaO	13.50	13.49	13.03	13.99	13.11	12.78	13.54	13.44	12.96
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0.22	—	—	—
<b>Сумма</b>	<b>98.25</b>	<b>98.51</b>	<b>98.28</b>	<b>97.80</b>	<b>98.33</b>	<b>97.82</b>	<b>98.33</b>	<b>97.74</b>	<b>97.73</b>
Si	8.03	7.95	7.92	7.98	7.66	7.66	7.97	7.92	7.92
Al <sup>IV</sup>	—	0.05	—	0.02	0.34	0.34	0.03	0.08	0.08
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Σ</b>	<b>8.03</b>	<b>8.00</b>	<b>7.92</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>
Al	—	0.05	—	0.06	0.12	0.22	0.07	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	0.08	0.35	—	0.31	0.29	0.01	0.16	0.32
Mn <sup>3+</sup>	—	—	0.06	—	—	0.06	—	0.05	—
Mg	4.64	4.62	4.56	4.56	3.88	3.83	4.57	4.68	4.68
Fe <sup>2+</sup>	0.32	0.25	0.03	0.38	0.68	0.59	0.35	0.11	—
<b>Σ</b>	<b>4.96</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>4.99</b>	<b>4.99</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	—	—	0.07	0.17	—	—	—	0.02	—
Ca	1.97	1.96	1.90	2.07	1.95	1.91	1.98	1.97	1.88
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Σ</b>	<b>1.97</b>	<b>1.96</b>	<b>1.97</b>	<b>2.24</b>	<b>1.95</b>	<b>1.91</b>	<b>1.98</b>	<b>1.99</b>	<b>1.88</b>
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X <sub>Mg</sub>	0.94	0.95	0.98	0.89	0.85	0.86	0.93	0.97	1.00

Таблица 2. Окончание

Номер образца	3785/371.2						3785/390		3785/391
	Am-5	Am-10	Am-11	Am-12	Am-15	Am-18	Am-3	Am-5	Am-3
SiO <sub>2</sub>	58.33	58.34	58.12	59.10	58.71	59.04	56.52	55.64	56.19
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	2.21	3.10	2.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	3.76	4.08	4.04	2.96	3.46	3.03	3.25	5.61	5.99
MnO	0.38	0.34	0.64	0.36	0.39	—	0.91	0.52	—
MgO	22.29	21.36	21.89	22.87	22.22	22.94	22.13	20.33	20.03
CaO	13.83	13.47	13.16	13.27	13.53	12.80	12.65	12.95	13.84
Na <sub>2</sub> O	—	0.53	—	—	—	—	0.37	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0.29	—
<b>Сумма</b>	<b>98.59</b>	<b>98.13</b>	<b>97.85</b>	<b>98.56</b>	<b>98.32</b>	<b>97.80</b>	<b>98.04</b>	<b>98.45</b>	<b>98.06</b>
Si	7.98	8.08	7.98	8.01	8.03	8.02	7.69	7.64	7.82
Al <sup>IV</sup>	—	—	—	—	—	—	0.31	0.36	0.18
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Σ</b>	<b>7.98</b>	<b>8.08</b>	<b>7.98</b>	<b>8.01</b>	<b>8.03</b>	<b>8.02</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>	<b>8.00</b>
Al	—	—	—	—	—	—	0.04	0.14	0.15
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	—	0.16	0.13	—	0.24	—	0.37	—
Mn <sup>3+</sup>	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04	—	0.10	0.06	—
Mg	4.54	4.41	4.48	4.62	4.53	4.64	4.48	4.16	4.15
Fe <sup>2+</sup>	0.42	0.55	0.29	0.20	0.42	0.10	0.37	0.27	0.70
<b>Σ</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>4.99</b>	<b>4.99</b>	<b>4.98</b>	<b>4.99</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0.03	0.22	0.01	—	—	—	—	0.01	0.10
Ca	2.03	2.00	1.94	1.92	1.98	1.86	1.84	1.90	2.06
Na	—	—	—	—	—	—	0.10	—	—
<b>Σ</b>	<b>2.06</b>	<b>2.22</b>	<b>1.95</b>	<b>1.92</b>	<b>1.98</b>	<b>1.86</b>	<b>1.94</b>	<b>1.90</b>	<b>2.16</b>
Na	—	0.14	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—
ОН	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
X <sub>Mg</sub>	0.91	0.85	0.94	0.96	0.91	0.98	0.92	0.94	0.84

Таблица 3. Составы биотитов из карбонатных пород игнатеевской свиты

Номер образца	3764/240.4		3785/323.8				3785/390						3785/391		3785/460
	Bt-1	Bt-4	Bt-3	Bt-4	Bt-10	Bt-12	Bt-1	Bt-10	Bt-13	Bt-14	Bt-15	Bt-4	Bt-7	Bt-2	
SiO <sub>2</sub>	39.93	38.62	37.49	37.69	37.68	37.36	39.67	39.62	41.20	40.23	39.88	40.47	39.31	36.38	
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.98	2.33	1.94	1.59	1.59	0.87	0.40	0.53	0.40	0.34	1.88	1.66	3.11	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.52	17.33	16.05	16.29	16.88	16.02	17.19	16.77	14.75	15.78	15.84	16.84	15.92	18.14	
FeO	6.47	5.78	17.15	16.84	16.74	18.24	7.19	6.16	5.45	5.52	6.22	8.11	9.16	16.38	
MnO	—	—	—	—	—	0.44	—	—	—	—	0.51	—	—	—	
MgO	22.67	22.30	12.17	13.01	12.95	12.47	20.24	22.10	23.35	23.16	22.33	19.11	19.11	10.68	
CaO	0.39	—	—	—	—	—	—	—	0.27	—	—	—	—	—	
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0.48	0.51	0.37	—	—	—	0.45	
K <sub>2</sub> O	10.55	10.49	9.80	9.24	9.92	9.46	9.75	9.89	9.68	9.89	10.32	9.43	9.77	9.58	
<b>Сумма</b>	<b>95.04</b>	<b>95.51</b>	<b>94.99</b>	<b>95.02</b>	<b>95.76</b>	<b>95.58</b>	<b>94.91</b>	<b>95.42</b>	<b>95.74</b>	<b>95.34</b>	<b>95.44</b>	<b>95.84</b>	<b>94.92</b>	<b>94.72</b>	
Si	2.89	2.78	2.91	2.91	2.88	2.88	2.91	2.85	2.94	2.89	2.88	2.97	2.91	2.83	
Al	1.11	1.22	1.09	1.09	1.12	1.12	1.09	1.15	1.06	1.11	1.12	1.03	1.09	1.17	
<b>Σ</b>	<b>4.00</b>														
Al	0.13	0.25	0.38	0.39	0.40	0.34	0.39	0.27	0.19	0.22	0.23	0.43	0.31	0.50	
Fe	0.39	0.35	1.11	1.09	1.07	1.18	0.44	0.37	0.32	0.33	0.37	0.50	0.57	1.06	
Mg	2.45	2.39	1.41	1.50	1.47	1.43	2.21	2.37	2.49	2.47	2.40	2.09	2.11	1.24	
Ti	0.03	0.05	0.14	0.11	0.09	0.09	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.10	0.09	0.18	
Mn	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	0.03	—	—	—	
Ca	0.03	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	
Na	—	—	—	—	—	—	—	0.07	0.07	0.05	—	—	—	0.07	
<b>Σ</b>	<b>3.03</b>	<b>3.04</b>	<b>3.04</b>	<b>3.09</b>	<b>3.03</b>	<b>3.07</b>	<b>3.09</b>	<b>3.10</b>	<b>3.12</b>	<b>3.09</b>	<b>3.05</b>	<b>3.12</b>	<b>3.08</b>	<b>3.05</b>	
K	0.97	0.96	0.97	0.91	0.97	0.93	0.91	0.91	0.88	0.90	0.95	0.88	0.92	0.95	
X <sub>Mg</sub>	0.86	0.87	0.56	0.58	0.58	0.54	0.83	0.86	0.88	0.88	0.86	0.81	0.79	0.54	

Таблица 4. Составы диопсидов из известково-силикатных пород игнатеевской свиты

Номер образца	3759/507.5					3785/371.2			3785/391	
	Di-1	Di-2	Di-4	Di-5	Di-6	Di-7	Di-14	Di-17	Di-2	Di-8
SiO <sub>2</sub>	55.32	55.15	54.98	53.96	55.46	48.37	55.62	54.56	54.88	55.09
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	2.07	3.75	0.70	2.55	0.75	3.53	1.84	1.37	3.63	3.77
MnO	0.53	0.77	—	—	—	0.66	0.40	0.37	0.54	—
MgO	18.63	15.44	18.62	17.02	18.09	17.90	17.21	17.89	16.40	15.97
CaO	25.27	25.74	25.67	26.09	25.12	28.89	25.38	25.39	25.36	24.54
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101.82	100.84	99.98	99.62	99.42	99.35	100.45	99.58	100.81	99.78
Si	1.97	2.01	1.98	1.97	2.02	1.77	2.02	1.99	2.00	2.03
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0.06	—	0.03	0.05	—	0.47	—	0.03	0.01	—
Fe <sup>2+</sup>	—	0.11	—	0.02	0.02	—	0.06	0.01	0.10	0.12
Mn	0.02	0.02	—	—	—	0.02	0.01	0.01	0.02	—
Mg	0.99	0.84	1.00	0.93	0.98	0.97	0.93	0.97	0.89	0.87
Ca	0.96	1.01	0.99	1.02	0.98	1.13	0.99	0.99	0.99	0.97
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X <sub>Mg</sub>	0.98	0.86	1.00	0.97	0.98	0.98	0.93	0.97	0.88	0.88

изоморфного ряда с магнезиальностью от 88 до 100% (табл. 4).

Амфибол встречается в виде удлиненно-призматических зерен (0.3–1.2 мм) в сростаниях с карбонатами и диопсидом и в больших количествах, чем в доломитах. По составу амфиболы низкоглиноземистые, за исключением образца 3764/233, где содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3.4 мас. % (табл. 2). По классификации Б. Лика (Leak et al., 1997) амфиболы по составу отвечают тремолиту: (Ca + Na)B ≥ 1.34, NaB < 0.67, (Na + K)A < 0.50, Si > 7.50, 0.5 < Mg/(Mg + Fe) ≤ 1.0 (рис. 3).

Биотит в известково-силикатных породах буровато-коричневый, резко отличается по составу от биотита из доломитов более высокой железистостью (X<sub>Mg</sub> = 0.54–0.81) и титанистостью (TiO<sub>2</sub> = 1.6–3.1 мас. %) (табл. 3).

Полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином. Плагиоклаз присутствует в виде небольших призматических зерен, иногда с поли-

синтетическими двойниками размером 0.2–0.5 мм в поперечнике. Состав плагиоклазов сильно варьирует от почти чистого альбита (X<sub>An</sub> = 0.03) до андезина (X<sub>An</sub> = 0.42) (табл. 5). Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином с очень незначительной примесью альбитового компонента.

Таким образом, основные минералогические отличия известково-силикатных пород от доломитовых мраморов состоят в появлении полевых шпатов, диопсида и значительно большего количества тремолита. Кальцит резко преобладает над доломитом. Биотит в них более железистый и титанистый. Эти различия определяются влиянием метаморфизма на минеральные парагенезисы в результате реакций декарбонатизации доломита с кварцем с образованием тремолита и кальцита: 8Qtz + 5Dol + H<sub>2</sub>O → 3Cal + Tr + 7CO<sub>2</sub> и, в конечном итоге, диопсида: Tr + 2Qtz + 3Cal → Di + 3CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O.

**Таблица 5.** Составы полевых шпатов из известково-силикатных пород игнатеевской свиты

Номер образца	3764/233					3785/323.8				3785/391	3785/460
	Kfs-2	Pl-3	Kfs-5	Pl-7	Pl-8	Pl-1	Pl-2	Kfs-7	Pl-11	Pl-1	Kfs-1
SiO <sub>2</sub>	64.19	56.79	65.06	64.18	61.23	61.11	59.77	64.70	62.46	58.31	63.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.30	26.91	18.57	22.26	24.63	23.75	24.70	18.94	23.90	26.71	18.61
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	—	8.77	—	0.60	4.30	5.01	6.64	—	5.19	7.45	—
Na <sub>2</sub> O	0.55	6.39	0.56	10.46	8.29	9.32	7.48	0.78	8.97	7.07	0.76
K <sub>2</sub> O	15.85	0.62	15.82	1.72	1.72	—	0.26	15.35	0.17	0.61	15.15
<b>Сумма</b>	<b>98.89</b>	<b>99.48</b>	<b>100.02</b>	<b>99.22</b>	<b>100.17</b>	<b>99.19</b>	<b>98.85</b>	<b>100.54</b>	<b>100.70</b>	<b>100.15</b>	<b>98.17</b>
Si	3.00	2.56	3.01	2.83	2.71	2.72	2.70	2.99	2.74	2.60	2.99
Al <sup>IV</sup>	1.01	1.43	1.01	1.16	1.28	1.24	1.31	1.03	1.24	1.40	1.03
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Σ</b>	<b>4.01</b>	<b>3.99</b>	<b>4.02</b>	<b>3.99</b>	<b>3.99</b>	<b>3.96</b>	<b>4.01</b>	<b>4.02</b>	<b>3.98</b>	<b>4.00</b>	<b>4.02</b>
Ca	—	0.42	—	0.03	0.20	0.24	0.32	—	0.24	0.36	—
Na	0.05	0.56	0.05	0.89	0.71	0.80	0.65	0.07	0.76	0.61	0.07
K	0.94	0.04	0.93	0.10	0.10	—	0.01	0.91	0.01	0.03	0.91
<b>Σ</b>	<b>0.99</b>	<b>1.02</b>	<b>0.98</b>	<b>1.02</b>	<b>1.01</b>	<b>1.04</b>	<b>0.98</b>	<b>0.98</b>	<b>1.01</b>	<b>1.00</b>	<b>0.98</b>
Ort	0.95	0.04	0.95	0.09	0.10	—	0.02	0.93	0.01	0.03	0.93
Ab	0.05	0.55	0.05	0.88	0.70	0.77	0.66	0.07	0.75	0.61	0.07
An	—	0.42	—	0.03	0.20	0.23	0.32	—	0.24	0.36	—

## ГЕОХИМИЯ

### Доломитовые мраморы

Доломитовые мраморы имеют более выдержанный состав по сравнению с известково-силикатными породами и не обнаруживают явно выраженного окремнения (SiO<sub>2</sub> не более 4 мас. %, в среднем 2 мас. %). Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не превышают 1 мас. % (табл. 6) и не коррелируют с SiO<sub>2</sub>. Также установлены довольно постоянные концентрации CaO (29–31 мас. %), MgO (21–22 мас. %, за исключением одного анализа 17.8 мас. %) и FeO (2–3 мас. %, за исключением одного анализа). Доломитовые мраморы характеризуются низкими содержаниями других петрогенных оксидов, таких как Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (табл. 6).

Доломиты имеют очень низкие концентрации редких элементов (табл. 6): Rb (<2 мкг/г), Cs (<0.2 мкг/г), Sc (<0.6 мкг/г), Zr (<7 мкг/г), Nb (<0.5 мкг/г), Th (<0.5 мкг/г). Также отмечаются низкие содержания Sr (23–67 мкг/г, среднее 32 мкг/г) и Ba (<7.4 мкг/г).

Доломиты характеризуются невысокими концентрациями редкоземельных элементов (ΣREE = 3.3–7.9 мкг/г, среднее 4.5 мкг/г), ΣLREE = 0.8–5.0 мкг/г, ΣHREE = 0.1–0.5 мкг/г и их плоским распределением с незначительным обогащением LREE (Pr<sub>SN</sub>/Yb<sub>SN</sub> = 1.2–2.7, в среднем 1.7) (рис. 4).

В них отсутствуют выраженные аномалии Ce (Ce/Ce\* = 0.8–0.9) и наблюдаются положительные аномалии Eu (Eu/Eu\* = 0.95–1.65, среднее 1.3) и La (La/La\* = 1.1–2.1, среднее 1.6). В доломитах отношение Y/Ho (в среднем 38) выше, чем хондритовое (32) и PAAS (27) (Condie, 1993).

Значения δ<sup>13</sup>C в доломитах игнатеевской свиты варьируют от +0.3 до +0.9‰ PDB, а значения δ<sup>18</sup>O от –13 до –9.2‰ PDB (табл. 7). Отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в доломитах игнатеевской свиты заключено в пределах 0.71014–0.71951 (табл. 7).

### Известково-силикатные породы

Известково-силикатные породы отличаются различной степенью окремнения и, как следствие, широкими вариациями составов: 13–63 мас. % SiO<sub>2</sub>, до 6 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 11–18 мас. % MgO, 16–33 мас. % CaO (табл. 6). Они имеют низкие содержания остальных петрогенных оксидов, таких как K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, MnO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3tot</sub>. Корреляция между концентрациями SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отсутствует. Очевидно, что известково-силикатные породы с повышенными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (>3 мас. %) обогащены детритовым материалом.

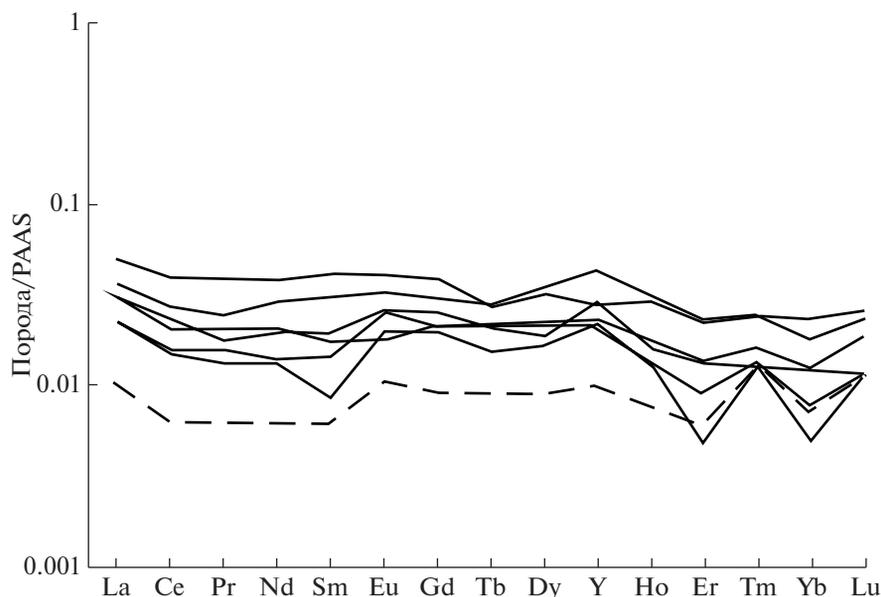
Известково-силикатные породы с невысоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (без обогащения детритовым материалом) имеют еще более низкие concentra-

Таблица 6. Содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (мкг/г) в карбонатных породах и гнаусевской свиты

Породы	Доломиты						Известково-силикатные породы							
	3785/ 387	3785/ 364	3759/ 504.5	3759/ 511	3759/ 513	3767/ 403.4	3785/ 386	3759/ 493	3759/ 505.6	3759/ 510	3759/ 507.5	3764/ 241.5	3764/ 240.4	3567/ 375.7
SiO <sub>2</sub>	0.86	2.55	2.84	3.95	1.15	2.72	2.10	—	39.54	63.24	57.54	24.02	12.68	16.38
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	—	—	0.01	0.02	0.06	0.01	—	—	—	0.49	0.17	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.33	0.57	0.09	0.10	0.44	1.03	0.23	0.25	0.11	0.07	0.07	5.65	3.30	4.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	2.27	2.09	2.25	2.64	2.12	0.48	2.23	2.59	2.14	1.66	2.91	4.66	3.27	1.42
MgO	21.02	21.54	21.56	20.91	21.67	22.28	21.98	17.82	15.44	11.33	13.91	15.33	14.55	18.32
MnO	0.411	0.395	0.471	0.463	0.518	0.337	0.46	0.531	0.444	0.28	0.467	0.34	0.389	0.293
CaO	29.54	29.68	31.04	30.79	30.35	29.05	29.04	31.06	28.14	16.51	23.18	27.66	32.70	23.59
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0.05	—	0.06	—	—	—	0.05	—	—
K <sub>2</sub> O	0.02	0.05	0.01	—	—	0.33	0.05	0.03	—	0.01	—	3.44	1.65	2.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	0.12	0.05	0.02
Ппп	44.82	43.02	41.7	41.09	43.59	43.65	43.85	47.64	14.15	6.83	1.85	18.06	31.01	33.32
Сумма	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90	99.90
MgO/CaO	0.71	0.73	0.69	0.68	0.71	0.77	0.76	0.57	0.55	0.69	0.60	0.55	0.44	0.78
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0.05	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	0.34	0.34	<0.2	<0.2	0.37	0.43	<0.2	0.59	—	0.33	—	—	—	—
V	3	3	<2.5	<2.5	2.55	4.51	<2.5	3.51	—	8.97	—	—	—	—
Cr	5.24	5.24	1.16	1.03	3.81	5.81	2.44	18.63	—	10	—	—	—	—
Co	1.49	1.49	<0.5	0.53	0.7	0.89	0.67	1.60	—	<0.5	—	—	—	—
Ni	6.91	6.91	2.01	2.65	5.83	3.36	7.68	16.18	—	6.28	—	—	—	—
Cu	54.2	54.2	23.1	23.8	20.7	27.3	29.5	2.84	—	23	—	—	—	—
Zn	33.1	33.1	18.2	22	19.4	58	24.9	86.50	—	19.1	—	—	—	—
Ga	0.72	0.72	0.17	0.25	0.51	1.08	0.35	0.51	—	0.29	—	—	—	—
Rb	<2	<2	<2	<2	<2	7.6	<2	1.49	—	<2	—	—	—	—
Sr	25.6	25.6	32.8	33	22.9	24.1	66.9	54.64	—	12.7	—	—	—	—
Y	1.18	1.18	0.58	0.59	0.63	0.74	0.78	0.74	—	0.27	—	—	—	—
Zr	3.05	3.05	1.38	0.99	3.28	7.16	1.31	2.50	—	8.43	—	—	—	—
Nb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.20	—	<0.5	—	—	—	—
Mo	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	0.7	<0.6	<0.6	0.13	—	<0.6	—	—	—	—
Sn	0.71	0.71	0.69	0.83	0.6	0.72	0.59	0.21	—	1.09	—	—	—	—
Cs	0.3	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	0.21	<0.1	0.08	—	<0.1	—	—	—	—
Ba	7.38	7.38	<3	<3	<3	18.1	6.42	5.38	—	<3	—	—	—	—
La	1.39	1.39	0.86	0.87	1.16	1.89	1.13	1.08	—	0.38	—	—	—	—

Таблица 6. Окончание

Породы	Доломиты										Известково-силикатные породы					
	3785/ 387	3785/ 364	3759/ 504.5	3759/ 511	3759/ 513	3767/ 403.4	3785/ 386	3759/ 493	3759/ 505.6	3759/ 510	3764/ 241.5	3764/ 240.4	3567/ 375.7			
Ce		2.21	1.27	1.22	1.65	3.18	1.74	1.79								
Pr		0.22	0.14	0.12	0.18	0.35	0.16	0.20								
Nd		0.93	0.44	0.42	0.66	1.23	0.63	0.76								
Sm		0.17	0.081	0.048	0.098	0.23	0.11	0.10								
Eu		0.036	0.028	0.022	0.02	0.045	0.029	0.03								
Eu		0.035	0.03	0.024	0.023	0.05	0.024									
Gd		0.14	0.1	0.093	0.1	0.18	0.12	0.12								
Tb		0.022	0.016	0.012	0.016	0.021	0.016	0.01								
Dy		0.15	0.09	0.073	0.097	0.14	0.082	0.17								
Ho		0.03	0.013	0.013	0.017	0.029	0.016	0.02								
Er		0.067	0.026	0.014	0.039	0.064	0.038	0.06								
Tm		0.0096	0.0054	0.005	0.0064	0.0097	0.005	0.01								
Yb		0.05	0.022	0.014	0.035	0.065	0.034	0.05								
Lu		0.01	0.005	0.005	0.008	0.011	0.005									
Hf		0.099	0.045	<0.01	0.072	0.2	0.051	0.06								
Ta		<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.02								
W		<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.11								
Pb		<1.0	<1.0	1.24	<1.0	1.4	2.27	1.50								
Th		0.33	<0.1	<0.1	0.3	0.54	0.17	0.08								
U		0.12	<0.1	<0.1	0.19	<0.1	<0.1	0.05								
ΣREE		6.51	3.39	3.27	4.73	7.91	4.57	5.33								
LREE		3.566	1.959	1.83	2.608	5.035	2.669	2.88								
HREE		0.4486	0.2594	0.206	0.3014	0.4907	0.29	0.42								
Eu/Eu*		1.11	1.44	1.66	0.95	1.20	1.30	1.33								
Y/Ho		39.3	44.6	45.4	37.1	25.5	48.8	37.0								
Ce/Ce*		0.842	0.873	0.847	0.806	0.902	0.880	0.856								
(Gd/Yb) <sub>n</sub>		1.67	2.71	3.96	1.70	1.65	2.10	1.41								
(La/Yb) <sub>n</sub>		2.1	2.9	4.6	2.4	2.1	2.45	1.59								
Sr/Y		21.7	56.6	55.9	36.3	32.6	85.8	73.5								
La/Yb		27.8	39.1	62.1	33.1	29.1	33.2	21.5								
Pr <sub>N</sub> /Yb <sub>SN</sub>		1.38	2.00	2.70	1.62	1.69	1.48	1.24								



**Рис. 4.** Нормализованное к постархейскому австралийскому сланцу PAAS (Condie, 1993) распределение REE + Y в доломитах и известково-силикатных породах (показано прерывистой линией) игнатеевской свиты. Псевдолантаноидный иттрий (Y) вставлен между Ho и Dy в соответствии с его идентичным зарядом и аналогичным радиусом (Модель REE + Y; Bau, Dulski, 1996).

ции литофильных элементов по сравнению с доломитами (табл. 6): Rb (<2 мкг/г), Cs (<0.1 мкг/г), Sc (0.3 мкг/г), Zr (8 мкг/г), Nb (<0.5 мкг/г), Th (<0.1 мкг/г). Также отмечаются очень низкие содержания Sr (13 мкг/г) и Ba (<3 мкг/г) (табл. 6).

Породы характеризуются низкими концентрациями редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{REE} = 1.8$  мкг/г,  $\Sigma\text{LREE} = 0.8$  мкг/г,  $\Sigma\text{HREE} = 0.12$  мкг/г) и их плоским распределением с незначительным обогащением HREE ( $\text{Pr}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.9$ ) (рис. 4). В них отсутствует аномалия Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.8$ ) и отмечается положительная аномалия Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.4$ ). Отношение Y/Ho (в среднем 32.7) близко к хондритовому.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в известково-силикатных породах очень низкие и достигают 5.3 и  $-15.6\%$  PDB соответственно (табл. 7).

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИГНАТЕЕВСКОЙ СВИТЫ

Геохимические характеристики карбонатных отложений служат важными критериями реконструкции обстановок осадконакопления. Распределения многих элементов в карбонатных породах контролируются расстоянием от континента, глубиной и тектонической обстановкой бассейнов осадконакопления. При оценке степени измене-

**Таблица 7.** Изотопно-геохимический состав доломитов и известково-силикатных пород игнатеевской свиты

Номер образца	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ , ‰ PDB	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Доломиты, игнатеевская свита, Курский блок						
3759/513	5200	21200	21	0.9	-10.1	0.71014
3785/386	4600	22300	56	0.5	-11.3	0.71244
3785/387	4110	22700	38	0.6	-11.3	—
3767/504.5	4700	22500	30	0.3	-11.4	0.71236
3759/511	4600	26400	30	0.3	-11.6	0.71306
3767/403.4	3400	4800	21	0.8	-13.0	0.71951
Известково-силикатные породы, игнатеевская свита, Курский блок						
3759/510	2800	16600	15	-5.3	-15.6	—

ния карбонатных пород постдиагенетическими и метаморфическими процессами и их использования для целей изотопной хемотратиграфии применяются геохимические критерии – величины отношений  $Mg/Ca$ ,  $Fe/Sr$  и  $Mn/Sr$  (Veizer et al., 1990, 1992; Кузнецов и др., 2003, 2018; Melezhik et al., 2006, 2014, 2015; Горохов и др., 2016). Это обусловлено тем, что в результате перекристаллизации карбонатные породы обычно обогащаются Mn и Fe и обедняются Sr. Наблюдаемые в доломитовых мраморах игнатеевской свиты содержания Mn (3400–5200 мкг/г) и Fe (4800–26400 мкг/г) очень высоки, при низкой концентрации Sr (21–56 мкг/г). Докембрийские доломиты с такими параметрами предполагают эпигенетическую перекристаллизацию с нарушением исходной Rb–Sr изотопной системы, поэтому широкие вариации отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в доломитовых мраморах игнатеевской свиты (0.71014–0.71951) не отражают Sr-изотопную характеристику палеоокеана.

Породы игнатеевской свиты были метаморфизованы около 2.07 млрд лет назад (Savko et al., 2018). Это событие значительно изменило первичные изотопно-геохимические характеристики пород. Однако некоторые геохимические признаки все же позволяют нам понять условия образования карбонатных отложений свиты. Так, полезным инструментом является анализ распределения РЗЭ, которое остается неизменным при диагенезе и перекристаллизации карбонатов (Banner, 1995; Zhong, Mucci, 1995; Kamber, Webb, 2001; Van Kranendonk et al., 2003; Bau, Alexander, 2006; Allwood et al., 2010; Tang et al., 2016; Franchi, 2018).

*Доломитизация* первичных карбонатных осадков игнатеевской свиты произошла на стадии раннего диагенеза, как и многих архейских и палеопротерозойских осадочных известняков на кратонах Каапвааль (Beukes, 1987), Пилбара (Veizer et al., 1990) и Фенноскандии (Kuznetsov et al., 2010). Даже при существовавшем различии химического состава океана в архее и палеопротерозое (Knauth, 1979; Hesse, 1989), в докембрийских палеоокеанах преобладали известковые осадки с высоким (более 500–1500 мкг/г) содержанием Sr (Veizer et al., 1990; Горохов и др., 1998; Frauenstein et al., 2009; Кузнецов и др., 2018, 2019). Древние доломиты могли осаждаться в мелководных лагунах из очень соленых вод, при этом содержание Sr в них могло достигать 250–550 мкг/г (Tucker, Wright, 1990; Warren, 2000; Kuznetsov et al., 2010). Доломиты игнатеевской свиты характеризуются содержаниями Sr в среднем 32 мкг/г, что могло быть обусловлено или очень низким содержанием Sr в морской воде или потерей Sr при диагенезе/метаморфизме. Мы полагаем, что обеднение Sr произошло в результате доломитизации карбонатных осадков при диагенезе, что описано многими авторами (Beukes, 1987; Bau, Alexander, 2006;

Frauenstein et al., 2009; Kuznetsov et al., 2010). Такие условия характерны для внутренних областей платформ, где затрудненная циркуляция воды и ограниченный приток свежих морских вод способствовали образованию обогащенных Mg раскислов и полной доломитизации карбонатных отложений игнатеевской свиты.

*Окремнение*, свойственное доломитовым осадкам игнатеевской свиты, является обычным для раннедокембрийских карбонатных отложений, так как морские воды в конце неоархея были пересыщены кремнеземом и недосыщены карбонат-ионом (Knauth, 1979; Hesse, 1989). Окремнение в раннем диагенезе связано с взаимодействием морских и метеорных вод в прибрежных осадках, особенно в условиях повышенной пористости, увеличения солености, уменьшения pH и увеличения  $fCO_2$  (Knauth, 1979; Maliva, Siever, 1989). Замещение карбонатов кремнеземом могло быть обусловлено также микробиологической деятельностью в результате ее влияния на растворимость карбонатов при уменьшении pH и осаждении кремнезема (Hesse, 1989). Такие условия существовали на карбонатной платформе кратона Каапвааль при окремнении доломитов Малмани 2.6–2.5 млрд лет назад (Eroglu et al., 2017). Вероятно, такие же благоприятные условия сформировались в игнатеевском доломитовом палеобассейне при образовании известково-силикатных пород. Эти условия существовали до накопления терригенных отложений стойленской свиты и железистых кварцитов коробковской свиты (рис. 1в, 2).

Распределение РЗЭ в доломитах игнатеевской свиты обнаруживает значительное сходство с таковым в карбонатных породах, типичных для архейских океанов: отсутствие Ce-аномалии, присутствие положительной аномалии La и повышенное по сравнению с хондритовым отношение Y/Ho (Bau, Dulski, 1996; Kamber, Webb, 2001; Allwood et al., 2010).

Ce-аномалия используется для оценки относительного поведения Ce с учетом соседних LREE и определяется отношением  $Ce = Ce/Ce^*$ , где значение  $Ce^*$  получено линейной интерполяцией между нормализованными к PAAS значениями La и Nd (Zhang et al., 2017). Ce является единственным редкоземельным элементом, который может окисляться в естественных средах, поэтому он чувствителен к изменениям окислительно-восстановительного потенциала морской воды (Kamber, Webb, 2001). Отсутствие аномалий Ce рассматривается как свидетельство осаждения карбонатов из бескислородных вод архейских океанов (Kamber, Webb, 2001; van Kranendonk et al., 2003).

Eu-аномалия определяется соотношением  $Eu = Eu/Eu^*$ , где значение  $Eu^*$  получено линейной интерполяцией между нормализованными к

РААС значениями Sm и Tb (Zhang et al., 2017). Положительная Eu-аномалия, наблюдаемая в архейских морских осадках, является прямым признаком того, что океаны не содержали кислород и дренировались донными высокотемпературными гидротермальными растворами (в глубоководных впадинах), служившими источниками РЗЭ (Derry, Jacobsen, 1990; Bau, Dulski, 1999; Kamber, Webb, 2001). С другой стороны, на примере доломитов супергруппы Трансвааль положительные Eu-аномалии (в среднем 1.28) рассматриваются как признак эпигенетического изменения карбонатных пород, вызванного метасоматическими флюидами (Franchi, 2018).

Отношение Y/No используется как индикатор циркуляции гидротермальных растворов в бассейне седиментации и фракционирования РЗЭ (Nozaki et al., 1997; Bau, Dulski, 1999; Franchi et al., 2015, 2017). Изучение палеопротерозойских морских осадков показало, что интенсивный гидротермальный привнос характеризуется хондритовым отношением Y/No, тогда как в поверхностных водах и связанных с ними морских осадках суперхондритовое отношение Y/No такое же, как в современной морской воде (Bau, Dulski, 1999; Franchi et al., 2017 и ссылки в них). Таким образом, учитывая повышенное отношение Y/No (в среднем 38) в доломитах игнатеевской свиты, мы полагаем отсутствие интенсивного гидротермального привноса. Наблюдаемая положительная Eu-аномалия в игнатеевских доломитах связана с метаморфической перекристаллизацией в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Очень низкие концентрации  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , Zr, Sc и Th в доломитах игнатеевской свиты указывают на отсутствие значительного привноса силикокластического материала в палеобассейн седиментации. Показательно, что известково-силикатные породы (окремненные доломиты) при концентрациях  $SiO_2$  57–63 мас. % содержат всего 0.07 мас. %  $Al_2O_3$  и ничтожные количества литофильных элементов, что также предполагает редуцированный привнос силикокластического материала (табл. 6).

Неоархейские морские воды обычно характеризуются значениями  $\delta^{18}O$  около  $-8\text{‰}$  PDB (Veizer et al., 1990, 1992). Значения  $\delta^{18}O$  в доломитах игнатеевской свиты (от  $-13.0$  до  $-10.1\text{‰}$  PDB) несколько ниже указанной величины (табл. 7, рис. 5), что может указывать на взаимодействие с гидротермальными флюидами в раннем диагенезе при доломитизации и окремнении. Наблюдаемое понижение  $\delta^{18}O$  на  $2\text{‰}$  в доломитах игнатеевской свиты могло происходить при взаимодействии диагенетических доломитов с метеорными и глубинными водами.

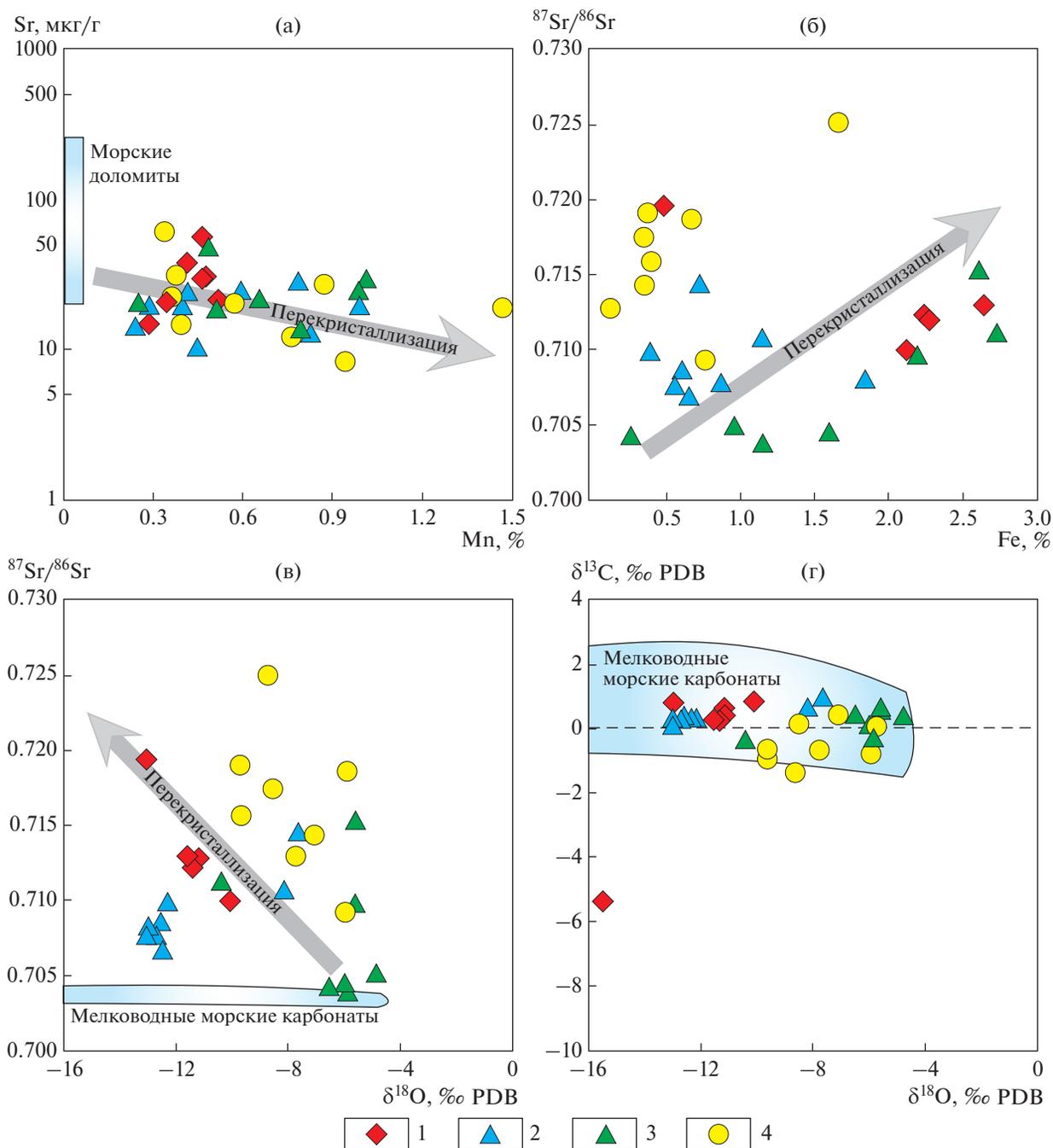
Значения  $\delta^{13}C$  в доломитах игнатеевской свиты заключены в узких пределах от 0.3 до 0.9‰ PDB (табл. 7, рис. 5) и лежат в поле типичных морских карбонатов неархея и раннего палеопротерозоя (Veizer et al., 1990, 1992; Bekker, 2001; Frauenstein et al., 2009; Kuznetsov et al., 2010).

Таким образом, в конце архея в Восточной Сарматии на консолидированном 2.8 млрд лет назад кратоне (Savko et al., 2018) заложен осадочный бассейн, в котором началось формирование терригенных и хемогенных осадков. Накопление грубообломочных отложений игнатеевской свиты в Михайловской синформе и резкая смена их через гравелиты и песчаники карбонатными породами свидетельствуют о быстрой трансгрессии, начавшейся в западной части Восточной Сарматии (Савко и др., 2017). Доломиты игнатеевской свиты формировались в условиях мелководного шельфа с затрудненным водообменом и дефицитом кислорода, без существенного терригенного привноса.

#### КОРРЕЛЯЦИЯ ДОЛОМИТОВ ИГНАТЕЕВСКОЙ СВИТЫ И КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАТОНОВ КААПВААЛЬ И ПИЛБАРА

Геологическая история кратонов Каапвааль, Пилбара и Восточной Сарматии на границе архея и палеопротерозоя имеет много общего, на основании чего было высказано предположение, что Восточная Сарматия в период 2.8–2.2 млрд лет назад была частью суперкратона Ваалбара (Савко и др., 2017). Для подтверждения (или опровержения) этой гипотезы была предпринята попытка корреляции карбонатных отложений трех кратонов по положению в разрезах, геохимическим характеристикам и условиям образования.

Наиболее известная карбонатная серия Кэмпбеллрэнд-Малмани расположена в пределах кратона Каапвааль в нижней части разреза супергруппы Трансвааль, ее накопление происходило ~2.58–2.52 млн лет назад (Sumner, Beukes, 2006). Платформа Кэмпбеллрэнд-Малмани сложена доломитовыми строматолитами с различной степенью окремнения, образованными в мелководно-морских условиях. Доломиты серии Кэмпбеллрэнд подстилаются песчано-карбонатными отложениями подгруппы Шмидтсдриф (Schröder et al., 2006), которые несогласно перекрывают метабазиты супергруппы Вентерсдорп (рис. 6). Доломиты серии Малмани залегают на кварцитах формации Блэк Риф, которые, в свою очередь, несогласно залегают на метабазитах Вентерсдорп (рис. 6). Карбонатная платформа Кэмпбеллрэнд-Малмани несогласно перекрыта кремнистыми сланцами Клейн Нот и мощной толщей железистых кварцитов формаций Куруман и Пенж с возрастом  $2460 \pm 5$  млн лет (Schröder et al., 2006). Появление



**Рис. 5.** Сравнение изотопно-геохимического состава доломитов и игнаево-терозойских морских доломитов (Veizer et al., 1990; 1992; Кузнецов и др., 2003, 2018; Kuznetsov et al., 2010).

Поле (голубое в цветной электронной версии) на диаграммах ограничивает область наименее измененных морских доломитов. Стрелками показано направление эпигенетической перекристаллизации. 1 – доломиты, игнаево-терозойская свита, Курский блок (настоящая работа); 2 – формация Уиттенум, кратон Пилбара, Австралия; 3 – формация Каравайн, кратон Пилбара, Австралия; 4 – серия Малмани, кратон Трансвааль, Южная Африка.

сланцев и железистых кварцитов отражает углубление бассейна в раннем палеопротерозое.

В бассейне Хамерсли на кратоне Пилбара также присутствует карбонатная платформа Уиттенум-Каравайн с возрастом 2.6–2.5 млрд лет (Jahn,

Simonson, 1995; Nelson et al., 1999). Основное литологическое различие между доломитами Уиттенум и Каравайн заключается в том, что последние содержат строматолиты, тогда как в доломитах Уиттенум они не обнаружены (Simonson et al., 1993). Верхняя терригенная пачка формации Уитте-

нум объединена в толщу Би Джордж, выше которой залегают углеродистые сланцы формации Маунт Макрэй (рис. 5). Доломиты Уиттенум непосредственно перекрывают метабазиты группы Фортескью (2765–2687 млн лет; Arndt et al., 1991). Доломиты Каравайн подстилаются железистой формацией Марра Мамба с возрастом  $2597 \pm 5$  млн лет (Simonson et al., 1993), залегающей на метабазитах группы Фортескью.

Существующие корреляции кратонов Каапвааль и Пилбара начинаются с 2.77 млрд лет на основании палеомагнитных данных и сходства вулканогенных разрезов групп Фортескью и Вентерсдорп (de Kock et al., 2009). Корреляция разрезов, литостратиграфические и палеогеографические реконструкции предполагают, что отложения нижней части супергруппы Трансвааль (включающей доломиты Кэмпбеллрэнд-Малмани, ЖКФ Куруман и Пенж) и супергруппы Хамерсли (в объеме карбонатной платформы Уиттенум-Каравайн и ЖКФ Брокман) сформировались в едином огромном, частично закрытом океаническом бассейне вдоль окраины древнего суперкратона Ваалбара (Beukes, Gutzmer, 2008).

Нижний возрастной рубеж архейского осадочного разреза Восточной Сарматии определяется возрастом риолитов лебединской свиты в Тим-Ястребовской структуре –  $2610 \pm 10$  млн лет (Savko et al., 2019). В Михайловской структуре породы игнатеевской свиты перекрывают несколько комплексов: метабазиты михайловской серии с возрастом 2.8–2.6 млрд лет, тоналит-грондьемитовые гнейсы салтыковского комплекса (около 3 млрд лет) и гнейс-мигматиты обоянского комплекса (>3.2 млрд лет) (рис. 1в, 2). Неоархейский осадочный разрез начинается полимиктовыми конгломератами, сменяющимися метагравелитами и метапесчаниками, на которых согласно залегают доломиты игнатеевской свиты (рис. 1в, 2). Последние согласно перекрываются терригенными породами стойленской свиты (кварцитовидные метапесчаники, сланцы, иногда углеродистые) (рис. 6). Выше согласно залегают мощная толща ЖКФ коробковской серии, строение которой даже в мелких деталях совпадает с ЖКФ Куруман (кратон Каапвааль) и Брокман (бассейн Хамерсли) (Савко и др., 2017).

Таким образом, наблюдается явное сходство осадочных разрезов кратонов Каапвааль, Пилбара и Восточной Сарматии в период 2.6–2.4 млрд лет. Осадочные толщи несогласно залегают на неоархейских метабазитах соответственно Вентерсдорп, Фортескью и михайловской серии (рис. 6). Осадочные разрезы на трех кратонах начинаются с терригенных отложений, которые перекрываются карбонатными породами (Кэмпбеллрэнд-Малмани, Уиттенум-Каравайн, игнатеевская свита). Ис-

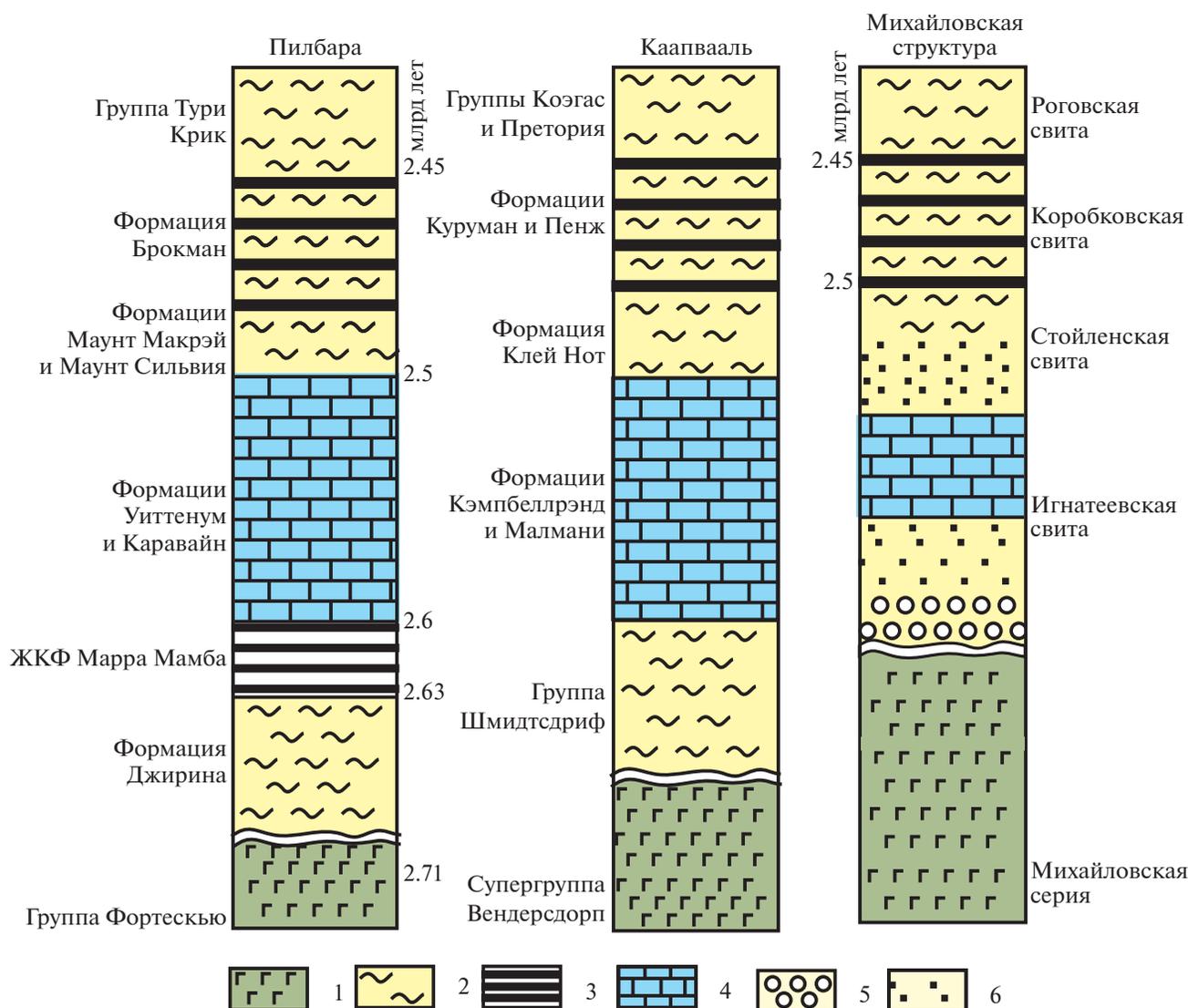
ключением является ЖКФ Марра-Мамба, разделяющая терригенные отложения формации Жирина и карбонаты Уиттенум на кратоне Пилбара. Далее вверх по разрезу карбонатные платформы всех кратонов перекрываются терригенными кремнистыми и углеродистыми породами (формации Клейн Хот, Би Джордж, Маунт Макрей и стойленская свита). И, наконец, на всех кратонах разрез завершается мощными толщами хомогенных железистых кварцитов (формации Куруман, Пенж, Брокман и коробковская свита).

Несмотря на тектоническую близость континентальных блоков Сарматии и Фенноскандии в современной структуре фундамента Восточно-Европейской платформы, раннедокембрийские терригенно-карбонатные последовательности Курского блока и Украинского щита отличаются от близкой по возрасту терригенно-вулканогенно-карбонатной последовательности Балтийского щита. В разрезах Фенноскандии отсутствуют железистые кварциты (Савко и др., 2017), а возраст карбонатных осадков моложе, чем карбонатных отложений Сарматии (Овчинникова и др., 2007; Kuznetsov et al., 2010; Кузнецов и др., 2019).

Продолжая сравнение, следует отметить сходство эпигенетической и метаморфической истории пород Восточной Сарматии и кратонов Каапвааль и Пилбара. Супракrustальные толщи Восточной Сарматии подверглись метаморфизму и интенсивной складчатости 2.07 млрд лет назад. Карбонаты Кэмпбеллрэнд-Малмани также испытали термальное влияние при внедрении Бушвельдского магматического комплекса 2.06 млрд лет назад. Несмотря на это, структуры доломитов хорошо сохранились, что позволяет выделить литофации (приливно-отливные, шельфовые, лагунные и склоновые) и строматолитовые разности (Sumner, Beukes, 2006).

Карбонатные породы всех трех кратонов подверглись окремнению и доломитизации, содержат мало силикокластической примеси и характеризуются низкими концентрациями Sr (Beukes, 1987; Veizer et al., 1990, 1992; Eroglu et al., 2015, 2017). Среднее содержание этого элемента в доломитах Уиттенум составляет 18 мкг/г, в Каравайн – 24 мкг/г, в Малмани – 27 мкг/г, в игнатеевской свите – 31 мкг/г (рис. 5). Доломиты всех трех карбонатных платформ обогащены железом и марганцем.

В доломитах Кэмпбеллрэнд-Малмани, так же как и в карбонатах игнатеевской свиты, установлено распределение РЗЭ, характерное для неоархейских океанов: низкие общие концентрации, плоские профили на спайдер-диаграммах, положительные аномалии La, отсутствие Ce-аномалии и повышенные относительно хондритовой величины отношения Y/No (Bau, Dulski, 1996;



**Рис. 6.** Схема корреляции неархейских и раннепалеопротерозойских образований в бассейнах Ваалбары (Beukes, Gutzmer, 2008; Nelson, 1999) и Михайловской структуры Курского блока Сарматии (Савко, 2017, с дополнениями). 1 – метабазиты, 2 – сланцы, 3 – железистые кварциты, 4 – карбонатные породы, 5 – метаконгломераты, 6 – терригенные породы.

Kamber, Webb, 2014; Eroglu et al., 2017; Franchi, 2018). В ряде образцов могут отмечаться положительные Eu-аномалии.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в доломитах игнатеевской свиты и формации Уиттенум попадают в интервал 0.3–0.9‰ PDB (рис. 5). Величины  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах формаций Каравайн и Малмани имеют близкие значения, соответственно от –0.3 до 0.5‰ PDB и от –1.4 до 0.4‰ PDB. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах игнатеевской свиты (0.7101–0.7195) близко к таковому в доломитах Малмани (0.7093–0.7251), но выше, чем в известняках Кэмпбеллрэнд (0.7023–0.7050), доломитах Уиттенум (0.7067–0.7143) и Каравайн (0.7037–0.7151) (рис. 5). Минимальные значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в

доломитах Каравайн 0.7037 (Veizer et al., 1990) и известняках Кэмпбеллрэнд 0.7023–0.7038 (Kamber, Webb, 2001) характерны для архей-раннепалеопротерозойских океанов (Кузнецов и др., 2018). Эти значения указывают на преобладание мантийного стронция в океанах того времени и отсутствие зрелой континентальной коры.

Таким образом, учитывая сходство разрезов трех кратонов и близкие изотопно-геохимические характеристики карбонатных пород, можно полагать, что осадки отлагались в пределах единого обширного периодически мелеющего океанического бассейна. Большинство доломитов Кэмпбеллрэнд-Малмани имеют раннедиагенетическое происхождение и образовались в ре-

зультате доломитизации известняков (Beukes, 1987). Наименее измененные известняки сохранились на краю карбонатной платформы Кэмпбеллрэнд, где циркуляция океанической воды была максимальной (Kamber, Webb, 2001). Во внутренних областях, где отлагались осадки Малмани, циркуляция воды была хуже, а обмен с открытыми морскими водами менее эффективным. Это привело к накоплению обогащенных Mg рассолов и доломитизации карбонатных отложений платформы. Именно в этой внутренней области карбонатной платформы окремнение было наиболее обширным. Карбонатные породы Малмани были полностью доломитизированы и частично окремнены (содержание  $\text{SiO}_2$  в них достигает 86.7 мас. %; Eroglu et al., 2015). Таким образом, доломиты и известково-силикатные породы (интенсивно окремненные доломиты) игнатеевской свиты наиболее близки по геохимическим характеристикам к мелководно-морским доломитам платформы Кэмпбеллрэнд-Малмани. Вероятно, доломиты игнатеевской свиты и отчасти формации Кэмпбеллрэнд-Малмани формировались в наиболее изолированной части палеобассейна, что способствовало их полной доломитизации. Доломиты Уиттенум-Каравайн, по-видимому, тяготели к периферийной области бассейна с лучшей циркуляцией океанической воды, в результате чего происходила частичная доломитизация и сохранились исходные строматолитовые известняки, аналоги которых в Восточной Сарматии отсутствуют.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрез метаосадочных отложений Курского блока Восточной Сарматии начинается с терригенно-карбонатных отложений игнатеевской свиты и включает железисто-кремнистые формации, характерные для неорархея и палеопротерозоя. Игнатеевская свита несогласно залегает на архейских метабазах, тоналит-трондьемитовом и мигматит-гнейсовом комплексах. Нижняя часть свиты (мощность 110–680 м) сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками, а верхняя – доломитами мощностью до 160 м. Выше залегают терригенные породы стойленской свиты, а на них мощные (свыше 1 км) железисто-кремнистые отложения коробковской свиты.

Распределение РЗЭ в доломитах характерно для осадков неорархейских океанов: низкие общие концентрации РЗЭ, плоские профили на спайдер-диаграммах, положительные аномалии La, отсутствие Ce-аномалии и повышенные относительно хондритовой величины отношения Y/No. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  (от 0.3 до 0.9‰ PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от –10.1 до –13.0‰ PDB) попадают в узкий интервал значений, характерных для типичных морских карбонатов неорархея и раннего палеопроте-

розоя. Высокие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.71014–0.71951) указывают на перекристаллизацию доломитов и нарушение их Rb–Sr изотопной системы, скорее всего, в результате метаморфизма 2.07 млрд лет назад. Очень низкие концентрации  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Zr, Sc и Th в доломитах предполагают минимальный привнос терригенного материала в палеобассейн седиментации.

Образование доломитов игнатеевской свиты происходило в условиях мелководного шельфа пассивной континентальной окраины с ограниченной циркуляцией свежей морской воды, что способствовало образованию обогащенных Mg рассолов и раннедиагенетической доломитизации.

Сходство осадочных разрезов кратонов Каапвааль, Пилбара и Восточной Сарматии в период 2.6–2.4 млрд лет, близкие изотопно-геохимические характеристики доломитов карбонатных платформ, раннедиагенетическая доломитизация и окремнение предоставляют дополнительные аргументы в пользу их общей истории в составе единого суперкратона Ваалбара.

**Источники финансирования.** Изотопные работы выполнены при поддержке РФФ (проект № 18-17-00247).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Константинова Г.В., Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Ножкин А.Д., Азимов П.Я., Каурова О.К. Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакрбонатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемотратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 3–22.
- Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Фаллик Э. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатах с аномально высоким содержанием  $^{13}\text{C}$ , надсерия Каниаписко, Лабрадорский трог Канадского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 3–14.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Кузнецов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Константинова Г.В. Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской

- серии: Sr-изотопная хемотратиграфия и U–Pb геохронология // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 6. С. 71–74.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М.* Pb–Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита Юго-Восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.
- Савко К.А., Поскрякова М.В.* Рибекит-эгирин-селадонитовые железистые кварциты Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. 2003а. Т. 11. № 5. С. 471–490.
- Савко К.А., Поскрякова М.В.* Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород Новоялтинского железорудного месторождения КМА // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2003б. № 2. С. 113–130.
- Савко К.А., Базиков Н.С., Артеменко Г.В.* Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 3–21.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С.* Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Корши Е.Х., Базиков Н.С.* Архейская тоналит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита // Докл. АН. 2018. Т. 478. № 3. С. 335–341.
- Allwood A.C., Kamber B.S., Walter M.R., Burch I.W., Kanik I.* Trace elements record depositional history of an Early Archean stromatolitic carbonate platform // Chem. Geol. 2010. V. 270. P. 148–163.
- Arndt N.T., Nelson D.R., Compston W., Trendall A.F., Thorne A.M.* The age of the Fortescue group Hamersley basin Western Australia from ion microprobe zircon U–Pb results // Australian J. Earth Sci. 1991. V. 38. P. 261–281.
- Banner J.L.* Application of the trace-element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis // Sedimentology. 1995. V. 42. P. 805–824.
- Bau M., Alexander B.* Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of Mid-Paleoproterozoic limestone and the potential reestablishment of marine anoxia immediately after the “Great Oxidation Event” // South African J. Geol. 2006. V. 109. P. 81–86.
- Bau M., Dulski P.* Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa // Precambrian Res. 1996. V. 79. P. 37–55.
- Bekker A.* Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling // Am. J. Science. 2001. V. 301. P. 261–285.
- Beukes N.J.* Facies relations, depositional-environments and diagenesis in a major Early Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, Southern Africa // Sediment. Geol. 1987. V. 54. P. 1–46.
- Beukes N.J., Gutzmer J.* Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean–Paleoproterozoic boundary // Soc. Econ. Geol. Rev. 2008. V. 15. P. 5–47.
- Beukes N.J., Klein C., Kaufman A.J., Hayes J.M.* Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an Early Proterozoic transition from limestone to iron-formation deposition, Transvaal Supergroup, South Africa // Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 663–690.
- Cheney E.S.* Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession of Southern Africa and its equivalent in Western Australia // Precambrian Res. 1996. V. 79. P. 3–24.
- 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.
- de Kock M.O., Evans D.A.D., Kirschvink J.L., Beukes N.J., Rose E., Hilburn I.* Paleomagnetism of a Neoproterozoic–Paleoproterozoic carbonate ramp and carbonate platform succession (Transvaal Supergroup) from surface outcrop and drill core, Griqualand West region, South Africa // Precambrian Res. 2009. V. 169. P. 80–99.
- Derry L.A., Jacobsen S.B.* The chemical evolution of Precambrian seawater – evidence from Rees Banded Iron Formations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2965–2977.
- Eroglu S., Schoenberg R., Wille M., Beukes N., Taubald H.* Geochemical stratigraphy, sedimentology, and Mo isotope systematics of the ca. 2.58–2.50 Ga-old Transvaal Supergroup carbonate platform, South Africa // Precambrian Res. 2015. V. 266. P. 27–46.
- Eroglu S., van Zuilen M.A., Taubald H., Drost K., Will M., Swanner E.D., Beukes N.J., Schoenberg R.* Depth-dependent  $\delta^{13}\text{C}$  trends in platform and slope settings of the Campbellrand–Malmani carbonate platform and possible implications for Early Earth oxygenation // Precambrian Res. 2017. V. 302. P. 122–139.
- Franchi F., Hofmann A., Cavalazzi B., Wilson A., Barbieri R.* Differentiating marine vs hydrothermal processes in Devonian carbonate mounds using rare earth elements (Kess Kess mounds, Anti-Atlas, Morocco) // Chem. Geol. 2015. V. 409. P. 69–86.
- Franchi F.* Petrographic and geochemical characterization of the Lower Transvaal Supergroup stromatolitic dolostones (Kanye Basin, Botswana) // Precambrian Res. 2018. V. 310. P. 93–113.
- Franchi F., Rovere M., Gamberi F., Rashed H., Vaselli O., Tassi F.* Authigenic minerals from the Paola Ridge (southern Tyrrhenian Sea): evidences of episodic methane seepage // Mar. Petrol. Geol. 2017. V. 86. P. 228–247.
- Frauenstein F., Veizer J., Beukes N., Van Niekerk H.S., Coetzee L.L.* Transvaal Supergroup carbonates: implications for Paleoproterozoic  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  records // Precambrian Res. 2009. V. 175. P. 149–160.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3–21.

- Hesse R.* Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts // *Earth-Sci. Rev.* 1989. V. 26. P. 253–284.
- Jahn B., Simonson B.M.* Carbonate Pb–Pb ages of the Wittenoom Formation and Carawine Dolomite, Hamersley Basin, Western Australia (with implications for their correlation with the Transvaal Dolomite of South Africa) // *Precambrian Res.* 1995. V. 72. № 3–4. P. 247–261.
- Kamber B.S., Webb G.E.* The geochemistry of Late Archean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 2509–2525.
- Kamber B.S., Webb G.E.* The rare earth element signal in Archean microbial carbonate: information on ocean redox and biogenicity // *J. Geol. Soc. London.* 2014. V. 171. P. 745–763.
- Klein C., Beukes N.J.* Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 1733–1774.
- Knauth L.P.* A model for the origin of chert in limestone // *Geology.* 1979. V. 7. P. 274–277.
- Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Turchenko T.L.* Sr isotopic composition of Paleoproterozoic <sup>13</sup>C-rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2010. V. 182. № 4. P. 300–312.
- Leake B.E., Woolley A.R., and 20 members of the Subcommittee on Amphiboles.* Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Eur. J. Mineral.* 1997. V. 9. P. 623–651.
- Maliva R.G., Siever R.* Nodular Chert Formation in carbonate rocks // *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 421–433.
- McCrea J.M.* On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale // *J. Chem. Phys.* 1950. V. 18. P. 849–857.
- Melezhik V.A., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Smith R.A., Gorokhov I.M., Jamal D., Cataune F.* Depositional environments and an apparent age for the Geci meta-limestones: constraints on geological history of northern Mozambique // *Precambrian Res.* 2006. V. 148. № 1/2. P. 19–31.
- Melezhik V.A., Kuznetsov A.B., Pokrovsky B.G., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Lindahl I.* Chemostratigraphic insight into deposition of the Melkedalen Marble formation, Narvik Nappe Complex, North-Central Norwegian Caledonides // *Norwegian J. Geology.* 2014. V. 93. P. 35–50.
- Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T.* Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // *Precambrian Res.* 2015. V. 261. P. 272–299.
- Nelson D.R., Trendall A.F., Altermann W.* Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // *Precambrian Res.* 1999. V. 97. P. 165–189.
- 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.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S.* The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Res.* 2018. V. 311. P. 1–23.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V., Larionov A.N., Zaitseva M.V., Korish E.H., Bazikov N.S., Terentiev R.A.* 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations // *Precambrian Res.* 2019. V. 322. P. 170–192.
- Schröder S., Lacassie J.P., Beukes N.* Stratigraphic and geochemical framework of the Agouron drill cores, Transvaal Supergroup (Neoproterozoic–Paleoproterozoic, South Africa) // *South African J. Geol.* 2006. V. 109. P. 23–54.
- Simonson B.M., Shubel K.A., Hassler S.W.* Carbonate sedimentology of the early Precambrian Hamersley Group of Western Australia // *Precambrian Res.* 1993. V. 60. P. 287–335.
- Sumner D., Beukes N.* Sequence stratigraphic development of the Neoproterozoic Transvaal carbonate platform, Kaapvaal Craton, South Africa // *South African J. Geol.* 2006. V. 109. P. 11–22.
- Tang L., Santosh M., Tsunogae T., Maruoka T.* Paleoproterozoic meta-carbonates from the central segment of the Trans-North China Orogen: zircon U–Pb geochronology, geochemistry, and carbon and oxygen isotopes // *Precambrian Res.* 2016. V. 284. P. 14–29.
- Tucker M., Wright V.P.* Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 482 p.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S.* New geological and trace element evidence from 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton: support of a marine, biogenic origin and for a reducing Archaean ocean // *Geobiology.* 2003. V. 1. P. 91–108.
- Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W., von Brunn V., Mason T.R., Buck S.G., Hoefs J.* Geochemistry of Precambrian carbonates: III. Shelf seas and non-marine environments of the Archean // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 10. P. 2717–2729.
- Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W.* Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic (2.25 + 0.25) seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. № 3. P. 875–885.
- Warren J.* Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations // *Earth Sci. Rev.* 2000. V. 52. P. 1–81.
- Zhong S., Mucci A.* Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 443–453.
- Zhang K.-J., Li Q.-H., Yana L.-L., Zeng L., Lua L., Zhang Y.-X., Hui J., Jin X., Tang X.-C.* Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth Sci. Rev.* 2017. V. 167. P. 1–21.

Рецензенты И.М. Горохов,  
А.Б. Котов, А.В. Самсонов

## Carbonate Deposits of the Eastern Sarmatia (the Early Precambrian Ignateevo Formation, the Kursk Block): Sedimentation Conditions and Palecontinental Correlations

K. A. Savko<sup>a, #</sup>, A. B. Kuznetsov<sup>b</sup>, and M. Yu. Ovchinnikova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Voronezh State University, Voronezh, Russia*

<sup>b</sup>*The Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (IPGG RAS), St.-Petersburg, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: ksavko@geol.vsu.ru*

The Neoarchean–Early Palaeoproterozoic section of the Kursk Block of the Eastern Sarmatia contains a terrigenous-carbonate sequence of the Ignateevskaya suite, a terrigenous sequence of the Stoylenskaya suite and a banded iron formation of the Korobkovskaya suite. The Kursk Block sequences have obvious similarities with the coeval terrigenous-carbonaceous-iron formations of the Kaapvaal and Pilbara cratons. The Ignateevo Formation dolomites are correlated with the Campbellrand-Malmani and Wittenoom-Carawine carbonate platforms. Carbonate rocks of all three cratons are silicified and show no evidence of clastic contamination. They are characterized by low Sr concentrations and are enriched in Fe and Mn. The REE distribution in carbonate rocks is characteristic of Neoarchean marine sediments: flat profiles on spider-diagrams, positive La anomalies, the absence of the Ce anomaly, and the increased Y/Ho ratios relative to the chondrite value. The values of  $\delta^{13}\text{C}$  (0.3–0.9‰ PDB) and  $\delta^{18}\text{O}$  (–10.1 to –13.0‰ PDB) in the Ignateevo Formation dolomites are in the range for the Late Archean and Early Palaeoproterozoic marine carbonaceous sediments. The ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in the Ignateevo Formation dolomites (0.7101–0.7195) is higher than in Neoarchean marine carbonates, which implies either isolation of the paleobasin or disturbance of the Rb–Sr isotope systems during metamorphism. The Ignateevo Formation dolomites and calc-silicate rocks (intensively silicified dolomites) are closest in their isotope-geochemical characteristics to the shallow-water dolomites of the Campbellrand-Malmani platform. Probably, the Ignateevo Formation dolomites and partly the Campbellrand-Malmani formations were formed in the most isolated part of the paleobasin, which facilitated to their complete dolomitization and partial silification.

*Keywords:* Vaalbara, Kaapvaal, Pilbara, Sarmatia, carbonate rocks, dolomites, correlation of geological sections