

УДК 546:027(42)+551.7(8)

С-, О- и Sr-ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ВЕНДСКОЙ АНОМАЛИИ ШУРАМ-ВОНОКА И АССОЦИИРУЮЩИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ СИБИРЬ)

© 2021 г. Б. Г. Покровский^а, *, М. И. Буякайте^а, А. А. Колесникова^а,
О. Л. Петров^а, М. С. Хлебников^а

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 28.12.2020 г.

После доработки 10.02.2021 г.

Принята к публикации 26.04.2021 г.

Кристаллические известняки (мраморы) и карбонатные сланцы (метаморфизованные мергели) имняхской свиты мощностью 1500–1800 м на востоке Мамско-Бодайбинского синклиория (внутренняя зона Патомского нагорья) по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70810\text{--}0.70845$) полностью идентичны неметаморфизованным известнякам жуинской серии (внешняя зона) и торгинской свиты (прилегающая часть Сибирской платформы), сопоставляемым с глобальным эдиакарским С-изотопным событием Шурам-Вонока. Метаморфизм не сопровождался выносом стронция, содержания которого в мраморах имняхской свиты столь же высоки (до 6290 мкг/г) как в известняках жуинской серии наиболее глубоководных частей Патомского палеобассейна, и проявился лишь в обеднении пород тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 17.2 \pm 1\text{‰}$), что на 3–4‰ ниже, чем в неметаморфизованных известняках. Карбонаты доимняхских черных карбонатсодержащих сланцев и угольно-черных кристаллических известняков хомолхинской и угаханской свит характеризуются широкими вариациями значений $\delta^{13}\text{C}$ (–4.0...7‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (15.2...23.4‰), свидетельствующими о сильных постседиментационных изменениях. Тем не менее, положение в разрезе, аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ и минимальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70753$, установленное в образце с содержанием стронция 11700 мкг/г, не оставляют сомнений в их ранневендском (раннеэдиакарском) возрасте. Хотя изотопные системы карбонатов согдиондонской и витимской свит ($\delta^{13}\text{C}$: –14.2...–3.7‰, $\delta^{18}\text{O}$: 12.2...13.4‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.71120...0.71337), залегающих в основании неопротерозойского разреза на р. Жуя, подверглись еще более сильной модификации, нельзя исключить, что значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих свитах были отрицательными изначально. Кристаллические известняки и карбонатные сланцы метаморфизованных аналогов жуинской серии на западе синклиория в приустьевой части р. Мама по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -9.5 \pm 0.7\text{‰}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 17.3 \pm 1.8\text{‰}$) близки к имняхской свите. Обсуждаются актуальные проблемы корреляции, возраста, длительности и происхождения крупнейшей в геологической истории отрицательной С-изотопной аномалии.

Ключевые слова: геохимия изотопов С, О и Sr, хемотратиграфия, венд, эдиакарий, событие Шурам-Вонока, Центральная Сибирь.

DOI: 10.31857/S0024497X21050049

Осадочные толщи, относимые на существующих геологических картах и стратиграфических схемах Патомского нагорья к среднему и позднему рифею [Геологическая карта ..., 1957, 1969, 1983б; Докембрий ..., 1995; Стратиграфия ..., 2005], в Мамско-Бодайбинском синклиории сильно метаморфизованы (до амфиболитовой фации) и не прослеживаются картированием во внешнюю зону Патомского нагорья, где располагаются опорные разрезы позднего докембрия данного района, возраст которых подвергся в последнее

время кардинальному пересмотру и переводу из рифея в венд (эдиакарий) [Melezhik et al., 2005, 2009; Покровский и др., 2006а; Чумаков и др., 2007, 2013; Покровский, Буякайте, 2015]. Существуют различные схемы корреляции свит, выделенных во внешней и внутренней зонах Патомского нагорья, основанные на литологии и положении толщ в разрезе [Докембрий ..., 1995; Хоментовский, Постников, 2001; Станевич и др., 2007], однако они не во всем согласуются, нуждаются в проверке и геохронологическом обоснова-

нии. Опубликованные в последнее время результаты U–Pb датирования не вполне проясняют ситуацию: минимальный возраст детритовых цирконов из хомолхинской свиты, которая вмещает крупнейшее золоторудное месторождение Сухой Лог, составляет 600 млн лет [Meffre et al., 2008], тогда как, по данным авторов работы [Юдовская и др., 2011], монацит, отражающий возраст метаморфизма или катагенеза той же свиты, был сформирован 650.0 ± 8.1 млн лет, что свидетельствует о ее довендском возрасте.

Особый интерес вызывает имняхская свита, сопоставляемая с жуинской серией патомского комплекса, которая, как доказано многочисленными работами [Melezhik et al., 2009; Покровский и др., 2006а; Чумаков и др. 2007, 2013; Покровский, Буякайте, 2015] была сформирована во время т. н. события Шурам-Вонока (Ш-В) – крупнейшей в геологической истории отрицательной изотопно-углеродной аномалии, природа которой оживленно, хотя и не вполне продуктивно, обсуждается последние пятнадцать лет. Мощностной сложной кристаллическими известняками имняхской свиты в некоторых разрезах достигает 1800 м [Ленский ..., 1971], что как минимум в три раза больше мощностей формаций Шурам в Омане [Cozzi et al., 2004; Le Guerroue, 2006; Bowring et al., 2007] и Вонока в Австралии [Calver et al., 2000; McKirdy et al., 2001; Husson et al., 2015], которые дали название аномалии, и почти в двадцать раз больше, чем мощность коррелируемого с ними позднеэдиакарского отрицательного экскурса в детально изученной формации Доушаньто в Южном Китае [Zhou, Xiao, 2007; Zhu et al., 2007; Jiang et al., 2011; Xiao et al., 2012; Cui et al., 2015, 2017].

В предлагаемой статье приводятся данные по изотопному составу углерода, кислорода и стронция в мраморах имняхской свиты, обнажающихся в долине р. Кадали (левый приток р. Жуя), ченчинской свиты из разреза, расположенного в приустьевой части р. Мама (левый приток р. Витим), и в терригенно-карбонатных отложениях, располагающихся в Мамско-Бодайбинском синклинории стратиграфически ниже имняхской и ченчинской свит; обсуждается их возраст, корреляция с опорными разрезами Патомского комплекса и особенности модификации изотопных систем в условиях высокоградиентного метаморфизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

На территории Патомского нагорья, расположенного на северо-востоке Байкальской складчатой области, традиционно выделяют внешнюю зону, примыкающую к Сибирской платформе (Патомский прогиб), в которой позднедокем-

брийские отложения метаморфизованы относительно слабо (обычно ниже зеленосланцевой фации), и внутреннюю зону (Бодайбинский или Мамско-Бодайбинский синклинорий), где степень метаморфизма достигает амфиболитовой фации. Высказывалось мнение о существовании метаморфического несогласия между внутренней и внешней зонами [Кориковский, Федоровский, 1980], которое может свидетельствовать о существенно различном возрасте отложений, слагающих эти зоны. Более детальными исследованиями [Докембрий ..., 1995] было доказано, что резкого скачка в степени метаморфизма между зонами нет, но существует метаморфическая зональность очень сложной конфигурации. Тем не менее, корреляция осадочных и метаосадочных толщ внешней и внутренней зон сталкивается с серьезными проблемами, так как породы внутренней зоны интенсивно метаморфизованы, дислоцированы и разбиты разломами, а выделяемые здесь свиты не прослеживаются во внешнюю зону. Необходимо отметить также, что в пределах внутренней зоны, геология которой изучалась целым рядом исследовательских коллективов, отсутствует унифицированная стратиграфическая схема, и одни и те же свиты называются в различных работах по-разному. В приведенном кратком геологическом очерке мы используем в основном обобщающие работы [Ленский ..., 1971; Докембрий ..., 1995], а также материалы государственной 200-тысячной геологической съемки [Геологическая карта ..., 1957, 1960, 1964, 1969, 1983а, 1983б], не вдаваясь в обсуждение несущественных разногласий между этими источниками, касающихся, главным образом, названий свит. В табл. 1 приведена используемая схема стратиграфического расчленения позднедокембрийских отложений Мамско-Бодайбинского синклинория и их корреляция с отложениями Патомского прогиба. Чтобы подчеркнуть подлежащие устранению геохронологические разногласия, возраст отложений внешней зоны дается в соответствии с работой [Чумаков и др., 2013], а внутренней – по [Докембрий ..., 1995]. Следует отметить, что на некоторых геологических картах внутренней зоны используется смешанная номенклатура внешней и внутренней зон.

Опробование неопротерозойских карбонатных пород проводилось нами в двух разрезах (рис. 1), один из которых расположен на р. Жуя и ее левом притоке, р. Кадали, впадающем около п. Светлый, а второй – в нижнем течении р. Мама, левого притока р. Витим.

Реки Кадали и Жуя. В среднем течении р. Жуя, между поселками Светлый и Перевоз, отложения позднего докембрия смяты в складки СЗ простирания, которые пересекаются рекой под прямым углом. Наиболее крупным структурным элементом территории является Нечерский (Лонгдор-

Таблица 1. Схема сопоставления свит и принимаемый возраст отложений верхнего докембрия Патомского прогиба [Чумаков и др., 2013] и Мамско-Бодайбинского синклинория [Докембрий ..., 1995]

Патомский прогиб (внешняя зона)			Мамско-Бодайбинский синклинорий (внутренняя зона)		
Возраст	Серия	Свита	Свита	Серия	Возраст
€ ₁		Нохтуйская	Илигирская	Бодайбинская	€ ₁
V ₄ -€ ₁	Трехверстная	Тиновская	Доголдынская		V
		Жербинская	Вачская		
			Анангская		
			Аунакитская		
V ₂₋₃	Жуинская	Ченчинская	Имняхская	Ныгринская	R ₃
		Никольская			
V ₁	Дальнетайгинская	Валюхтинская	Хомолхинская		R ₂
		Баракунская	Угаханская		
		Джемкуканская (Большепатомская)	Бужуихтинская		
R ₃	Балаганахская	Мариинская	Бодайбоканская	Балаганахская	
			Конкудерская		
		Бугарихтинская	Согниондонская		
		Хайвергинская	Слюдянкинская		
		Хорлухтахская	Витимская		

Примечание. На некоторых геологических картах используется смешанная номенклатура внешней и внутренней зон.

ский) антиклинорий, по которому несколько условно (по причинам, указанным выше) проводится граница внутренней и внешней зон: к юго-западу от Нечерского антиклинория метаморфизм усиливается, к северо-востоку — ослабевает. В нижнем течении р. Жуя, начинаясь в 20–30 км выше п. Перевоз, находится стратотипический разрез внешней зоны, хемотратиграфия которого рассмотрена ранее [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009].

Витимская свита вскрывающаяся в основании опробованного нами разреза (рис. 2), представлена грубым переслаиванием гранат-биотитовых и двуслюдяных сланцев, кварцитов и кварцитовидных песчаников, амфиболит-биотитовых гнейсов. Карбонатсодержащие породы в ней крайне редки — нами были отобраны два образца из обнажения, расположенного вблизи устья р. Балаганах. Вышележащая *слюдянкинская свита* по составу сходна с витимской, но карбонатные породы в этой свите нами не наблюдались. *Согдиондонская свита* состоит из двух подвидов: нижней, характеризующейся равномерным переслаиванием гранат-двухслюдяно-кварцевых сланцев, кварцитов или кварцитовидных песчаников и угольно-черных сланцев, и верхней, сложенной разнообразными сланцами, часто карбонатсодержащими,

и, значительно реже, черными кристаллическими известняками. В согласно перекрывающей согдиондонскую *конкудерской свите* количество карбонатных пород резко возрастает. Они представлены, главным образом, черными и темно-серыми кристаллическими известняками, переслаивающимися с известково-силикатными породами, разнообразными сланцами и кварцитовидными песчаниками. Конкудерская свита с постепенным переходом сменяется перекрывающей ее существенно карбонатной *бодайбокканской свитой*, которая считается аналогом мариинской свиты, стратотип которой во внешней зоне располагается примерно в 20 км выше п. Перевоз. Вышележащая *бужуихтинская свита*, сложенная песчаниками и кварц-серицитовыми сланцами, сопоставляется с большепатомской свитой, представляющей ранневендский гляциогоризонт [Чумаков и др., 2007]. Перекрывается бужуихтинская свита терригенно-карбонатной *угаханской свитой* (500 м), примерно на 50% состоящей из темно-серых и угольно-черных известняков. Выше согласно залегает сходная с ней по набору пород, но более терригенная *хомолхинская свита* (~650 м), вмещающая крупнейшее в районе золоторудное месторождение Сухой Лог. Перекрывается хомолхинская свита без видимого несогласия *им-*

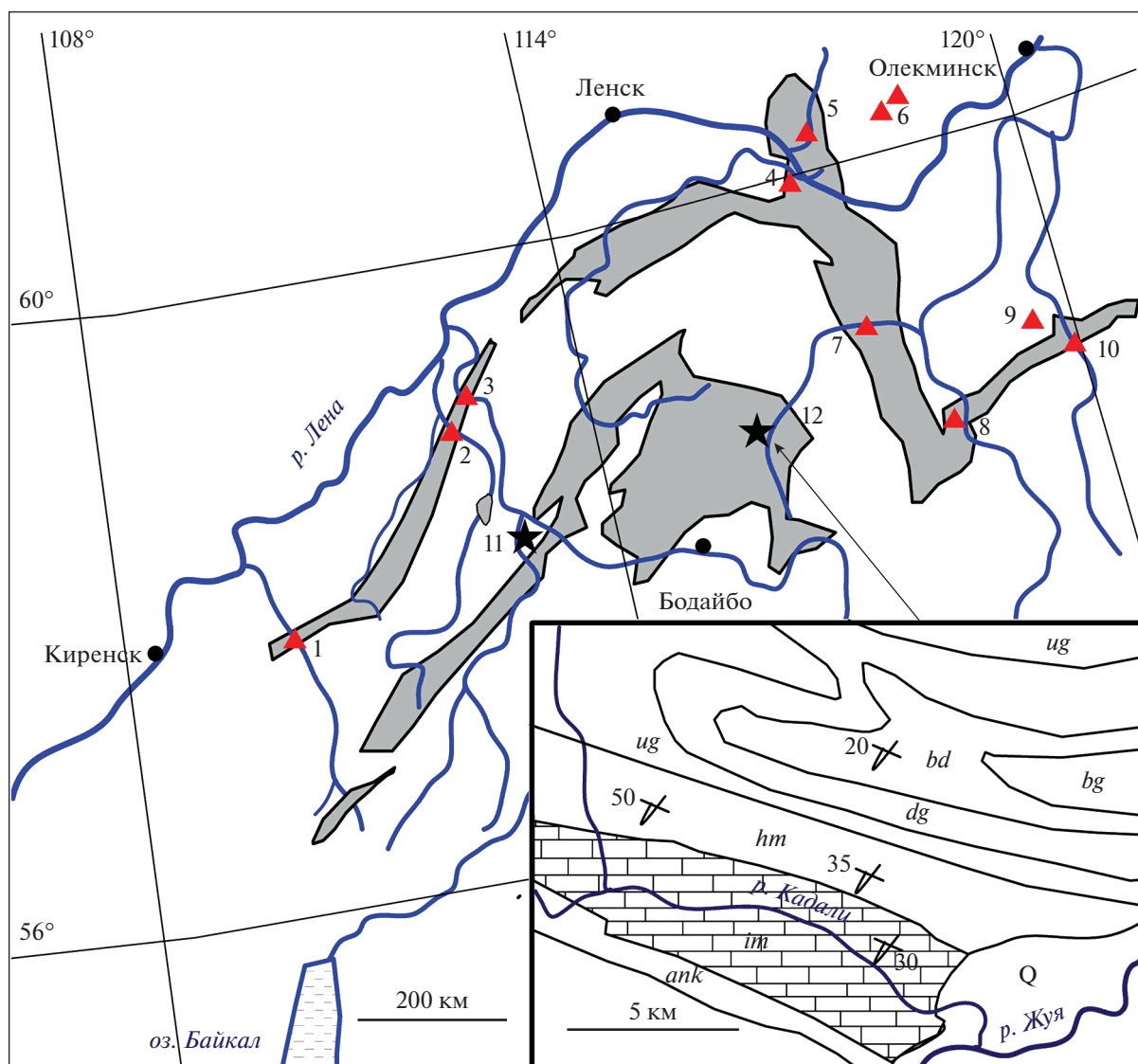


Рис. 1. Схема расположения упоминаемых в статье разрезов неопротерозойских отложений на Патомском нагорье и в прилегающей части Сибирской платформы.

1–10 – разрезы, изучавшиеся ранее [Покровский и др., 2006а, 2010, 2020; Melezhik et al., 2009; Покровский, Буякайт, 2015; Рудько и др., 2017, 2020; Петров, Покровский, 2020]: 1 – р. Чая, 2 – р. Большая Чуя, 3 – р. Витим, 4 – р. Большой Патом, 5 – р. Ура, 6 – скважины, 7 – р. Жуя (нижнее течение), 8 – р. Чара, 9 – скважина 1Г “Верхний Джеге”, 10 – р. Олекма; 11, 12 – разрезы Мамско-Бодайбинского синклинория, обсуждаемые в данной статье: 11 – приустьевая часть р. Мама, 12 – рр. Кадали и Жуя (среднее течение). Затененные контуры – выходы неопротерозойских отложений на дневную поверхность.

На врезке: фрагмент геологической карты бассейна р. Кадали [Геологическая карта ..., 1960]: *bg* – бугарихтинская, *bd* – бодайбокская, *dg* – джемкуканская, *ug* – угаханская, *hm* – хомолхинская, *im* – имнянская, *ank* – аунакитская свиты. Точки, соответствующие отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.709$, на графике не показаны (см. табл. 2).

няхской свитой, в которой доминируют карбонатные породы.

В отличие от нижележащих пород, обнаженных в долине р. Жуи фрагментарно, имнянская свита обнажена практически полностью в долине р. Кадали (рис. 3) и по ее притокам: левому – руч. Красному и правому – руч. Черному. Породы имнянской свиты, также как подстилающей ее хомолхинской и перекрывающей аунакитской

свит, круто, под углом 30° – 50° , падают на север, залегая в южном крыле запрокинутой антиклинальной складки (см. рис. 1, вкладка). Детальное описание разреза имнянской свиты приводится в работе [Ленский ..., 1971], где в ней выделяют три горизонта: нижний (150–750 м), сложенный известково-кварц-сланцевыми сланцами по мергелям с прослоями мраморов и/или кристаллических известняков; средний (400–1400 м), в кото-

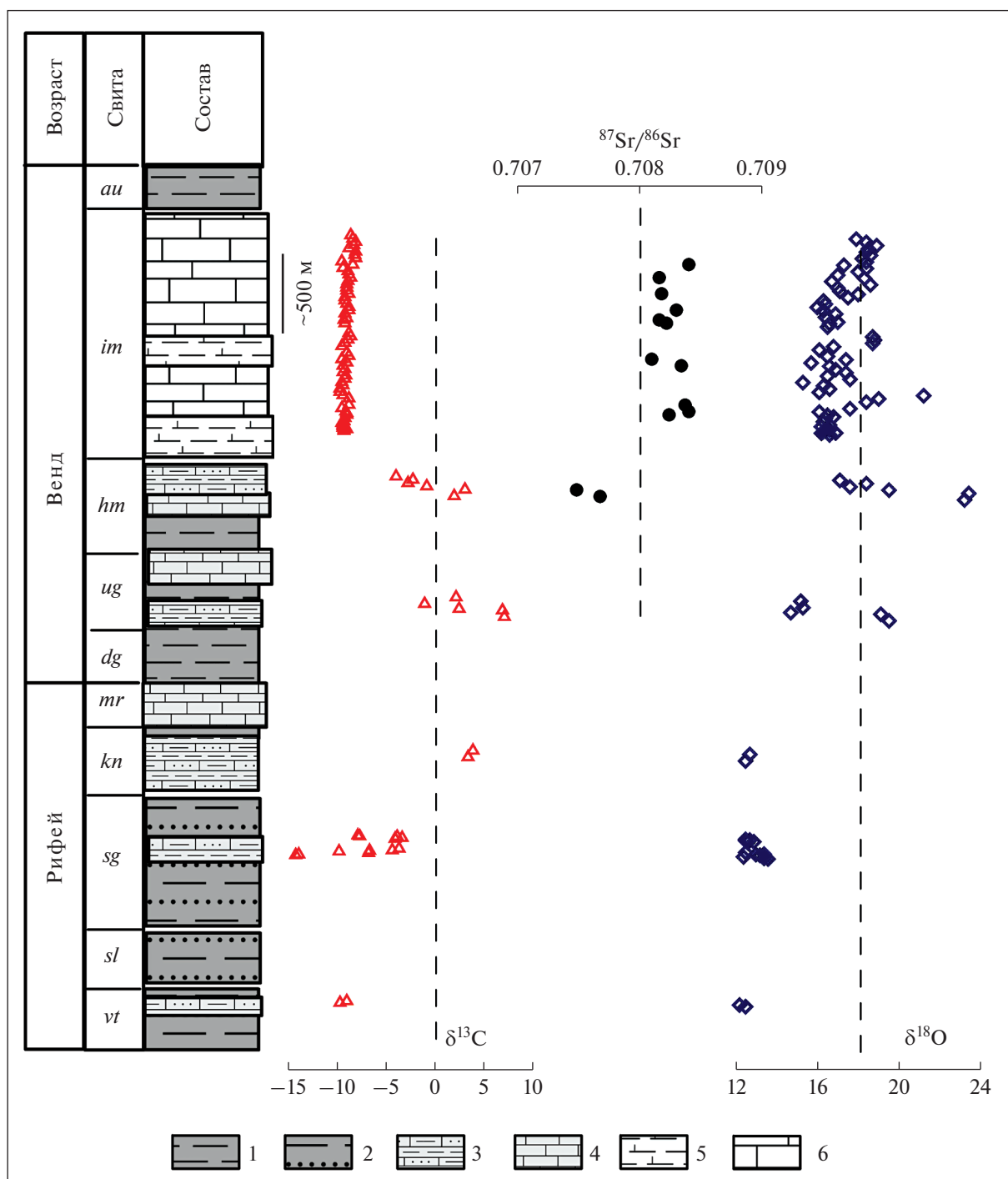


Рис. 2. Схема строения неопротерозойского разреза и вариации изотопного состава углерода, кислорода и стронция в карбонатах р. Кадали и среднего течения р. Жуя.

Свиты: *vt* – витимская, *sl* – слюдянкинская, *sg* – согдиондонская, *kn* – конкудерская, *mr* – мариинская, *dg* – джемкуканская, *ug* – угаханская, *hm* – хомолхинская, *im* – имняхская, *ank* – аунакитская.

Состав: 1 – гранат-биотитовые и двуслюдяные сланцы, 2 – то же в переслаивании с кварцитами и кварцитовидными песчаниками, 3 – темно-серые карбонатсодержащие сланцы и кварц-слюдяные мраморы, 4 – угольно-черные кристаллические известняки угаханской и хомолхинской свит, 5 – светло-серые и розовые кварц-слюдяные мраморы и кристаллические известняки имняхской свиты, 6 – белые мраморы имняхской свиты.



Рис. 3. Обнажение нижней—средней частей имняхской свиты на левом берегу р. Кадали. Вид с правого берега, на котором обнажается верхняя часть имняхской свиты.

ром резко преобладают белые, светло-серые, иногда голубоватые мраморы (мощность отдельных пачек превышает 300 м), переслаивающиеся с относительно тонкими пластами карбонат-кварц-слюдистых сланцев, и верхний (около 250 м), характеризующийся преобладанием карбонат-терригенных сланцев. Общая мощность имняхской свиты оценивается в работе [Ленский ..., 1971] в 1800 м. Перекрывается имняхская свита существенно терригенной (кварцевые песчаники, иногда с карбонатным цементом, кварц-серицитовые сланцы) аунакитской свитой, которая нами не изучалась.

Река Мама. На правом берегу р. Мама, в 8–10 км от ее впадения в р. Витим, обнажаются падающие на юг неопротерозойские отложения, отнесенные (снизу вверх по разрезу) к объединенным витимской, слюдянкинской и согдиондонской свитам (рис. 4), мариинской свите, джемкуканской, баракунской и валюхтинской свитам, нерасчлененным жуинской (никольской) и ченчинской свитам и аунакитской свите

[Геологическая карта ..., 1983]. Объединенные витимская, слюдянкинская и согдиондонская свиты, представленные гранат-биотитовыми, кварц-биотитовыми, гранат-двуслюдянными и др. сланцами и гнейсами, нами не изучались. Практически чистые (90% CaCO_3) кристаллические известняки мариинской свиты описаны в карьере, где в 1950–1960 гг. они добывались для производства извести. В настоящее время карьер зарос, и породы мариинской свиты отбирались нами в береговых высыпках. Согласно работе [Геологическая карта ..., 1983а], мощность мариинской свиты в этом разрезе достигает 80 м. Окраска слагающих ее кристаллических известняков меняется, в зависимости от примеси графита и слюды, от белой и голубовато-серой до темно-серой, почти черной. Отдельные пачки характеризуются переслаиванием черных и белых известняков. Вышележащие джемкуканская, баракунская и валюхтинская свита в речных обнажениях не установлены.

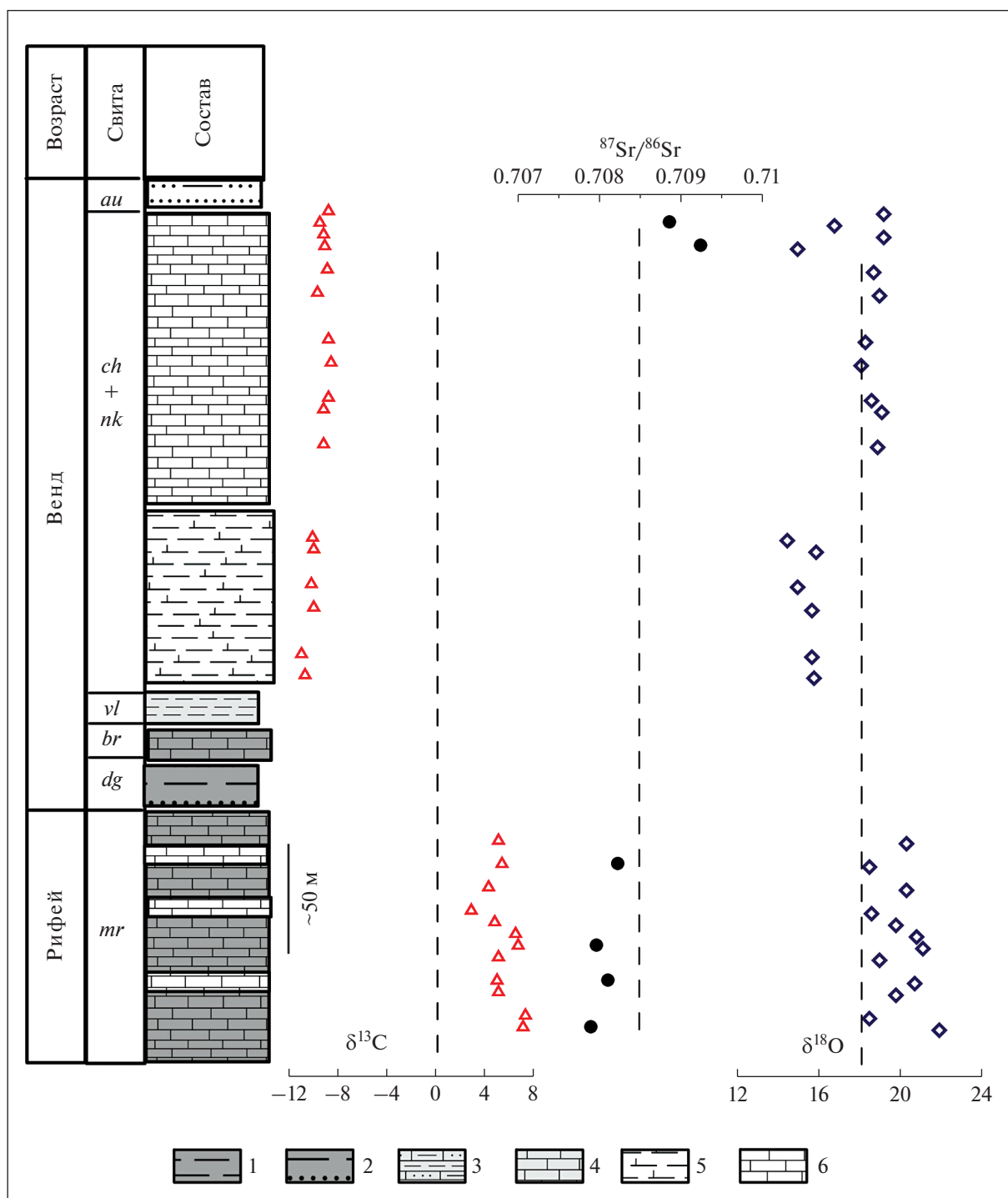


Рис. 4. Вариации изотопного состава углерода, кислорода и стронция в неопротерозойских карбонатах приустьевой части р. Мама.

Состав: 1 – гранат-биотитовые и двуслюдяные сланцы, 2 – то же в переслаивании с кварцитами и кварцитовидными песчаниками, 3 – карбонатсодержащие сланцы и кварц-слюдяные мраморы, 4 – черные мраморы мариинской свиты, 5 – кварц-слюдяные мраморы (метаморфизованные мергели), 6 – белые мраморы.

Лучше всего обнажены в этом разрезе предполагаемые аналоги жуинской серии – *нерасчлененные жуинская (никольская) и ченчинская свиты*, общей мощностью около 150 м. По составу пород

эта толща может быть подразделена на две части. Нижняя (около 60 м) представлена преимущественно известковистыми гранат-биотитовыми сланцами, обычно содержащими кварц, скапо-

лит, амфиболы, цоизит, а также известковистыми кварцитами (кварцитовидными песчаниками). Содержание карбонатного материала в породах этой пачки колеблется в широких пределах — от 5 до 50%. В верхней пачке (около 80 м) преобладают белые и светло-серые кристаллические известняки, иногда содержащие небольшую примесь кварца и биотита. Перекрываются известняки массивными слабокарбонатными и бескарбонатными кварцитовидными песчаникам *аунакитской свиты*.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах использовался комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение карбонатов проводилось в 100%-й ортофосфорной кислоте при 50°C. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приведены в промилле относительно стандарта PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ — в промилле относительно стандарта SMOW. Для привязки результатов анализов к PDB и SMOW использовались сверочные пробы и стандарты IAEA C-O-1 и NBS-19. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах ± 0.2 и $\pm 0.1\text{‰}$ соответственно.

Для определения изотопного состава стронция карбонатная часть карбонатсодержащих пород растворялась в 2N соляной кислоте с последующим выделением фракции стронция с помощью ионообменной хроматографии. Измерения изотопного состава стронция проводились на масс-спектрометре MAT-260 в ГИН РАН с точностью не хуже ± 0.00008 .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Реки Кадали и Жуя. Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном материале пород, отобранных из разреза в долинах рр. Кадали и Жуя, на отрезке от устья р. Кадали до устья р. Мариинского, охватывает интервал от -14.2 до 7.0‰ , а $\delta^{18}\text{O}$ — от 12.2 до 23.4‰ (табл. 2). По изотопному составу углерода разрез отчетливо подразделяется на три части (см. рис. 2): карбонаты нижней части (витимская и согдиондонская свиты) характеризуются сильно варьирующими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (-14.2‰ ... -3.4‰), средняя часть (конкудерская, угаханская и хомолхинская свиты) — слабо отрицательными и положительными величинами $\delta^{13}\text{C}$ (-4.0‰ ... 7.0‰), с преобладанием положительных и максимумом в угаханской свите, а верхняя (имняхская свита), опробованная наиболее детально — однообразно низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ (-9.7‰ ... -8.1‰ , $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$).

Несмотря на узкий диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$, в разрезе имняхской свиты можно выделить две части: нижнюю, обнаженную в распадке левого руч. Черного и на левом борту р. Кадали ($\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.2 \pm 0.3\text{‰}$, $n = 34$), и верхнюю — в распадке правого притока руч. Красного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -8.8 \pm 0.4\text{‰}$, $n = 28$). В целом, обедненные ^{13}C карбонаты имняхской свиты зарегистрированы по профилю между точками с координатами $58^\circ 28' 44.62$ с.ш., $115^\circ 46' 48.50$ в.д. и $58^\circ 27' 25.67$ с.ш., $115^\circ 46' 47.14$ в.д., что при падении 45° – 50° и субширотном простираии (30°) соответствует мощности ~ 1.5 км. Некоторое расхождение с оценкой в 1800 м [Ленский ..., 1971], возможно, связано с тем, что литологические границы имняхской свиты с подстилающей хомолхинской и перекрывающей аунакитской не совпадают с границами отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$, границы которой нами не установлены вследствие отсутствия обнажений. По изотопному составу кислорода разрез также можно разделить на две части: сильно обедненную ^{18}O нижнюю (витимская, согдиондонская и конкудерская свиты), в которой значения $\delta^{18}\text{O}$ не выходят за пределы 12.2‰ ... 13.6‰ , со средним значением $\delta^{18}\text{O}_{\text{сред}} = 12.8 \pm 0.4\text{‰}$, и верхнюю (угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), характеризующуюся существенным разбросом — 14.7‰ ... 23.4‰ , и более высокими средними величинами $\delta^{18}\text{O}_{\text{сред}} = 17.4 \pm 1.5\text{‰}$.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в угаханской и хомолхинской свитах обнаруживают положительную корреляцию с величинами $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 5а) и отрицательную с содержанием SiO_2 (см. рис. 5б), отношениями Mn/Sr (см. рис. 5в) и Fe/Sr (см. рис. 4г). В согдиондонской свите имеет место отрицательная корреляция величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 5а), которая, однако, вряд ли имеет какой-либо геохимический смысл, так как “держится” на двух образцах с минимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$. С содержанием SiO_2 (см. рис. 5б) изотопный состав углерода в карбонатах согдиондонской свиты не коррелирует, а с отношением Mn/Sr образует тренд, продолжающий эту же корреляцию в хомолхинской свите (см. рис. 5в).

Карбонаты имняхской свиты также характеризуются положительной корреляцией величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 6а), которая реализуется, однако, при очень небольшом разбросе значений $\delta^{13}\text{C}$ (1.6‰) и значительных вариациях $\delta^{18}\text{O}$ (5.9‰), в отличие от хомолхинской и угаханской свит, в которых вариации и $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ находятся в примерно одинаковом интервале 5‰ – 8‰ . С содержанием SiO_2 и отношениями Mn/Sr и Fe/Sr изотопный состав углерода в карбонатах имняхской свиты обнаруживает слабые отрицательные корреляции (см. рис. 6б–г).

Таблица 2. Изотопный состав С, О, Sr и содержание отдельных элементов в разрезе неопротерозойских отложений центральной части Патомского нагорья (пр. Кадали и Жуя)

№№	Порода	М*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO_2	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Слюдянкинская свита											
100/12	КП	1	−9.7	12.5	71.1	1.89	3.70	2050	628	99.0	—
102/12	КП	10	−9.0	12.2	73.2	1.62	2.58	—	370	68.9	—
Согниондонская свита (обнажение 1)											
86/12	КС	1	−14.2	13.6	25.7	1.81	27.7	6280	1320	443	—
85/12	КС	2	−13.9	13.4	30.6	0.935	31.3	6680	1490	523	—
84/12	КС	8	−6.8	12.4	32.8	1.20	28.6	6020	1480	430	—
Согниондонская свита (обнажение 2)											
83/12	КС	1	−9.8	13.2	82.3	0.994	1.04	1690	82.8	23.1	—
82/12	КС	3	−6.7	13.0	68.3	1.41	9.32	3110	1180	519	—
80/12	КС	5	−4.4	13.4	60.4	3.97	10.1	1050	200	651	—
79/12	КрИ	10	−3.7	12.5	16.5	1.42	40.7	2770	637	2520	—
78/12	КС	40	−4.1	12.6	59.4	1.69	11.3	1810	361	692	—
Согниондонская свита (обнажение 3)											
76/12	КС	3	−3.4	12.9	33.0	1.35	27.6	2810	375	1500	0.71120
75/12	КС	6	−3.9	12.5	51.4	0.45	21.9	2570	340	1180	—
73/12	КрИ	8	−7.7	12.7	20.5	1.29	35.5	4680	592	1450	0.71335
72/12	КрИ	10	−7.9	12.5	19.5	1.20	37.4	4940	622	1520	0.71337
Конкудерская свита											
70/12	КП	1	3.3	12.5	51.8	0.32	22.3	4090	774	1220	—
71/12	КС	10	3.8	12.7	50.5	0.60	21.5	3580	268	1230	—
Угаханская свита											
97/12	КрИ	10	7.0	19.5	6.61	1.39	49.0	1530	229	1160	—
96/12	КрИ	30	6.8	19.1	18.2	2.47	38.3	4930	367	1470	—
95/12	КП	35	2.4	14.7	53.5	0.49	19.3	5650	247	864	—
94/12	КС	50	−1.1	15.3	31.7	1.01	28.6	3340	693	886	—
Хомолхинская свита											
93	КрИ	1	2.1	15.2	—	—	—	—	—	—	—
92/12	КрИ	15	1.9	23.2	6.27	1.11	50.3	1790	90.0	2290	0.70768
91/12	КрИ	35	3.0	23.4	1.08	0.38	54.1	279	14.5	11700	0.70753
90/12	КрИ	45	−0.9	19.5	11.4	2.18	44.4	2380	149	2010	—
89/12	КС	55	−2.8	17.6	57.9	4.63	11.0	3430	84.7	319	—
88/12	КрИ	65	−2.3	18.4	19.3	1.61	40.8	2620	155	1320	0.70940
87/12	КрИ	80	−4	17.1	22.3	1.85	37.4	3810	290	1310	0.71103
Имняхская свита											
1/12	КрИ	10	−9.3	16.6	16.2	1.80	39.0	7470	609	2200	—
2/12	КрИ	15	−9.3	16.2	10.6	1.00	45.6	6910	492	2310	—
4/12	КрИ	18	−9.0	16.9	14.0	0.99	43.2	7350	647	2330	—
5/12	КС	40	−9.4	16.3	23.1	2.28	35.0	6190	422	1650	—
6/12	КС	55	−9.4	16.6	43.1	5.26	14.4	4430	215	692	—
7/12	КрИ(ж)	80	−9.4	16.5	28.8	3.22	29.3	5780	426	3530	—
8/12	КрИ(ж)	85	−9.5	16.2	22.3	4.44	29.4	8040	429	2070	—
9/12	КрИ	120	−9.3	16.6	11.7	1.92	44.2	7940	452	1870	—
10/12	КрИ	150	−9.2	16.3	5.26	0.93	50.6	3530	247	3500	—
11/12	КрИ	180	−9.0	16.4	3.27	0.73	52.8	2140	123	3060	0.70824
12/12	КрИ	195	−9.0	16.8	6.35	1.59	48.4	5110	230	3410	—
15/12	КрИ	210	−9.1	16.5	6.22	1.29	49.1	5030	204	3720	0.70840
16/12	КС	240	−9.5	16.1	35.7	2.86	22.8	5660	620	1170	—
17/12	КрИ	270	−8.8	17.6	5.45	0.63	51.4	1490	179	4780	0.70837
49/12	КС	330	−8.8	18.4	36.4	2.71	22.7	5540	642	1250	—

Таблица 2. Окончание

№№	Порода	М*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO_2	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
51/12	КрИ	360	−9.4	19.0	22.9	2.75	33.1	8700	484	1560	—
52/12	КрИ	390	−9.7	21.2	8.62	1.46	45.2	9480	562	1980	—
53/12	КрИ	420	−9.7	16.1	18.8	2.10	36.5	7580	629	2240	—
54/12	КрИ	450	−9.4	16.6	16.3	2.94	37.2	6250	466	1860	—
55/12	КС	480	−9.5	16.3	30.3	2.66	30.7	4260	412	2270	—
56/12	КрИ	510	−9.2	15.3	5.26	1.89	47.4	6260	382	3400	—
57/12	КрИ	540	−9.1	17.6	10.3	1.51	45.0	8660	513	2120	—
58/12	КрИ	570	−9.4	16.5	9.37	1.34	46.5	5520	358	3050	—
59/12	КС	600	−9.2	17.4	36.8	4.83	18.8	3560	433	1490	—
60/12	КрИ	630	−9.4	16.9	3.66	0.98	51.9	2270	150	3000	0.70834
61/12	КС	660	−9.0	16.6	47.0	3.20	16.1	3670	240	863	—
62/12	КрИ	690	−9.5	15.7	2.54	0.70	53.1	1380	171	3900	0.70810
63/12	КрИ	720	−8.8	17.4	3.77	0.97	51.9	2050	138	3240	—
64/12	КС	750	−9	16.5	50.6	5.38	7.05	2360	186	522	—
65/12	КрИ	810	−9.5	16.1	13.9	1.42	43.5	4750	256	2920	—
66/12	КрИ	840	−9.2	16.8	7.25	1.29	47.8	6680	339	2900	—
67/12	КрИ	870	−8.9	18.7	4.36	1.19	50.2	3700	155	3920	—
68/12	КрИ	900	−8.6	18.8	3.56	0.98	51.7	2740	151	3330	—
69/12	КрИ	930	−8.8	18.7	7.83	1.22	47.5	5090	203	3110	—
48/12	КрИ	1020	−9.2	16.5	7.39	1.18	48.7	3850	247	3090	0.70822
47/12	КрИ	1050	−9.3	16.6	8.37	1.04	48.3	4090	335	2390	0.70816
46/12	КрИ	1065	−9.0	17	13.2	1.27	44.1	5280	291	3050	—
45/12	КС	1110	−9.2	16.4	24.1	2.15	35.8	5450	365	2850	—
44/12	КрИ	1140	−8.8	16.9	5.80	1.20	49.5	4640	271	3160	0.70830
43/12	КрИ	1170	−8.8	16.3	9.06	1.42	46.8	4250	247	2990	—
42/12	КрИ	1200	−9.0	16	4.37	1.17	50.7	2960	148	3410	—
41/12	КрИ	1230	−9.2	16.4	5.51	1.23	49.7	4370	274	2960	—
40/12	КС	1260	−9.2	16.3	25.1	2.00	34.9	4680	368	2470	—
39/12	КрИ	1290	−8.8	17.5	3.25	0.75	52.6	1590	158	4520	0.70818
37/12	КрИ	1320	−9.0	18	4.62	1.24	50.9	3660	278	2510	—
36/12	КрИ	1350	−9.0	17.1	9.44	1.53	46.6	4500	223	3090	—
34/12	КрИ	1380	−9.0	17	7.30	1.46	48.3	4510	277	3690	—
33/12	КрИ	1410	−8.9	18.6	6.78	1.51	48.3	4660	218	3590	—
32/12	КрИ	1440	−8.6	16.7	5.08	1.04	50.8	2710	190	3970	0.70816
31/12	КрИ	1470	−8.8	18.3	9.36	0.72	48.0	3810	307	5980	—
30/12	КС	1500	−8.9	17	34.6	5.78	20.9	3400	354	1230	—
29/12	КС	1530	−9.4	18	25.2	5.30	27.0	12000	643	1590	—
28/12	КрИ	1560	−8.4	18.4	5.90	0.93	49.9	3590	281	3940	0.70840
27/12	КС	1590	−9.5	17.3	43.0	6.16	14.4	21300	1060	965	—
26/12	КрИ	1620	−8.1	18.4	9.29	1.42	46.2	6400	328	4230	—
25/12	КрИ	1650	−8.2	18.2	11.9	1.24	45.0	5600	351	4040	—
24/12	КС	1680	−8.1	18.6	26.8	1.08	35.5	5280	474	3360	—
22/12	КрИ	1710	−8.8	18.4	4.83	0.87	50.9	4110	301	3370	—
21/12	КрИ	1740	−8.3	18.5	16.1	2.34	39.5	6710	565	2850	—
20/12	КрИ	1770	−8.1	18.9	7.77	1.61	47.4	4900	335	3690	—
19/12	КрИ	1800	−8.4	18.4	7.05	1.94	47.2	5210	333	3850	—
18/12	КрИ	1830	−8.6	17.9	8.84	1.26	47.9	3300	300	3340	—

Примечание. КП — карбонатный песчаник; КС — карбонатный сланец (метаморфизованный мергель); КрИ — кристаллический известняк (мрамор); ж — жилка. М* — приблизительная мощность (м) от видимой подошвы обнажения до места отбора образца. Показатели приведены: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ — ‰; SiO_2 , MgO , CaO — ‰; Fe , Mn , Sr — мкг/г.

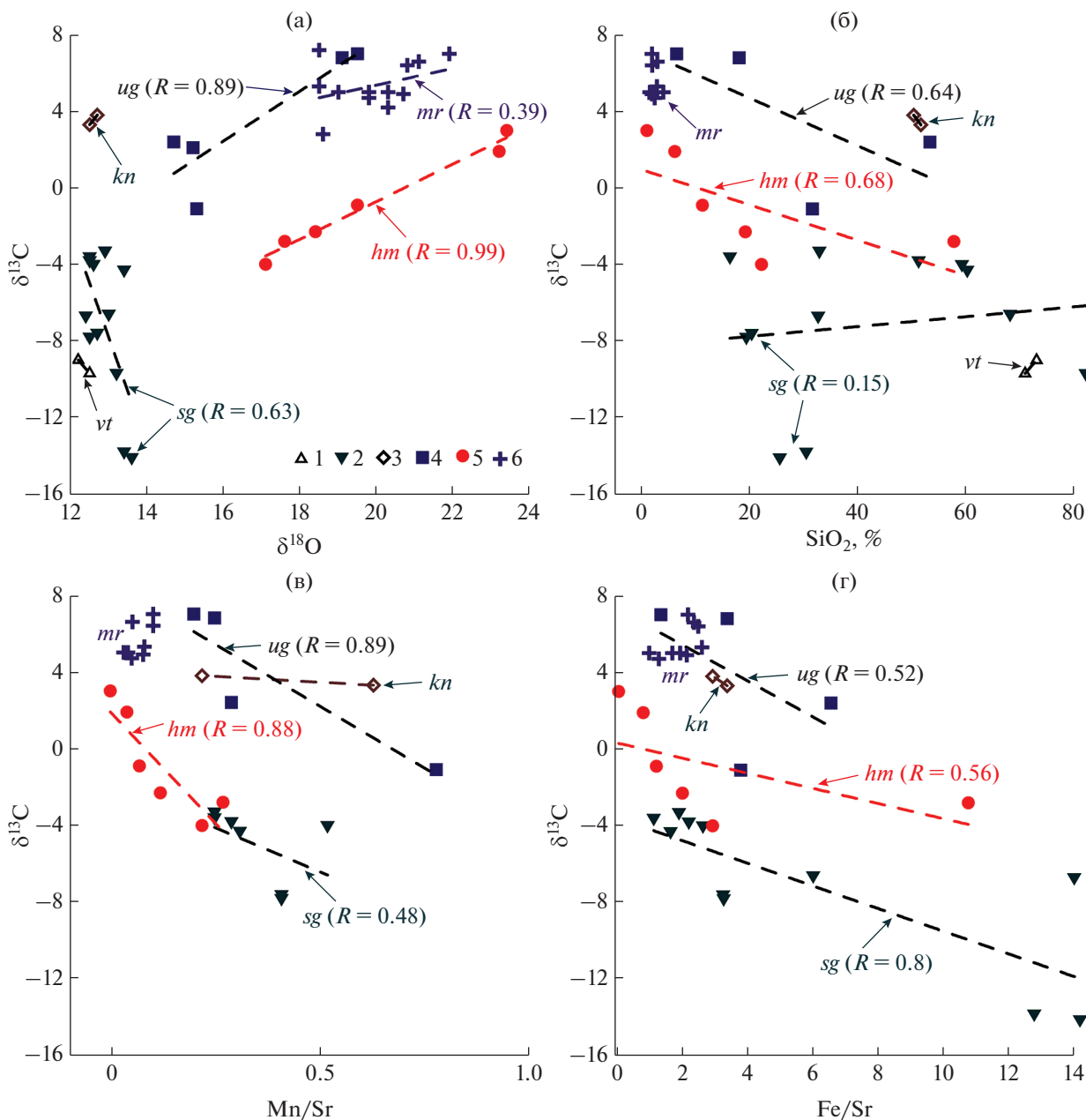


Рис. 5. Ковариации значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (а), $\delta^{13}\text{C}$ и содержания SiO_2 (б), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Mn/Sr (в), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Fe/Sr (г) в угольно-черных мраморах и черных карбонатсодержащих сланцах нижней части неопротерозойского разреза Мамско-Бодайбинского синклинария.

1–5 – свиты разреза рр. Кадали и Жуя: 1 – слюдянкинская (sl), 2 – согдиондонская (sg), 3 – конкудерская (kn), 4 – угаханская (ug), 5 – хомолхинская (hm); 6 – р. Мама: мариинская св. (mr).

Отличительной чертой карбонатов рассматриваемого разреза является высокое содержание стронция, которое достигает в имнянской свите 5980 мкг/г, в хомолхинской свите – 11700 мкг/г и лишь в образцах с высоким содержанием силикатной примеси опускается ниже 1000 мкг/г (см. табл. 2). Отношение Mn/Sr в значительной части образцов не превышает 0.1 – предел, который во многих работах принимается в качестве самого

строгого критерия пригодности пород для стронций-изотопной хемотратиграфии [Кузнецов и др., 2003, 2014].

В образцах хомолхинской свиты, отвечающих этому критерию, зарегистрированы отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70749$ и 0.70768 ; уже при небольшом увеличении отношения Mn/Sr до 0.22 наблюдается резкое увеличение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.71103. Еще более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71120 \dots 0.71337$ –

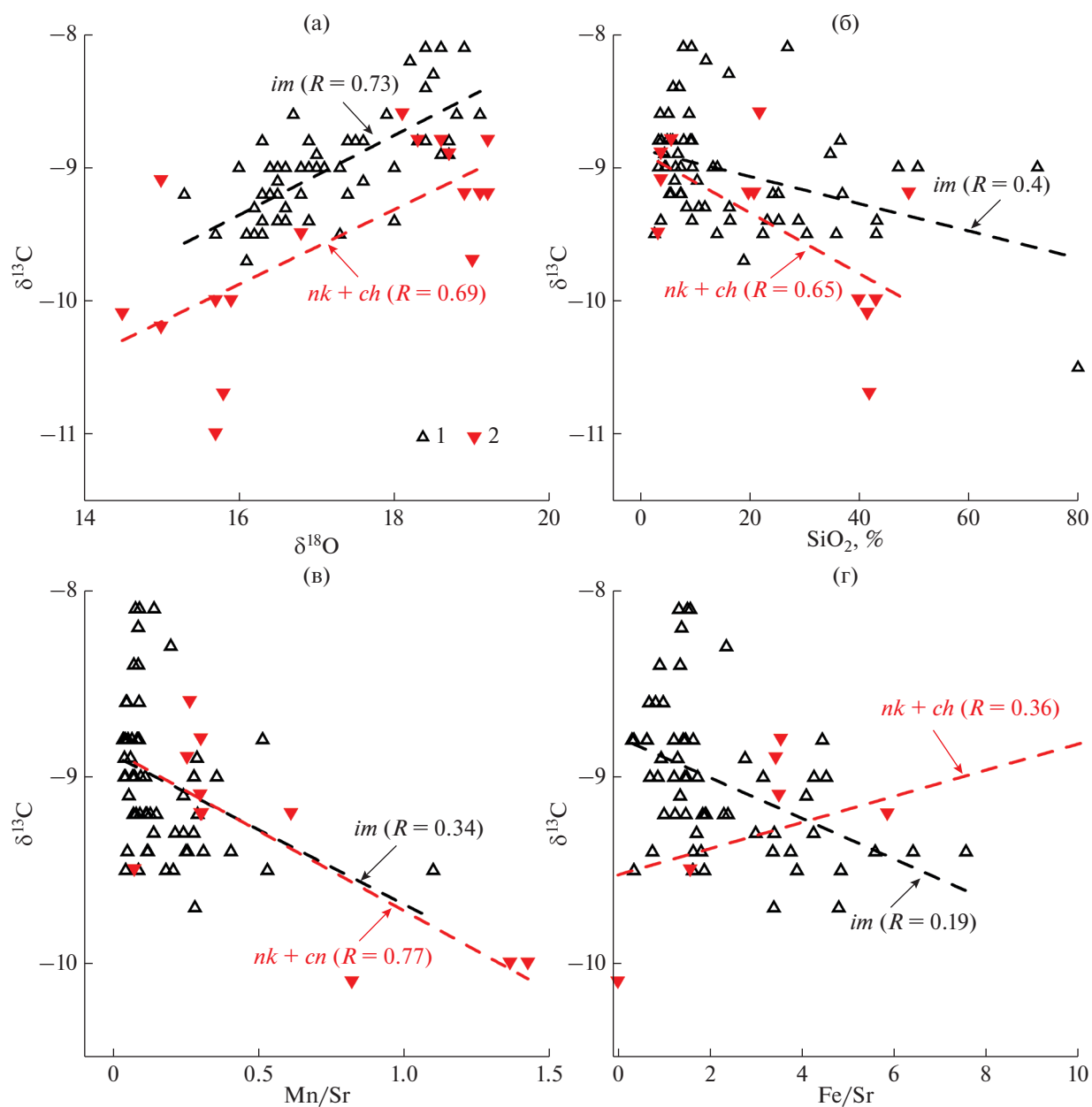


Рис. 6. Ковариации значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (а), $\delta^{13}\text{C}$ и содержания SiO_2 (б), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Mn/Sr (в), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Fe/Sr (г) в белых мраморах и карбонатсодержащих сланцах имнянской свиты (*im*) на р. Кадали (1), нерасчлененных никольской и ченчинской свит (*nk + ch*) на р. Мама (2).

зарегистрированы в карбонатах согдиондонской свиты: очевидно, даже весьма высокое содержание стронция — 1500 мкг/г — не уберегло изотопный состав стронция в этих образцах от постседиментационной модификации. В карбонатах холмхинской свиты наблюдается отрицательная корреляция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 7а) и положительная — с содержанием SiO_2 (см. рис. 7б), а также с Mn/Sr (см. рис. 7в) и Fe/Sr (см. рис. 7г). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах имнянской свиты находится в очень узком интервале величин от

0.70810 до 0.70840 и не коррелируется с $\delta^{13}\text{C}$, SiO_2 , Mn/Sr и Fe/Sr (см. рис. 7).

Река Мама. Кристаллические известняки маириинской свиты, залегающие в основании видимого разреза (см. рис. 4), характеризуются высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($2.8...7.2\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = 5.3 \pm 1.3\text{‰}$), сравнительно небольшими вариациями $\delta^{18}\text{O}$ ($18.5...21.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{сред}} = 19.9 \pm 1.1\text{‰}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0.70789...0.70822$) при минимальном содержании кремнезема ($1.63...4.15\%$), очень высоком — стронция ($1440...2821$ мкг/г), умеренном —

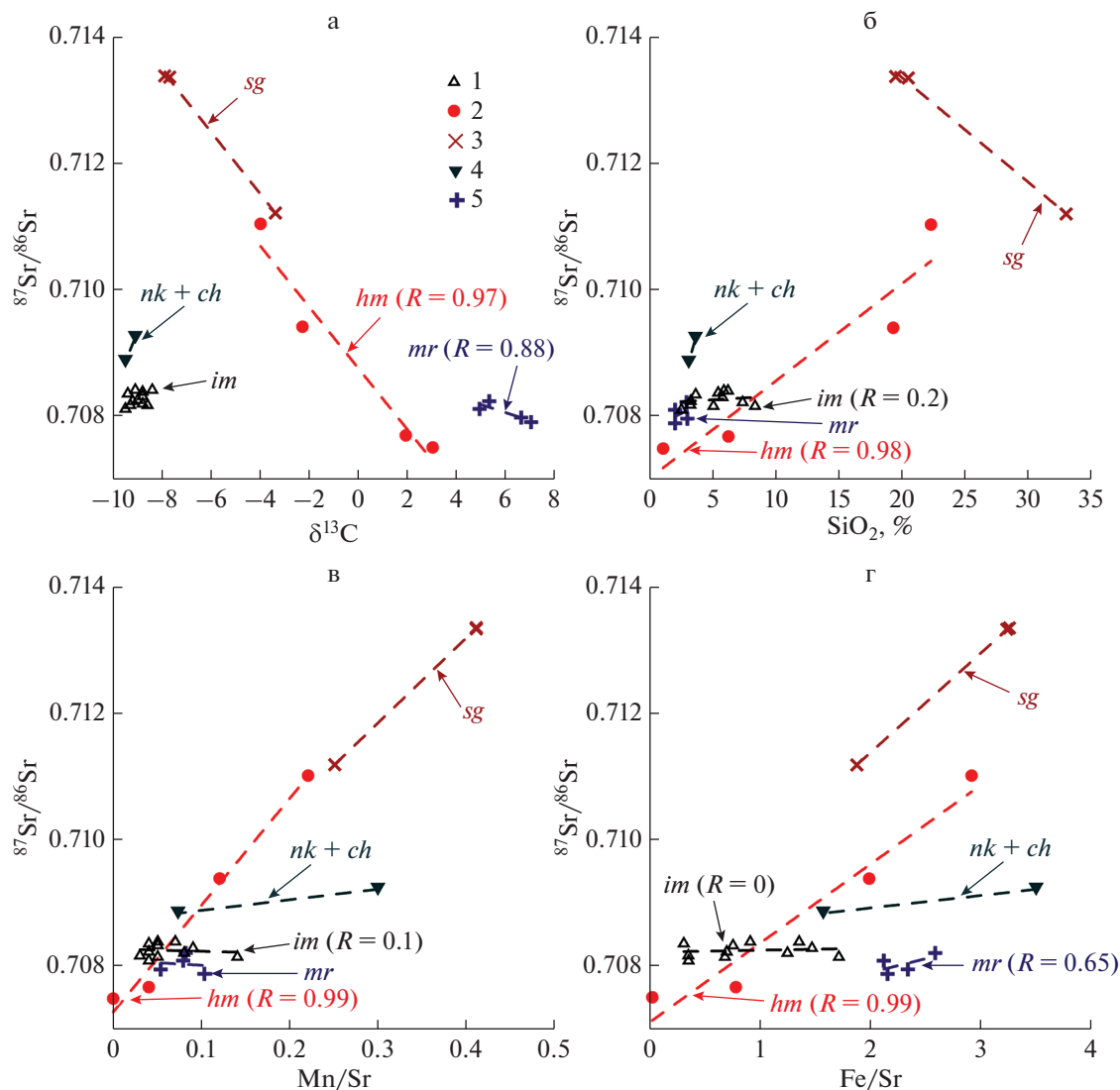


Рис. 7. Ковариации значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (а), значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания SiO_2 (б), значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отношения Mn/Sr (в), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отношения Fe/Sr (г) в карбонатах Мамско-Бодайбинского синклиория. 1–3 – рр. Кадали–Жуя: 1 – имнянская свита (*im*), 2 – хомолхинская свита (*hm*), 3 – согдиондонская свита (*sg*); 4, 5 – р. Мама: 4 – нерасчлененные никольская и ченчинская свиты (*nk + ch*), 5 – мариинская свита (*mr*).

марганца (77–231 мкг/г) и железа (1690–5530), а также при $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.1$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 2.5$ (табл. 3). Между изотопными составами углерода и кислорода в карбонатах мариинской свиты существует положительная корреляция, подобная выше отмеченной для хомолхинской и угаханской свит на р. Жуя (см. рис. 5а), но коэффициент корреляции, рассчитанный для мариинских карбонатов, существенно меньше. Зависимости от содержания SiO_2 , а также от Mn/Sr и Fe/Sr ни изотопный состав углерода (см. рис. 5б–г), ни изотопный состав стронция (см. рис. 7б–г) не обнаруживают.

Толща, отнесенная на геологической карте [Геологическая карта..., 1983а] к жуинской серии (нерасчлененным никольской и ченчинской сви-

там), по изотопному составу углерода и кислорода, а также содержанию силикатной примеси, отчетливо расчленяется на нижнюю (никольская свита) и верхнюю (ченчинская свита) части, которые разделены не обнаженным интервалом. Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в нижней части равны соответственно -10.3 ± 0.4 и $15.4 \pm 0.6\text{‰}$, что заметно меньше, чем в верхней — -9.1 ± 0.3 и $18.3 \pm 1.3\text{‰}$ соответственно. Изотопный состав углерода в этой толще связан положительной корреляцией с изотопным составом кислорода и отрицательной — с содержанием SiO_2 и отношением Mn/Sr (см. рис. 6). С точки зрения Sr-изотопной стратиграфии, жуинская серия в рассматриваемом разрезе менее перспективна, чем рас-

Таблица 3. Изотопный состав С, О, Sr и содержание отдельных элементов в разрезе неопротерозойских отложений приустьевой части р. Мама

№№	Порода	М*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO_2	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Мариинская свита											
15/07	КрИ		7.0	21.9	2.04	1.17	54.28	3220	154	1498	0.70789
16/07	КрИ		7.2	18.5	—	—	—	—	—	—	—
17/07	КрИ		5.0	19.8	2.58	3.08	54.06	3010	77	1800	
18/07	КрИ		4.9	20.7	2.05	2.89	53.87	4130	154	1951	0.70810
19/07	КрИ		5.0	19.0	4.15	0.97	54.29	2310	77	2401	—
20/07	КрИ		6.6	21.1	3.01	1.55	53.98	3360	77	1440	0.70796
21/07	КрИ		6.4	20.8	2.09	2.82	52.79	5530	231	2240	—
22/07	КрИ		4.7	19.8	2.54	1.59	55.87	1890	77	1503	—
23/07	КрИ		2.8	18.6	—	—	—	—	—	—	—
24/07	КрИ		4.2	20.3	—	—	—	—	—	—	—
25/07	КрИ		5.3	18.5	2.95	2.42	52.67	7280	231	2821	0.70822
26/07	КрИ		5.0	20.3	1.63	1.81	56.26	4130	77	2159	—
Никольская свита											
27/07	КС	1	−10.7	15.8	41.7	3.92	17.18	45430	1232	342	—
28/07	КП	10	−11.0	15.7	—	—	—	—	—	—	—
29/07	КП	30	−10.0	15.7	42.89	3.81	25.64	27090	693	487	—
30/07	КП	40	−10.2	15.0	—	—	—	—	—	—	—
31/07	КС	55	−10.0	15.9	39.74	3.66	28.98	27650	693	509	—
32/07	КП	60	−10.1	14.5	41.30	2.99	28.48	24500	539	658	—
Ченчинская свита											
13/07	КрИ	115	−9.2	18.9	20.67	3.01	38.85	20300	1155	1892	—
12/07	КП	130	−9.2	19.1	48.91	2.41	17.69	22680	462	1518	—
11/07	КП	135	−8.8	18.6	—	—	—	—	—	—	—
10/07	КрИ	150	−8.6	18.1	21.63	3.54	38.91	22260	539	2047	—
9/07	КП	160	−8.8	18.3	—	—	—	—	—	—	—
8/07	КП	180	−9.7	19.0	—	—	—	—	—	—	—
7/07	КрИ	190	−8.9	18.7	3.66	1.23	52.98	6230	462	1820	—
6/07	КрИ	200	−9.1	15.0	3.65	1.25	52.02	6300	539	1804	0.70923
5/07	КрИ	205	−9.2	19.2	19.65	2.44	41.78	11970	616	2049	—
4/07	КрИ	210	−9.5	16.8	3.13	0.85	52.54	4970	231	3165	0.70885
3/07	КрИ	215	−8.8	19.2	5.54	1.32	51.30	7210	616	2042	—
Аунакитская свита											
1/07	КП	225	−11.0	26.0	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. КрИ — кристаллический известняк (мрамор), КП — карбонатный песчаник, КС — карбонатный сланец (метаморфизованный мергель). М* — приблизительная мощность (м) от видимой подошвы обнажения до места отбора образца. Показатели приведены: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ — ‰; SiO_2 , MgO , CaO — ‰; Fe, Mn, Sr — мкг/г.

смотренная выше мариинская свита. Среди проанализированных образцов отношение Mn/Sr принимает значение <0.1 лишь в одном (№ 4/2007), в нем же $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70885$, что заметно выше, чем карбонатах мариинской свиты. Еще более высокое стронциевое изотопное отношение (0.70923) определено в обр. № 6/2007, в котором отношение Mn/Sr = 0.3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Постседиментационные изменения. В С- и Sr-изотопной стратиграфии для дискриминации образцов с измененными изотопными характеристиками широко используются химические критерии, отражающие интенсивность взаимодействия пород с подземными водами: значения $\delta^{18}\text{O}$, Mn/Sr и Fe/Sr [Banner, Hanson, 1990; Bartley

et al., 1998; Jacobsen, Kaufman, 1999; Кузнецов и др., 2003, 2014]. Среди причин, ослабляющих устойчивость С- и Sr-изотопных систем карбонатных пород к постседиментационным изменениям, можно выделить три наиболее существенные: 1) наличие органического вещества (ОВ); 2) большое количество терригенной примеси; 3) глубина погружения, определяющая термические условия преобразования.

Влияние продуктов окисления и декарбоксилизации ОВ на изотопный состав углерода карбонатов, которые обогащены ^{13}C относительно ОВ на ~25–30‰, не требует доказательств, тогда как его роль в модификации изотопного состава стронция не вполне ясна. Тем не менее, отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, часто отмечаемая в вендских угольно-черных карбонатах [Покровский и др., 2006б; Покровский, Буякайте 2015, 2016] и отчетливо проявленная в Мамско-Бодайбинском синклинории (см. рис. 7а), однозначно указывает на существование такой связи. Очевидно, агрессивные органические кислоты стимулируют извлечение обогащенного радиогенным изотопом стронция из терригенной компоненты осадка и вовлекают его в постседиментационную перекристаллизацию карбонатного материала. Чем выше температура, тем эффективней протекают процессы перекристаллизации и изотопного обмена.

Большое значение имеет минеральный и химический состав первичного карбонатного материала. В большинстве случаев известняки с высоким содержанием стронция (>300 мкг/г) и тем более известняки, развивающиеся по арагонитовому осадку, в котором содержание стронция может превышать 10000 мкг/г, лучше сохраняют первичный изотопный состав стронция, чем известняки с содержанием $\text{Sr} < 300$ мкг/г и доломиты, в которых содержание этого элемента редко превышает 50 мкг/г. Тем не менее, известны примеры хорошей сохранности изотопного состава стронция и в доломитах [Покровский, Виноградов, 1991; Кузнецов и др., 2014; Горохов и др., 2019; Покровский и др., 2020]. Изотопный состав углерода в доломитах нередко сохраняется лучше, чем в известняках [Melezhik et al., 2005], что связано, по-видимому, с более высокой растворимостью последних [Гарбаух, 1970]. По той же причине величины $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах обычно выше, чем в ассоциирующих с ними известняках [Покровский, Буякайте, 2015]. Это касается, однако, лишь первично-осадочных доломитов. Диагенетическая и тем более катагенетическая доломитизация может сопровождаться существенным обеднением ^{13}C , если протекает при участии продуктов окисления ОВ [Немова и др., 2010].

Существенным, хотя и с трудом поддающимся количественному определению, признаком, ко-

торый может быть использован для разграничения синседиментационных изменений, связанных с эволюцией изотопных систем в бассейне седиментации и/или Мировом океане, и тех, которые связаны с постседиментационными процессами, является положение проанализированных образцов в толще породы. Если значительные вариации изотопных отношений наблюдаются в соседних, не разделенных перерывом слоев, на расстоянии в метры или первые десятки метров по мощности, то, скорее всего мы имеем дело с постседиментационными изменениями. Если же эти вариации закономерно проявляются в мощных последовательностях, они могут быть результатом эволюции условий осадконакопления.

Кратко охарактеризованные выше закономерности выразительно проявлены в метаосадочных неопротерозойских толщах Мамско-Бодайбинского синклинория. Вряд ли могут быть сомнения в том, что вариации изотопного состава углерода и стронция в метаморфизованных карбонатных породах угаханской и хомолхинской свит Бодайбинского синклинория связаны с постседиментационными процессами, которые здесь проявлены сильнее, чем во внешней зоне. Об этом свидетельствует большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на небольших по мощности (первые десятки метров) интервалах, отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с содержанием кремнезема и отношением Mn/Sr , положительная корреляция $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 5, 7). Первичные значения $\delta^{13}\text{C}$ в хомолхинской и угаханской свитах, вероятно, несколько различались, составляя для первой 4–5‰ и второй 6–8‰. По этим параметрам рассматриваемые свиты сходны с их вероятными аналогами во внешней зоне — валюхтинской и баракунской свитами [Покровский и др., 2006а]. Ближе всего к первичному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хомолхинской свите, очевидно, располагается минимальное для этой свиты значение — 0.70753, зарегистрированное в образце № 91/12 с ураганным содержанием Sr , равным 11700 мкг/г, и удовлетворяющее, соответственно, самым строгим критериям сохранности (см. табл. 2). В образце № 92/12, отобранном в 8–10 м выше по разрезу, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ увеличивается до 0.70768, хотя значения $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.04$ и $\text{Fe}/\text{Sr} = 1.08$ в нем также вполне удовлетворяют “критериям пригодности”. Другие образцы из того же обнажения, несмотря на высокое содержание стронция (>1000 мкг/г), обогащены радиогенным изотопом до нереальных для венда значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7090$.

Основной причиной, определившей сильные постседиментационные изменения хомолхинской и угаханской свит, очевидно, явилось изначально высокое содержание ОВ, о чем свидетельствует темный до угольно-черного цвет, высокие

Таблица 4. Изотопный состав C, O, Sr и содержание отдельных элементов в разрезе карбонатных отложений баракунской свиты в стратотипической местности (внешняя зона Патомского нагорья, нижнее течение р. Жуя около п. Перевоз)

№№	Порода	M*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO ₂	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	Sr/ Sr
Нижняя часть свиты (кэп-карбонатная секвенция ?)											
63/04	И	1	−2.5	21.1	8.66	2.03	48.11	1120	62.4	1467	—
57/04	И	10	−1.1	19.9	15.12	0.96	45.5	1120	62.4	1685	—
58/04	И	15	−1.0	20.0	17.38	3.93	40.02	2520	78.0	790	0.70930
59/04	И	40	−1.2	19.7	5.78	1.47	49.39	1260	39.0	1546	0.70777
60/04	И	60	−0.3	20.9	5.94	2.62	48.82	1820	46.8	1145	—
61/04	И	70	1.3	21.3	1.02	0.85	54.1	490	23.4	1340	0.70767
Средняя часть свиты											
62/04	И	—	3.4	21.3	2.77	1.22	52.41	2030	39.0	685	—
64/04	И	—	5.6	16.8	23.00	0.75	35.27	8610	351	1924	0.70930
65/04	ИС	—	4.5	17.6	47.44	0.52	21.92	7910	312	1093	—
66/04	ИС	—	4.7	16.9	57.48	0.53	20.37	3290	156	522	—
67/04	С	—	6.9	22.7	7.58	0.93	50.24	560	23.4	1976	0.70813
69/04	ИС	—	6.3	22.2	31.94	6.52	28.42	3290	39	1368	—
Верхняя часть свиты											
2/14	И	—	7.5	21.9	—	—	—	—	—	—	—
3/14	И	—	7.8	20.0	—	—	—	—	—	—	—
4/14	И	—	8.0	19.5	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. И — известняк, ИС — карбонатный сланец (метаморфизованный мергель), M* — приблизительная мощность (м) от видимой подошвы обнажения до места отбора образца. Показатели приведены: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ — ‰; SiO₂, MgO, CaO — %; Fe, Mn, Sr — мг/г.

первичные значения $\delta^{13}\text{C}$ и обилие пирита — продукта диагенетического восстановления сульфата в результате реакции с ОВ. Следует отметить, что в названных свитах содержание ОВ нами не измерялось, однако вряд ли будет большой ошибкой предположить, что оно мало отличается от содержания ОВ в их стратиграфических аналогах — баракунской и валюхтинской свитах, в которых оно находится в пределах 0.3–0.5%. Большая его часть, очевидно, мигрировала или была окислена в ходе диагенеза и катагенеза.

Еще более сильной модификации подвергся изотопный состав углерода, кислорода и стронция в карбонатах согдиондонской и витимской свит. Делать какие-либо предположения о “первичном” отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах не представляется возможным. Нельзя не отметить, однако, что “диагенетические тренды” согдиондонской свиты не достигают положительных значений $\delta^{13}\text{C}$, что не позволяет исключить на этом уровне отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$, который, может быть, скоррелирован с одним из глобальных довендских (позднерифейских) отрицательных экскурсов [Halverson et al., 2010].

Разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баракунской свите, обнаженной в нижнем течении р. Жуя, около п. Перевоз (т.е. уже во внешней, относительно

слабо метаморфизованной зоне), также достаточно велик: 0.70767–0.70930 (табл. 4) и находится в тех же пределах, что и на Уринском поднятии [Горохов и др., 1995; Покровский и др., 2006а; Рудько и др., 2020]. Положительная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с отношением Mn/Sr (рис. 8а) и содержанием кремнезема (см. рис. 8б) не оставляет сомнений в том, что эти вариации связаны с постседиментационными процессами. Сходные тренды устанавливаются для мариинской свиты, залегающей стратиграфически ниже баракунской и относимой к верхнему рифею.

Нельзя не отметить, что изотопный состав стронция в карбонатах дальнетайгинской серии на Уринском поднятии, где он изучен более детально, варьирует значительно сильнее, чем в карбонатах жуинской серии, несмотря на столь же высокие содержания этого элемента. В образцах, отвечающих строгим критериям сохранности изотопно-стронциевой системы ($\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 5$ и $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.024$), разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в дальнетайгинской серии охватывает интервал от 0.70755 до 0.70827 [Рудько и др., 2020], который заметно шире, чем в жуинской серии. Авторы цитируемой статьи считают эти вариации синседиментационными и связывают их с трансгрессивно-регрессивными циклами, хотя,

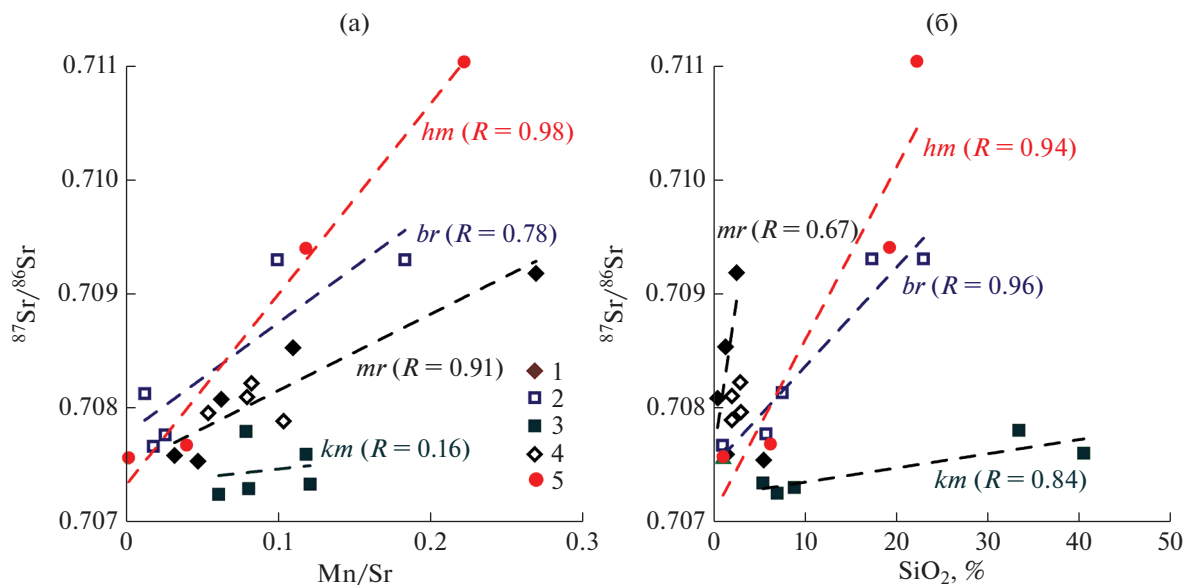


Рис. 8. Зависимость изотопного состава стронция от отношения Mn/Sr (а) и содержания SiO₂ (б) в нижне-вендских и верхне-рифейских карбонатах Патомского нагорья. 1–3 – восточный склон Патомского нагорья: 1 – мариинская свита (*mr*) на р. Жуя, 2 – баракунская свита (*br*) на р. Жуя, 3 – кумакулахская свита (*km*) на р. Сухой Кумак-Улах; 4, 5 – Мамско-Бодайбинский синклиниорий: 4 – мариинская свита на р. Мама, 5 – хомолхинская свита (*hm*) на р. Жуя (данные взяты из таблиц 2, 3, 4 и работ [Покровский и др., 2006а; Антипин и др., 2015]).

на наш взгляд, нельзя исключить, что в некоторых образцах, использованных для палеобассейновых реконструкций, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ было подвержено значимой постседиментационной модификации. На это указывает, в частности, то, что в образцах с относительно высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70782–0.70827) значения $\delta^{18}\text{O} = -10.1\text{‰} \dots -5.8\text{‰}$ PDB (20.5...24.9‰ SMOW) существенно ниже, чем в образцах с минимальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70755$: $\delta^{18}\text{O} = -4.8\text{‰} \dots -3.4\text{‰}$ PDB (25.9...27.4‰ SMOW). В некоторых образцах дальнотайгинской серии изотопный состав стронция модифицирован очень сильно: при высоких содержаниях этого элемента (900–1000 мкг/г) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них превышает 0.710 [Рудько и др., 2020], чего никогда не наблюдается в жуинской серии.

В кристаллических известняках мариинской свиты на р. Мама не обнаружена связь значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с содержанием SiO₂ и отношением Mn/Sr (см. рис. 5, 7), однако существует слабая положительная корреляция величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на высокую вероятность постседиментационной модификации изотопного состава C и Sr. “Первичные” значения $\delta^{13}\text{C}$ в мариинской свите были, очевидно, выше наблюдаемых ($\geq 7\text{‰}$), а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – ниже (≤ 0.7079) (см. табл. 3).

Условия постседиментационных преобразований до-имняхских угольно-черных карбонатов и пород имняхской свиты существенно различа-

лись, поскольку в последних, прежде всего, не было ОВ. Не вызывает сомнений, что эти белые и розовые породы накапливались в хорошо аэрируемом бассейне, где ОВ полностью окислялось в толще воды. В породах внешней зоны, относящихся к событию Ш-В, содержание ОВ находится ниже порога обнаружения ($< 0.1\%$); в имняхской свите оно определенно не выше. Пирит, который мог образоваться в результате восстановления сульфата реакцией с метаном, для имняхской свиты также совершенно не характерен. В целом, литологические предпосылки постседиментационной модификации изотопного состава углерода и стронция в карбонатах имняхской свиты отсутствуют.

Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах имняхской свиты очень однообразны и не коррелируются с “показателями сохранности” изотопных систем. Среднее для имняхской свиты значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7081 \pm 0.0001$ – несомненно, можно рассматривать как очень близкое (в пределах ошибки), если не идентичное “первичному”. Как минимальное (0.70810), так и среднее (0.70826 ± 0.00011) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах имняхской свиты идентичны таковым в неметаморфизованных известняках жуинской серии. Метаморфизм, очевидно, не сопровождался выносом стронция: содержание этого элемента в мраморах имняхской свиты (2829 ± 1068 мкг/г) достаточно однообразны и столь же высоки, как в известняках наиболее глу-

боководных разрезов внешней зоны (нижние течения рр. Большой Патом и Жуя).

На р. Мама в жуинской серии измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ несколько выше, чем в имняхской свите, и есть признаки их связи с отношением Mn/Sr (см. рис. 7в), указывающие на постседиментационную модификацию Sr-изотопной системы. Как отмечалось выше, наиболее чистые мраморы ченчинской и никольской свит на р. Мама характеризуются высокими содержаниями стронция (до 3165 мкг/г), которые в среднем (2042 ± 487 мкг/г) несколько ниже, чем в мраморах имняхской свиты. Это различие, по нашему мнению, связано не с выносом стронция на постседиментационной стадии, а с осадконакоплением в более близких к берегу фациальных обстановках. Это предположение можно обосновать тем, что ближе к краю Патомского бассейна — в торгинской свите на р. Чара [Melezhik et al., 2009] и в ченчинской свите на севере Уринского поднятия [Горохов и др., 1995] — содержание стронция в известняках, сформированных во время события Ш-В, еще ниже и не превышает 1000 мкг/г.

Сопоставление вендских отложений Мамско-Болайбинского синклинория с отложениями сопределельных территорий. На диаграмме $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ (рис. 9) кристаллические известняки и карбонатные сланцы имняхской свиты р. Кадали сопоставлены с метаморфизованными аналогами — никольской и ченчинской свитами восточного склона Патомского нагорья, обнаженными в нижнем течении р. Жуя, а также с торгинской свитой, выделяемой на прилегающей части Сибирской платформы (разрезы р. Чара и скважины 1Г на Чара-Токинском междуречье). Нельзя не обратить внимание, что большая часть значений $\delta^{13}\text{C}$ находится в очень узком интервале от -8 до -10‰ . В тех же пределах находятся величины $\delta^{13}\text{C}$ в ченчинской свите на Уринском поднятии, в северной части Патомского палеобассейна [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009] и на его юго-западе [Покровский, Буякайте, 2015]. Постоянство изотопного состава углерода в разновозрастных карбонатах по всей почти 700-километровой дуге, окаймляющей Патомское нагорье с востока, севера и запада, а также в его центральной части, несмотря на существенно различные фациальные обстановки их формирования, литологический состав и условия постседиментационных преобразований, является наиболее убедительным доказательством его синседиментационного происхождения. Такое постоянство заведомо невозможно в диагенетических карбонатах, в изотопном составе которых неизбежно отразится смешение карбонатного и органического углерода с очень широкими вариациями изотопного состава.

В строении наиболее полных разрезов жуинской серии, наряду с карбонатами, в которых $\delta^{13}\text{C}$ укладывается в интервал $-10\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -8\text{‰}$, принимают участие карбонаты со значениями $\delta^{13}\text{C}$ как более высокими ($-4\text{‰} \dots -8\text{‰}$), так и более низкими (до -12.5‰ , в единичных случаях до -13.5‰). Однако в разрезе они располагаются не хаотично, как можно было бы ожидать в случае диагенетических изменений, а строго приурочены к его определенным частям. В разрезе (снизу вверх) можно выделить четыре интервала: *Ж-1 — переходный интервал* от обогащенных ^{13}C карбонатов дальнотайгинской серии к обедненным $\delta^{13}\text{C}$ карбонатам жуинской серии. Полностью он опробован в скв. 1Г на Чара-Токинском междуречье, где в известковистых доломитах и доломитовых алевролитах верхов нижней—основания средней подсветит торгинской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ уменьшаются от 5.9 до -5.5‰ в пределах 50-метрового интервала [Покровский и др., 2006а]. В обнажениях этот интервал полностью не вскрыт. Часть его представлена карбонатными алевролитами никольской свиты на р. Чае [Покровский, Буякайте, 2015], которые характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C} = -5.1 \pm 0.8\text{‰}$. К нему относятся сходные по составу породы нижней части никольской свиты в Нохтуйском разрезе на р. Лена ($\delta^{13}\text{C} = -5.6 \pm 1.5\text{‰}$), к сожалению, плохо изученном [Покровский, Герцев, 1993; Покровский и др., 2006а].

В *интервале Ж-2*, к которому на Уринском поднятии и в нижнем течении р. Жуя относятся характерные красные мергели никольской свиты, а также аналогичные породы средней подсветит торгинской свиты в скв. 1Г [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009], аномалия достигает максимальной амплитуды ($\delta^{13}\text{C} = -13.5\text{‰}$), при $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -11.0 \pm 1\text{‰}$. Наиболее мощный *интервал Ж-3*, связанный с *Ж-2* постепенным переходом, во всех изученных разрезах представлен наиболее чистыми карбонатными породами и характеризуется $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.0 \pm 1\text{‰}$, с тенденцией увеличения значений снизу вверх по разрезу. Хуже всего на рассматриваемой территории представлен *интервал Ж-4* — переходный между отрицательной изотопной аномалией Ш-В и вышележащим положительным плато, завершающим эдиакарий в международной стратиграфической шкале, или верхний венд в схеме Н.М. Чумакова с соавторами [Чумаков и др., 2013]. Располагающееся над аномалией Ш-В терминальное эдиакарское положительное плато и венчающий его отрицательный экскурс, маркирующий границу эдиакария и кембрия, в непрерывном разрезе задокументированы только на р. Олекма [Покровский и др., 2020].

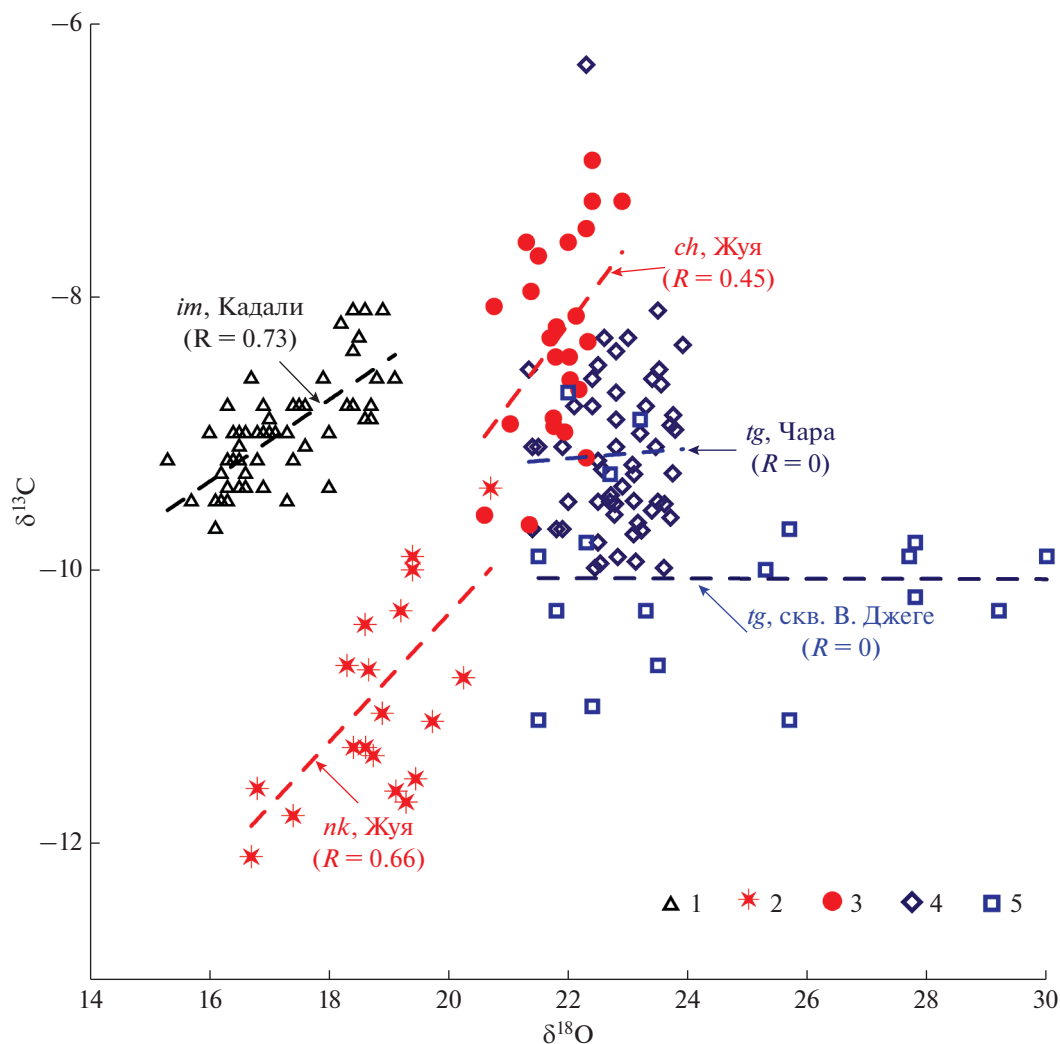


Рис. 9. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в верхневендских карбонатах Патомского нагорья и Сибирской платформы, сформированных во время события Шурам-Вонока и претерпевших постседиментационные преобразования различной интенсивности.

1 – Мамско-Бодайбинский синклиний: имнянская свита (*im*) на р. Кадали; 2, 3 – восточный склон Патомского нагорья, р. Жуя: 2 – никольская свита (*nk*), 3 – ченчинская свита (*ch*); 4, 5 – Сибирская платформа: 4 – торгинская свита (*tg*) на р. Чара, 5 – торгинская свита в скважине 1Г на междуречье рр. Чара и Токко. Данные взяты из табл. 2, 3 и работ [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009; Антипин и др., 2015].

По изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) мраморы имнянской свиты идентичны основному, наиболее протяженному интервалу Ж-3, установленному во всех разрезах внешней зоны (см. рис. 9). В связи с этим следует допустить, что интервалы Ж-1, Ж-2 и Ж-4 в разрезе р. Кадали отсутствуют, и этот разрез не полностью отражает длительность аномалии Ш-В. Соответственно, нижнюю пачку ченчинской свиты на р. Мама, характеризующуюся более низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ ($< -10\text{‰}$), можно сопоставить с интервалом Ж-2, а верхнюю — с интервалом Ж-3.

Корреляция изотопного состава углерода в мраморах имнянской свиты с “показателями со-

хранности” проявлена значительно слабее, чем в подстилающих угольно-черных карбонатах. Слабая корреляция величины $\delta^{13}\text{C}$ с содержанием SiO_2 и отношением Mn/Sr обусловлена наличием двух групп образцов: относительно чистых мраморов с содержанием $\text{SiO}_2 < 40\%$ и несколько обедненных ^{13}C слабокарбонатных сланцев, залегающих преимущественно в нижней части свиты. В аналогичных породах на р. Мама коэффициент корреляции величины $\delta^{13}\text{C}$ с содержанием SiO_2 и отношением Mn/Sr заметно выше, так как нижняя, обогащенная SiO_2 пачка — аналог никольской свиты — представлена здесь лучше, чем на р. Кадали.

В обедненных ^{13}C мраморах Мамско-Бодайбинского синклиория, так же, как и в некоторых других карбонатсодержащих толщах, синхронных событию Ш-В, наблюдается положительная корреляция величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, которая дала основание ряду исследователей [Виноградов, 2008; Knauth, Kennedy, 2009; Derry, 2010; Cui et al., 2017] связывать эту отрицательную аномалию с диагенетическими процессами. Очевидно, что в данном случае диагенетическая гипотеза базируется не столько на самой корреляции $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, сколько на амплитуде и мощности аномалии, которая по этим показателям не имеет аналогов в геологической истории. Сходные ковариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на уровне палеоцен-эоценового термического максимума [Zachos et al., 2001] или на границе перми и триаса [Magaritz et al., 1988] не вызывают дискуссий о диагенезе и находят разумные объяснения в синседиментационных процессах, таких как, например, потепления, которые проявляются в обеднении карбонатов изотопом ^{18}O и сопутствующей деструкцией метангидратов. Очевидно, что опреснение/засолонение бассейна седиментации также может приводить к положительной корреляции $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, так как реки привносят в море воду, обедненную тяжелыми изотопами ^{18}O и ^{13}C . Отмечалось [Покровский, Буякайте, 2015], что в наименее измененных платформенных разрезах жуинской серии и торгинской свиты корреляция $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отсутствует (см. рис. 9), а совмещенный в некоторых разрезах рост значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ от подошвы к кровле является суперпозицией двух несвязанных процессов: эволюции изотопного состава углерода во времени и уменьшения постседиментационного изотопно-кислородного сдвига, связанного с глубиной погружения.

Нельзя не отметить, что самый высокий коэффициент корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ устанавливается в мраморах и карбонатных сланцах имняхской свиты (см. рис. 9). Подобная корреляция, встречающаяся довольно часто в метаморфизованных карбонатах, обычно связывается либо с декарбонатизацией и удалением обогащенного ^{18}O и ^{13}C углекислого газа, либо с высокотемпературным обменом с водно-углекислотным флюидом [Valley, 1986]. Значительное (на 4–5‰) обеднение осадочных карбонатов изотопом ^{13}C отмечалось, однако, лишь при высокотемпературном контактовом метаморфизме, тогда как для амфиболитовой фации оно не характерно ввиду того, что при 400–500°C кальцит разлагается слабо. Экстраполяция тренда $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$, установленно-го в мраморах имняхской свиты, в область нормально-морских “нулевых” значений представляется необоснованной и крайне маловероятной.

В отличие от изотопного состава углерода и стронция, изотопный состав кислорода в карбонатах жуинской серии характеризуется очень широкими вариациями (от 16.7 до 30.5‰), которые, несомненно, связаны с условиями постседиментационных преобразований и, прежде всего, с температурой взаимодействия карбонатов с поровыми растворами. С одной стороны, в наиболее мощных (до 1 км) разрезах на pp. Большой Патом и Жуя эта связь проявляется в обогащении карбонатов снизу вверх изотопом ^{18}O [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009; Покровский, Буякайте, 2015] и связана, по-видимому, с глубиной погружения. Так, на р. Жуя кальцит никольской свиты ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 18.8 \pm 1\text{‰}$), залегающей в основании жуинской серии, в среднем на 2.5‰ обеднен изотопом ^{18}O по сравнению с кальцитом из перекрывающей ее ченчинской свиты ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 21.3 \pm 0.8\text{‰}$). Выявляется также связь изотопного состава кислорода с палеогеографическим и тектоническим положением отдельных разрезов. В платформенном разрезе на р. Чара, расположенном всего в 50–70 км к востоку от Жуинского разреза, кальцит еще более обогащен ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 22.0 \pm 1.7\text{‰}$), а еще далее на восток, на Чара-Токинском междуречье (скв. 2Г), где торгинская свита частично сложена доломитами, значения $\delta^{18}\text{O}$ достигают 30‰ [Покровский и др., 2006а]. Вероятно, в последнем случае высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ объясняются не только относительно низкой температурой прогрева, но также низкой растворимостью доломита по сравнению с кальцитом.

К проблеме возраста аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих пород патомского комплекса. В отложениях патомского комплекса до настоящего времени не обнаружено пород, пригодных для точных радиоизотопных датировок, которые преимущественно получают с использованием уран-свинцовой системы в цирконах из вулканических туфов, синхронных осадконакоплению. Имеющиеся данные биостратиграфии и датировки детритовых цирконов однозначно доказывают вендский возраст дальнетайгинской и жуинской серий, однако не пригодны для более детального стратиграфического расчленения. В связи с этим на первый план выступают результаты C- и Sr-изотопной корреляции с удаленными разрезами, датированными радиоизотопными методами. Несмотря на широкое распространение на Земле вендских (эдиакарских) отложений, таких разрезов очень немного, и не все радиоизотопные датировки можно признать надежными.

Событие Ш-В, несомненно, является важнейшим хемотратиграфическим маркером венда/эдиакария вследствие ярко выраженной индивидуальности: ультранизких значений $\delta^{13}\text{C} = -9 \pm 3\text{‰}$ и большой мощности — сотни метров в

наиболее полных разрезах. Сравнительно немногочисленные разрезы обладают обоими этими качествами: формация Шурам в Омане [Cozzi et al., 2004; Le Guerroue, 2006], Вонока в Австралии [Calver, 2000; McKirdy et al., 2001; Husson et al., 2015], жуинская серия и ее аналоги на юге Сибири. Известен еще целый ряд позднеэдиакарских (средне-верхневендских) отрицательных аномалий, коррелирующихся с событием Ш-В, однако их мощность заметно меньше (менее 100 м, обычно первые десятки метров), вероятно, по причине существенного сокращения разрезов. Среди наиболее известных можно назвать формацию Джонни (Johnny) в Долине Смерти на западе США [Bergmann et al., 2011; Corsetti, Kaufman, 2003; Kaufman et al., 2007], в которой значения $\delta^{13}\text{C}$ в интервале $-8\ldots-10$ зарегистрированы в ~50-метровой пачке доломитовых песчаников, формацию Гаметрэйл (Gametrail) на северо-западе Канады [Macdonald et al., 2013; Rooney et al., 2020], где с аномалией Ш-В коррелируется также сравнительно небольшая по мощности пачка, в которой величины $\delta^{13}\text{C}$ находятся в интервале $-2\ldots-8$, и формацию Доушаньто на юге Китая [Zhou, Xiao, 2007; Zhu et al., 2007; Jiang et al., 2011; Cui et al., 2015, 2017], в которой максимальная мощность аномалии Ш-В не превышает 40–50 м.

Детально изученная формация Доушаньто мощностью от ~40 до 350 м залегает на диамиктитах формации Наньто, которые сопоставляют с гляциогоризонтом Марино. Возрастные рамки формации Доушаньто, изученной в многочисленных разнофациальных разрезах, ограничены лучшими на сегодняшний день U–Pb датировками по циркону из вулканогенно-осадочных пород: основание, совпадающее с окончанием оледенения “Марино” (туфы в экз-доломитах (cap dolomite), венчающих гляциогенные диамиктиты) имеет возраст 635.0 ± 0.6 млн лет [Condon et al., 2005], и кровля, совпадающая с окончанием отрицательной аномалии EN-3 (туфы в черных сланцах с содержанием ОВ до 10%) — 551.0 ± 0.7 млн лет [Condon et al., 2005]. В целом, для эдиакария Южного Китая (формаций Доушаньто и перекрывающей ее Денъинь) характерны высокие значения $\delta^{13}\text{C} = 4\ldots 7\text{‰}$, на фоне которых выделяются 4 отрицательных экскурса, из которых EN-1 и EN-4 маркируют, соответственно, начало и конец эдиакария, а EN-2 и EN-3 располагаются в средней и верхней частях формации Доушаньто. С событием Ш-В сопоставляют изотопно-углеродный экскурс EN-3 ($\delta^{13}\text{C}$ до $-9 \pm 1\text{‰}$), мощность которого в наиболее полном разрезе Юлоньган (Jiulongwan), интерпретированном как мелководная часть внутреннего шельфа, составляет 40 м [Jiang et al., 2011; Cui et al., 2015, 2017]. Мощность и амплитуда экскурсов EN-3 в более глубоководных разрезах, например Жоньглинь (Zhongling), су-

щественно меньше, и они не формируют устойчивого отрицательного плато — “опознать” их можно только по положению в разрезах, которые, по-видимому, часто имеют сокращенную мощность вследствие скрытых перерывов и/или эпигенетического растворения карбонатных горизонтов. Нельзя не отметить, что с событием Ш-В в формации Доушаньто, обнаженной в разрезе Сидупинь (Siduping), который был сформирован, как полагают авторы, в верхней части склона открытого морского бассейна, коррелируется интервал с положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ [Li et al., 2017]. Столь сильная пространственная неоднородность события Ш-В объясняется в работе [Li et al., 2017] различными окислительно-восстановительными условиями на внутреннем шельфе и на склоне бассейна, а в работе [Laakso, Schrag, 2020] связывается с наличием в разрезе Сидупинь наряду с обедненными ^{13}C осадочными карбонатами обогащенных ^{13}C диагенетических (примерно 50%). По нашему мнению, названные выше южно-китайские разрезы могут быть просто некорректно скоррелированы на основании литологических соображений. В Патомском палеобассейне фациальная неоднородность проявляется только в различной мощности горизонтов, относящихся к событию Ш-В.

Имели место попытки выделения события Ш-В в слабокарбонатных силикокластических толщах Ньюфаундленда (п-ов Авалон), в которых осадочный карбонатный материал смешан с диагенетическим, причем последний, судя по изотопному составу углерода от -5 до -25‰ , преобладает [Canfield et al., 2020]. Вполне возможно, что первичные значения $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных карбонатах формаций Брискал (Briscal) и Мистейкен Поинт (Mistaken Point) на п-ове Авалон действительно были ниже 0‰ , однако это не является достаточным основанием для выделения в этих формациях события Ш-В, которое характеризуется устойчивым отрицательным плато на уровне $\delta^{13}\text{C} = -10 \pm 2\text{‰}$. В названных выше свитах осадочный карбонатный материал, если он там вообще имелся, не мог иметь изотопный состав углерода ниже -5‰ — максимума для данной толщи.

Следует отметить, что в Сибири сравнительно маломощные толщи, по-видимому, включающие событие Ш-В, обнаружены также за пределами Патомского палеобассейна: в юкандинской свите в Учуро-Майском районе [Семихатов и др., 2004], в базальной пачке биджинской свиты на Батеневском кряже [Летникова и др., 2011], в верхней части непского горизонта внутренней части Сибирской платформы [Кочнев и др., 2018], в тасеевской серии на востоке Енисейского кряжа [Кочнев и др., 2020]. Есть основания полагать, что событие Ш-В в них также представлено не в полном объеме.

По изотопному составу стронция толщи, относимые к событию Ш-В, хуже поддаются корреляции, чем по изотопному составу углерода. Минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7080$ в карбонатах жуинской серии и в ее аналогах на юге Сибири заметно ниже, чем в обедненных изотопом ^{13}C карбонатах, сопоставляемых с событием Ш-В на юге Китая, в Австралии, Омане и других районах, где значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не опускаются ниже 0.7085. Это обстоятельство позволило авторам работы [Melezhik et al., 2009] предположить, что отрицательные аномалии формаций Шурам и Вонока соответствуют верхней части жуинской серии. Вполне возможно, однако, что повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в существенно доломитовых и карбонатно-силикокластических аналогах жуинской серии связаны с постседиментационными изменениями.

До настоящего времени оживленно обсуждаются возрастные рамки и длительность события Ш-В. Диапазон оценок находится в интервале от 1 до 50 млн лет [Xiao et al., 2016; Williams, Schmidt, 2018]. Наиболее популярными являются два варианта длительности этого события (см. обзор в работе [Xiao et al., 2016]): 1) “продолжительный” длительностью от ~585 до ~550 млн лет и 2) “короткий” — ~560–550 или ~570–560 млн лет. Однозначного обоснования ни того, ни другого сценария нет, и последние работы [Canfield et al., 2020; Rooney et al., 2020] не проясняют данную ситуацию.

Существенно силикокластический разрез эдиакарских отложений на Ньюфаундленде (п-ов Авалон) охарактеризован прецизионными U–Pb датировками по цирконам из туфов, однако, как отмечено выше, не содержит карбонатной составляющей, которую можно было бы однозначно сопоставить с событием Ш-В [Canfield et al., 2020]. Определить на фоне очень большого разброса отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ (–5...–25‰) положение двух выделенных в формации Доушаньто отрицательных экскурсов N-2 и N-3, разделенных положительным плато, на п-ове Авалон невозможно. Если хемотратиграфические данные по Ньюфаундленду и могут быть интерпретированы, то свидетельствуют они скорее о существовании отрицательной аномалии Ш-В в интервале от 580.9 ± 0.4 до 562.0 ± 1.1 млн лет, а не 571–562 млн лет, как утверждают авторы рассматриваемой статьи.

Для определения возрастных рамок формации Шурам в Омане и ее предполагаемого стратиграфического аналога — формации Гэймтрэйл (Gaimet Trail) на северо-западе Канады — были использованы Re–Os изотопные системы в богатых ОБ, отложениях, подстилающих и перекрывающих названные толщи [Rooney et al., 2020]. Возраст формации Шурам укладывается в относительно

продолжительный интервал между 578.2 ± 5.9 и 562.7 ± 3.8 млн лет [Rooney et al., 2020], тогда как датировки, ограничивающие снизу и сверху возраст сопоставляемого с аномалией Ш-В экскурса в формации Гэймтрэйл — 574.0 ± 4.7 и 567.3 ± 3.0 млн лет, — не отличаются в пределах ошибки [Rooney et al., 2020]. Результаты Re–Os изохронного датирования не позволяют согласиться с авторами статьи [Rooney et al., 2020], которые, игнорируя большие неопределенности датирования, заключают событие Ш-В в очень узкий интервал длительностью от 1.1 до 12.3 млн лет. Отметим, что ранее [Zhu et al., 2013] по богатым ОБ черным сланцам, которые согласно залегают на карбонатах, синхронных событию Ш-В, и завершают разрез формации Доушаньто на юге Китая, была получена Re–Os изохрона с возрастом 591.1 ± 5.3 млн лет, который резко отличается от датировок по Оману и С-3 Канаде [Rooney et al., 2020]. Очевидно, к Re–Os датировкам пород с высоким содержанием ОБ следует относиться с разумной осторожностью.

Предпринимались попытки определения длительности события Ш-В с помощью циклостратиграфии, основанной на выявлении астроклиматических циклов Миланковича. Предполагается, что эти циклы контролируют периодичность поступления в бассейны седиментации силикокластического материала, количество которого определяется по ферро- и парамагнитной составляющей породы [Minguez et al., 2015; Minguez, Kodama, 2017; Gong et al., 2017] или по гамма-радиоактивности [Gong, Li, 2020]. Определенная таким способом длительность события Ш-В колеблется от 7.7 ± 0.2 млн лет в Омане [Gong, Li, 2020] до 9.1 ± 1.0 млн лет в Южном Китае [Gong et al., 2017]. Эти оценки, очевидно, следует рассматривать как минимальные, так как авторы не принимают во внимание вероятность элиминирования части циклов вследствие подводных и субаэральных размывов, диагенетического растворения карбонатных слоев и неполноты разреза.

По аналогии с ранневендским оледенением Марино (650–631 млн лет), отложения которого перекрывает характерная пачка т.н. кэп-доломитов (“cap dolomite”), обедненных изотопом ^{13}C , в большинстве хемотратиграфических схем неопротерозоя отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ рассматривались как маркеры окончания оледенений даже в тех случаях, когда они встречались вне ассоциации с ледниковыми отложениями [Kaufman, Knoll, 1995; Jacobsen, Kaufman, 1999; Halverson et al., 2010 и др.]. Строгих оснований для подобных выводов нет, так как отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ во многих неопротерозойских разрезах — на северо-востоке Шпицбергена [Fairchild, Spiro, 1987; Kaufman et al., 1997], юге Австралии [McKirdy et al., 2001; Walter et al., 2000],

севере Канады [Narbonne et al., 1994; Kaufman et al., 1997], в Шотландии [Brasier, Shields, 2000], Намибии [Hoffman et al., 1998] и Северо-Западном Китае [Xiao et al., 2001] — располагаются стратиграфически ниже диамиктитов. Тем не менее, событие Ш-В (EN-3) обычно коррелируют с окончанием оледенения Гаскье (582–584 млн лет), следы которого установлены только на Ньюфаундленде [Fike et al., 2007; Narbonne et al., 2012; Canfield et al., 2020], где эдиакарские толщи представлены силикокластическими отложениями, поэтому событие Ш-В, как отмечалось выше, не может быть однозначно установлено. По другой версии, оледенение Гаскье коррелируется с относительно слабым отрицательным экскурсом EN-2 [McDonald et al., 2013], который располагается в формации Доушаньто на ~30 м ниже экскурса, сопоставляемого с событием EN-3, и также вне ассоциации с ледниковыми отложениями [Jiang et al., 2007; McFadden et al., 2008; Sawaki et al., 2010; Cui et al., 2015].

В настоящее время нет общепринятого стратиграфического расчленения ни венда, ни эдиакария. В венде предлагается выделять четыре отдела: нижний, средний, верхний и терминальный [Чумаков и др., 2013], в эдиакарии — нижний и верхний, предполагая, что оледенение Гаскье совпадает с экскурсом EN-2, или нижний, средний и верхний, если проводить границу между средним и верхним по подошве события Ш-В (экскурс EN-3), сопоставляя его с оледенением Гаскье, следы которого в Южном Китае отсутствуют [Xiao et al., 2016]. Не вдаваясь в обсуждение достоинств и недостатков этих схем, отметим, что изотопный состав стронция позволяет отличать нижний венд (эдиакарий) от среднего или верхнего, и, следовательно, оледенение Марино от оледенения Гаскье достаточно четко даже при отсутствии надежных радиоизотопных датировок: в нижнем венде минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не поднимаются выше 0.7075...0.7076, тогда как в среднем и верхнем они никогда не опускаются ниже 0.7080 [Halverson et al., 2010; Cui et al., 2018]. Это обстоятельство не позволяет согласиться с авторами [Рудько и др., 2017, 2020; Петров, 2018а, 2018б], которые допускают, что гляциогенные диамиктиты джемкуканской (большепатомской) свиты, традиционно сопоставляемые с ранневендским оледенением Марино (650–630 млн лет) [Покровский и др., 2006а; Чумаков и др., 2007, 2013], могут быть скоррелированы с оледенением Гаскье и иметь средневендский возраст. Данные хемотратиграфии дают для этого мало оснований. В карбонатах баракунской свиты, перекрывающих диамиктиты на Уринском поднятии [Рудько и др., 2020] и в нижнем течении р. Жуя (см. табл. 3), а также хомолхинской свиты в Бодайбинском синклинии (см. табл. 2) минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —

0.70755, 0.70767 и 0.70753 соответственно — однозначно указывают на ранневендский (раннеэдиакарский) возраст.

Традиционно в патомском комплексе выделяется единый гляциогоризонт, сопоставляемый с тремя свитами: большепатомской, джемкуканской и ничатской [Чумаков, 1993]. Корреляция большепатомской и джемкуканской свит, перекрываемых карбонатами баракунской свиты, с очень сходными С- и Sr-изотопными характеристиками, в целом не вызывает сомнений. В карбонатах красноцветной кумакулахской свиты, перекрывающей ничатскую, минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, однако, заметно ниже, чем в баракунской (см. рис. 8), несмотря на несколько худшие показатели сохранности. Из этого следует, что либо корреляция баракунской и кумакулахской свит неверна, а тогда некорректна и корреляция ничатской свиты с джемкуканской и большепатомской, либо критерии сохранности имеют ограниченное применение для дискриминации образцов карбонатных пород с некогда высокими содержаниями ОВ, которые в силу особенностей химического состава более уязвимы для постседиментационной модификации изотопных систем.

Нельзя не обратить внимание (см. рис. 8) на то, что в карбонатах мариинской свиты, которая подстилает джемкуканскую свиту и относится к позднему рифею, и в карбонатах баракунской, которая джемкуканскую перекрывает, минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отличаются очень мало (0.70747 и 0.70767 соответственно) при сходных высоких значениях $\delta^{13}\text{C}$. Такая ситуация могла бы показаться странной, учитывая предполагаемый, согласно существующей схеме, большой временной интервал между свитами, соответствующий длительности оледенения Марино — ~15 млн лет. Однако и в ряде других районов — формация Итина (Etina) в Австралии [Walter et al., 2000; McKirdy et al., 2001], формация Тайшир (Tayshir) в Монголии [Brasier et al., 1996], формация Кил (Keele) в Канаде [Narbonne et al., 1994; Kaufman et al., 1997] — карбонаты позднего криогения, накопленные непосредственно перед оледенением Марино, мало отличаются от карбонатов раннего эдиакария по изотопному составу углерода и стронция, что говорит о постоянстве тектонических условий и холодном климате, неблагоприятном для химического выветривания континентов.

К проблеме генезиса аномалии Шурам-Вонока. В настоящее время существуют три основные гипотезы происхождения аномалии Ш-В. Большинство исследователей [Rothman et al., 2003; Melezhik et al., 2005, 2009; Fike et al., 2006; Покровский и др., 2006б; Halverson et al., 2010; Покровский, Буякайте, 2015] считают ее общепланетарным событием, обусловленным быстрой и

беспрецедентной по объему “инъекцией” продуктов окисления органического вещества и/или метана, накопленных в предшествующие периоды, в систему океан–атмосфера. Данные радиоизотопной хронологии и хеостратиграфии венда (эдиакария) в целом подтверждают эту гипотезу, так как указывают на субсинхронность события Ш-В на разных континентах. Вместе с тем, дискуссионными остаются вопросы, касающиеся источников обедненного изотопом ^{13}C углерода и необходимого количества окислителей, а также допустимых масштабов фациальной неоднородности аномалии, что особенно существенно для ее использования в качестве глобального стратиграфического маркера.

Устойчивой популярностью пользуется гипотеза [Виноградов, 2008; Knauth, Kennedy, 2009; Derry, 2010; Schrag et al., 2013; Cui et al., 2017; Jiang et al., 2019], согласно которой аномалия Ш-В не отражает состояние системы океан–атмосфера, а является результатом замещения осадочных карбонатов диагенетическими, которые часто, хотя и далеко не всегда, обеднены изотопом ^{13}C . Аргументы, противоречащие “диагенетической” гипотезе, были рассмотрены выше. Необходимо, однако, коснуться работы, авторы которой полагают, что обнаружили в породах, хронологически сопоставляемых с событием Ш-В, прямые доказательства замещения осадочных доломитов диагенетическим кальцитом, связанным с анаэробным окислением метана [Cui et al., 2017]. Аутигенный кальцит (в виде цемента и нодулей), в котором значения $\delta^{13}\text{C}$ (до -37‰) много ниже, чем в ассоциирующем фосфатно-доломитовом матриксе ($-2...+7\text{‰}$), был обнаружен в 50-метровой терригенно-карбонатно-фосфатной пачке разреза Жонглинь (Zhongling), вскрывающего уже упоминавшуюся выше формацию Доушаньто на юге Китая. Корреляция углерод-изотопной аномалии в этой пачке с событием Ш-В представляется, однако, неоднозначной. Лишь в трех образцах оттуда значения $\delta^{13}\text{C}$ ниже 0‰ , и только один из них достигает -12‰ [Jiang et al., 2011], тогда как в наиболее полном на юге Китая разрезе Юлонгван (Jiulongwan) этой же формации аномалия Ш-В (экскурс EN-3) представлена 40-метровой толщей чисто карбонатных пород (доломитов и известняков) с очень однообразными значениями $\delta^{13}\text{C} = -9 \pm 1\text{‰}$, которые трудно интерпретировать в рамках модели смещения двух карбонатных фаз, исключительно контрастных по изотопному составу углерода.

Важная, но совершенно иная роль отводится диагенетическим карбонатам в третьей гипотезе происхождения аномалии Ш-В [Laakso, Schrag, 2017]. Согласно этой гипотезе, обеднение ^{13}C неорганического углерода, растворенного в океанической воде (dissolved inorganic carbon, DIC), но-

сило глобальный характер и было инициировано аккумуляцией в осадках, обогащенных ^{13}C , метаногенных диагенетических карбонатов (МДК). Моделирование показывает, что теоретически такой процесс возможен, но требует выполнения определенных, не вполне реалистичных условий. Чтобы достичь установленного в аномалии Ш-В уменьшения величины $\delta^{13}\text{C}$ до -10‰ , при соотношении в осадках $C_{\text{орг}}/C_{\text{карб}} = 0.2$ (близкого к современному) и $\delta^{13}\text{C} = +10\text{‰}$ в МДК, количество последних должно составлять 50% от общего объема карбонатонакопления, что противоречит принимаемой доли захороненного ОВ (20%), из которого образуется метан. При соотношении $C_{\text{орг}}/C_{\text{карб}} = 0$ и $\delta^{13}\text{C}$ (МДК) = $+20\text{‰}$, для требуемого сдвига достаточно 15% МДК [Laakso, Schrag, 2017]. Эта величина, на первый взгляд, кажется более реалистичной, однако совершенно непонятно каким образом будет генерироваться метан, если в осадках отсутствует органическое вещество.

В венде Патомского палеобассейна мы не находим никаких подтверждений рассмотренной выше гипотезы. В отложениях, соответствующих событию Ш-В, МДК, обогащенные ^{13}C , не найдены, равно как нет в этих отложениях признаков накопления существенных объемов органического вещества, без которого метаногенез невозможен в принципе. Вместе с тем, обогащенные ^{13}C (до $\delta^{13}\text{C} = 15\text{‰}$) раннедиагенетические конкреции обнаружены в отложениях дальнетайгинской серии, подстилающих аномалию Ш-В [Петров, Покровский, 2020], и этот факт представляется весьма важным для понимания природы события этой аномалии. Такие конкреции широко распространены в кайнозойских холодноводных отложениях Северной Пацифики [Покровский, 1980; Покровский, Гладенков, 2017]; обогащенная ^{13}C углекислота, как было показано многочисленными исследованиями, образуется при определенных условиях диагенеза, одновременно с образованием обедненного ^{13}C метана.

В настоящее время часть метана, генерируемого в осадках, окисляется анаэробно, а другая часть консервируется в виде метангидратов, широко распространенных в современном Мировом океане — преимущественно в холодноводных морях и на больших глубинах [Kvenvolden, 1988]. Очевидно, что в холодные эпохи количество метангидратов существенно увеличивалось, и событие Ш-В, как это отмечалось ранее [Покровский и др., 2006б], может быть связано с их деструкцией, вызванной потеплением, окислением метана и инъекцией в океан обедненного ^{13}C окисленного углерода.

Нерешенной, однако, является проблема источника кислорода. Расчеты показывают [Bris-

tow, Kennedy, 2008], что кислород и сульфат-ион, необходимые для окисления $\sim 7 \times 10^{20}$ молей органического вещества и глобального смещения $\delta^{13}\text{C}$ в растворенном в океанической воде неорганическом углероде до -12‰ , был бы израсходован уже в течение 0.8–1.0 млн лет, тогда как событие Ш-В длилось как минимум на порядок дольше. Кроме того, в результате масштабного окислительного события содержание кислорода в атмосфере должно было бы резко сократиться, свидетельств чему нет ни в позднем венде, ни в раннем кембрии.

Чтобы согласовать амплитуду и длительность события Ш-В с объемами необходимых для ее возникновения органического углерода и кислорода, необходимо допустить, что в обогащении океанической воды изотопно-легким углеродом участвовали не только кислород системы океан–атмосфера и органический углерод придонного слоя воды и поверхностного слоя осадков, но и глубоко захороненные углеводороды и сульфатные залежи, которые могли возникнуть только в условиях кислородной атмосферы.

Это предположение противоречит популярной гипотезе неопротерозойской оксигенизации, согласно которой довендский (доэдиакарский) океан был малосульфатным или даже бессульфатным [Canfield, Teske, 1996; Canfield, Farquhar, 2009]. Тем не менее, наличие значительных по объему сульфатсодержащих эвапоритов с возрастом более 700 млн лет является несомненным фактом. Многочисленными нефтеразведочными скважинами в западной части Сибирской платформы вскрыты ниже-среднерифейская камовская серия, в строении которой принимают участие сульфатно-доломитовые комплексы мощностью 150–200 м, с содержанием ангидрита 20–30% [Виноградов и др., 1994]. В серии Биттер Спрингс (Bitter Springs) с возрастом 830–750 млн лет, занимающей значительную — до 1/3 континента — площадь в центральной части Австралии, мощность галит-ангидрит-доломитового комплекса превышает 800 м [Schmid, 2017]. Мезопротерозойская (~ 1.2 млрд лет) формация Society Cliffs, мощностью 720 м, распространенная на островах Баффина (Baffin) и Байлот (Bylot) Канадского арктического архипелага, сложена карбонатами, содержащими многочисленные горизонты гипса и ангидрита [Kah et al., 2001]. Известны также палеопротерозойские осадочные сульфаты. В Онежской мульде скважиной на глубине 2400–2900 м, в туломозерской свите (возраст около 2 млрд лет) была вскрыта 500-метровая ангидрит-галитовая толща [Онежская ..., 2011; Blättler et al., 2018], свидетельствующая, что уже в это время минимальное содержание сульфат-иона в морской воде составляло не менее 10 ммоль/кг, т.е. $\sim 30\%$ современного уровня (28 ммоль/кг).

Следует подчеркнуть, что это минимальная оценка, сделанная на основании изотопного состава кальция и неочевидной в данном случае модели истощения [Blättler et al., 2018]. Следы сульфатов на этом уровне встречаются по всей Фенноскандии [Melezhik et al., 2013], впервые они были обнаружены в палеопротерозое Алданского щита [Виноградов и др., 1976].

Хорошо известна высокая растворимость гипса, особенно солеными водами (вследствие этого гипсы и ангидриты редко встречаются в естественных обнажениях). Можно предположить, что снятие ледниковой нагрузки, таяние многолетнемерзлых пород на континентах, гляциоэвстатические и гляциоизостатические колебания базиса эрозии сопровождалась активизацией подземных вод, которые растворяли эвапориты, накопленные в предшествующие эпохи и обеспечивали поступление сульфатного кислорода к горизонтам, обогащенным органическим веществом и/или метан-гидратами. В этой связи нельзя не отметить, что в наиболее глубоководных частях Патомского палеобассейна высокостроениевые (до 24000 мкг/г) онколитовые известняки ченчинской свиты иногда содержат осадочный или раннедиагенетический целестин [Melezhik et al., 2009] — продукт перекристаллизации арагонита в кальцит в присутствии сульфатных рассолов, которые, возможно, разгружались непосредственно в бассейн седиментации.

Подводя итог сказанному, еще раз подчеркнем если не обилие, то бесспорное наличие в до-вендских осадочных толщах мощных сульфатных горизонтов, которые начали накапливаться на Земле не позднее 2 млрд лет назад. Нет никаких геологических резонов полагать, что в мелководных эпиконтинентальных довендских бассейнах сульфаты накапливались лишь в исключительных случаях и в небольших объемах. То, что в настоящее время докембрийские сульфаты встречаются реже, чем фанерозойские, является результатом их растворения и восстановления. Событие Ш-В — одно из наиболее ярких проявлений такого рода процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопные данные подтверждают наиболее распространенную схему корреляции позднедокембрийских отложений внешней и внутренней зон Патомского комплекса [Докембрий ..., 1995] и, соответственно, вендский возраст метаморфизованных аналогов жуинской и дальнотайгинской серий Патомского комплекса.

Белые и светло-серые, не содержащие органического вещества мраморы имняхской свиты в восточной части Мамско-Бодайбинского синклинария внутренней зоны Патомского нагорья

(р. Кадали) по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70810\text{--}0.70845$) полностью идентичны нематаморфизованным известнякам жуинской серии, сопоставляемой с глобальным поздне-эдиакарским событием Ш-В [Melezhik et al., 2005, 2009; Покровский и др., 2006а; Покровский, Буякайте, 2015]. Метаморфизм не сопровождался выносом стронция, содержание которого в мраморах имняхской свиты такое же высокое (до 6290 мкг/г), как в известняках жуинской серии наиболее глубоководных частей Патомского палеобассейна, и проявился лишь в обеднении пород тяжелым изотопом кислорода: в мраморах имняхской свиты $\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 17.2 \pm 1\text{‰}$ на 3–4‰ ниже, чем в известняках жуинской серии. На западе синклинория (р. Мама) сходные по условиям метаморфизма мраморы, относимые к жуинской серии, характеризуются близкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, но несколько более высокими, вследствие постседиментационного сдвига, значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Постседиментационные изменения угольно-черных карбонатов и карбонатсодержащих сланцев, залегающих стратиграфически ниже имняхской свиты, проявлены значительно сильнее. Влияние продуктов окисления и декарбоксилизации органического вещества проявляется не только в изотопном составе углерода, но и в изотопном составе стронция угольно-черных карбонатов, для которых характерна отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Очевидно, агрессивные органические кислоты стимулируют извлечение из терригенной компоненты осадка стронция, обогащенного радиогенным изотопом, и вовлечение его в постседиментационную перекристаллизацию карбонатного материала. Это обстоятельство существенно затрудняет интерпретацию небольших (0.0002–0.0003) вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в той или иной свите, которые могут быть связаны как с постседиментационными изменениями, так и с эволюцией изотопного состава стронция в морской воде. Ближе всего к изотопному составу стронция в морской воде в хомолхинское время, очевидно, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70753$, определенное в образце с ураганным содержанием $\text{Sr} = 11400$ мкг/г; оно практически идентично с минимальным значением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, зарегистрированного в дальнотайгинской серии во внешней зоне Патомского нагорья, и соответствует раннему венду (раннему эдиакарию).

Изотопные системы карбонатов согдиондонской и витимской свит, залегающих в основании неопротерозойского разреза на р. Жуя, подверглись еще более сильной модификации, которая исключает возможность обоснованной хеоматриграфической интерпретации. Крайне осторожно можно предположить, что значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих

свитях были отрицательными изначально и соответствовали одному из глобальных довендских отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$. Геохимическая природа события Ш-В остается предметом острых дискуссий. Ключом к решению этой проблемы, возможно, являются сделанные в последнее время находки раннедиагенетических карбонатов с ультранизкими [Cui et al., 2017] и ультравысокими [Петров, Покровский, 2020] величинами $\delta^{13}\text{C}$, указывающими на интенсивный метаногенез в холодноводных постледниковых осадках, накопление которых предшествовало событию Ш-В. Есть основания полагать, что большая часть метана была временно законсервирована в виде метангидратов, а событие Ш-В обусловлено их деструкцией, вызванной потеплением, окислением метана и инъекцией в океан обедненного ^{13}C окисленного углерода. Еще более сложной является проблема источника кислорода, эквивалентного количеству окисленного метана и/или органического вещества. Поскольку кислорода, содержащегося в океане и атмосфере, было явно недостаточно [Bristow, Kennedy, 2008], следует предположить, что в окислении участвовали подземные воды, растворявшие довендские сульфатсодержащие отложения, которые начали накапливаться на Земле не позднее 2 млрд лет назад.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00427.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин В.С., Покровский Б.Г., Федоров А.М. Патомский кратер — результат фреатического взрыва: геологические и изотопно-геохимические свидетельства // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 538–548.
- Виноградов В.И. Изотопный состав углерода и кислорода венд-кембрийских карбонатных пород и палеоэкологические реконструкции // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 1. С. 51–65.
- Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 12–28.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнекембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 49–76.
- Гарбаух Дж.У. Карбонатные коллекторы нефти // Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация / Под ред. Дж. Чилингара, Г. Бисселла, Р. Фэйрбриджа. М.: Мир, 1970. Т. 1. С. 320–356.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XIV / Ю.П. Казакевич, А.А. Стороженко. М.: Гос. научно-техн. изд-во литры по геологии и охране недр, 1957.

- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XIV. Объяснительная записка / Ю.П. Казакевич, А.А. Стороженко. М.: Гос. научно-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1960. 83 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XV. Объяснительная записка / Б.В. Огиенко, Б.И. Дорожков, Э.И. Дорожкова. М.: Недра, 1964.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XV. Объяснительная записка / Б.В. Огиенко, Б.И. Дорожков, Э.И. Дорожкова. М.: Недра, 1969. 56 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-49-XVII / О.В. Перевалов, Э.Н. Григоров. М.: Недра, 1983а.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амгинская. Лист О-49-XVII (Мама). Объяснительная записка / О.В. Перевалов, Э.Н. Григоров. М.: Союзгеолфонд, 1983б. 95 с.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С–О геохимия и Rb–Rb возраст доломитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19–35.
- Докембрий Патомского нагорья / Отв. ред. В.Д. Мац. М.: Недра, 1995. 353 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sg-изотопная стратиграфия карбонатных отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф. Тасеевская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1370–1385.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., и др. Изотопный состав Sg в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Ленский золотоносный район. Т. 1. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности // Труды ЦНИГРИ. М.: Недра, 1971. 163 с.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., и др. Геохимические и изотопные (Sr, S, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемотратиграфия и обстановки осадконакопления // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1466–1487.
- Немова В.Д., Колосков В.Н., Гаврилов С.С., Покровский Б.Г. Стадийность и направленность вторичных преобразований пород-коллекторов нижнетурейской подсистемы на западе Широкого Приобья // Геология нефти и газа. 2010. № 6. С. 22–28.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение, минерализация) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
- Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 5. С. 459–472.
- Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 521–538.
- Петров П.Ю., Покровский Б.Г. С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.
- Покровский Б.Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 88–98.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах Анабарского поднятия // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. С. 1245–1250.
- Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полез. ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sg в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg, S и проблема возраста катерской и уакитской серий, Западное Забайкалье // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 307–328.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А. С-, О-, Sg- изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.
- Покровский Б.Г., Гладенков Ю.Б., Условия диагенетического карбонатообразования в кайнозойских отложениях Западной Камчатки по изотопным (С и О) данным // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. Выпуск № 36. С. 5–12.

- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б. и др. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Станевич А. М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Н.В. Мельников. Новосибирск: Академ. изд-во “Гео”, 2005. 428 с.
- Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палео-Азиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.
- Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP датирования аксессуарных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- Bartley J.K., Pope M., Knoll A.H. et al. Vendian-Cambrian boundary succession from the northwestern margin of the Siberian Platform: stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation // Geol. Mag. 1998. V. 135(4). P. 473–494.
- Banner J.L., Hanson G.N., Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 3123–3137.
- Bergmann K.D., Zentmyer R.A., Fischer W.W. The stratigraphic expression of a large negative carbon isotope excursion from the Ediacaran Johnnie Formation, Death Valley // Precambrian Res. 2011. V. 188. P. 45–56.
- Blättler C.L., Claire M.W., Prave A.R. et al. Two-billion-year-old evaporites capture Earth's great oxidation // Science. 2018. V. 360. № 6386. P. 320–323.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Condon D.J. et al. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman // Am. J. Sci. 2007. V. 307. № 10. P. 1097–1145.
- Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 4. P. 445–485.
- Brasier M.D., Shields G. Neoproterozoic chemostratigraphy and correlation of the Port Askaig glaciation, Dalradian Supergroup of Scotland // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 909–914.
- Bristow T.F., Kennedy M.J. Carbon isotope excursions and the oxidant budget of the Ediacaran atmosphere and ocean // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 863–866.
- Calver C.R. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification // Precambrian Res. 2000. V. 100. P. 121–150.
- Canfield D.E., Teske A. Late proterozoic rise in atmospheric oxygen concentration inferred from phylogenetic and sulphur-isotope studies // Nature. 1996. V. 382. P. 127–132.
- Canfield D.E., Farquhar J. Animal evolution, bioturbation, and the sulfate concentration of the oceans // PNAS. 2009. V. 106. P. 8123–8127.
- Canfield D.E., Knoll A.H., Poulton S.W. et al. Carbon isotopes in clastic rocks and the Neoproterozoic carbon cycle // Am. J. Sci. 2020. V. 320. P. 97–124.
- Condon D., Zhui M., Bowring S. et al. U–Pb ages from Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. V. 308. P. 95–98.
- Cozzi A., Allen P.A., Grotzinger J.P. Understanding carbonate ramp dynamics using $\delta^{13}\text{C}$ profiles: examples from the Neoproterozoic Buah Formation of Oman // Terra Nova. 2004. V. 16. P. 62–67.
- Corsetti F. A., Kaufman A. J. Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and Neoproterozoic ice ages in Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. 2003. V. 115. P. 916–932.
- Cui H., Kaufman A.J., Xiao S. et al. Redox architecture of an Ediacaran ocean margin: Integrated chemostratigraphic ($\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{34}\text{S}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ –Ce/Ce*) correlation of the Doushantuo Formation, South China // Chem. Geol. 2015. V. 405. P. 48–62.
- Cui H., Kaufman A.J., Xiao S., Zhou C., Liu X.-M. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China // Chem. Geol. 2017. V. 450. P. 59–80.
- Cui H., Kaufman A.J., Peng Y. et al. The Neoproterozoic Hüttenberg $\delta^{13}\text{C}$ anomaly: Genesis and global Implications // Precambrian Res. 2018. V. 313. P. 242–262.
- Derry L.A. A burial diagenesis origin for Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 294. P. 152–162.
- Fairchild I.J., Spiro B. Petrological and isotope implication of some contrasting Late Precambrian carbonates, N.E. Spitsbergen // Sedimentology. 1987. V. 34. P. 973–989.
- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. Oxidation of the Ediacaran Ocean // Nature. 2007. V. 444. P. 744–747.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 337–350.

- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. A Neoproterozoic snowball earth // *Science*. 1998. V. 281. P. 1342–1346.
- Husson J.M., Maloof A.C., Schoene B. et al. Stratigraphic expression of Earth's deepest $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Wonoka Formation of South Australia // *Am. J. Sci.* 2015. V. 315. P. 1–45.
- Gong Z., Kodama K.P., Li Y.-X. Rock magnetic cyclostratigraphy of the Doushantuo Formation, South China and its implications for the duration of the Shuram carbon isotope excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 289. P. 62–74.
- Gong Z., Li M. Astrochronology of the Ediacaran Shuram carbon isotope excursion, Oman // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 547. P. 116462.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 37–57.
- Jiang G., Kaufman A.J., Christie-Blick N., Zhang S., Wu H. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}\text{C}$ gradient // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 261(1). P. 303–320.
- Jiang G., Shi X., Zhang S., Wang Y., Xiao S. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) in South China // *Gondwana Res.* 2011. V. 19(4) P. 831–849.
- Jiang L., Planavsky N., Zhao M., et al. Authigenic origin for a massive negative carbon isotope excursion // *Geology*. 2019. V. 47. P. 115–118.
- Kah L.C., Lyons T.W., Chesley J.T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. P. 203–234.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and geochemical implication // *Precambrian. Res.* 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 1997. V. 94. P. 6600–6605.
- Kaufman A.J., Corsetti F.A., Varni M.A. The effect of rising atmospheric oxygen on carbon and sulfur isotope anomalies in the Neoproterozoic Johnnie Formation, Death Valley, USA // *Chem. Geol.* 2007. V. 237. P. 47–63.
- Knauth L.P., Kennedy M.J. The late Precambrian greening of the Earth // *Nature*. 2009. V. 460. P. 728–732.
- Laakso T.A., Schrag D.P. The role of authigenic carbonate in Neoproterozoic carbon isotope excursions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 549. P. 116534.
- Le Guerroue E., Allen P.A., Cozzi A. et al. 50 Myr recovery from the largest negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Ediacaran ocean // *Terra Nova*. 2006. V. 18(2). P. 147–153.
- Li C., Hardisty D.S., Luo G., Huang J. et al. Uncovering the spatial heterogeneity of Ediacaran carbon cycling // *Geobiology*. 2017. V. 15. P. 211–224.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A. et al. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada // *Chem. Geology*. 2013. V. 362. P. 250–272.
- Magaritz M., Bar R., Baud A., Holser W.T. The carbon- isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual // *Nature*. 1988. V. 331. P. 337–339.
- McKirdy D.M., Burgess J.M., Lemon N.M. et al. A chemostratigraphic overview of the late Cryogenian interglacial sequence in the Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia // *Precambrian Res.* 2001. V. 106. P. 149–186.
- McFadden K.A., Huang, J., Chu, X., et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation // *PNAS*. 2008. V. 105(9). P. 3197–3202.
- Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotope composition of the giant Sukhoy Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Pokrovsky B.G. Enigmatic nature of thick sedimentary carbonates depleted in ^{13}C beyond the canonical mantle value: the challenges to our understanding of the terrestrial carbon cycle // *Precambrian Res.* 2005. V. 137. P. 131–165.
- Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E. et al. Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy // *Chem. Geol.* 2005. V. 216. P. 203–224.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al. Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // *J. Geol. Soc.* 2009. V. 166. P. 183–191.
- Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E. et al. The Shuram–Wonoka event recorded in a high-grade metamorphic terrane: insight from the Scandinavian Caledonides // *Geol. Mag.* 2008. V. 145(2). P. 161–172.
- Minguez D., Kodama K.P., Hillhouse J.W. Paleomagnetic and cyclostratigraphic constraints on the synchronicity and duration of the Shuram carbon isotope excursion, Johnnie Formation, Death Valley Region, CA // *Precambrian Res.* 2015. V. 266. P. 395–408.
- Minguez D., Kodama K.P. Rock magnetic chronostratigraphy of the Shu-ram carbon isotope excursion: Wonoka Formation, Australia // *Geology*. 2017. V. 45(6). P. 567–570.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1994. V. 106. P. 1281–1292.
- Narbonne G.M., Xiao S., Shields G.A. The Ediacaran Period // *The Geologic Time Scale* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2012. Ch. 18. P. 413–435.
- Rothman D.H., Hayes J.M. Summons R.E. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle // *PNAS*. 2003. V. 100. P. 8124–8129.
- Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D. et al. Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // *PNAS*. 2020. V. 117(29). P. 16824–16830.
- Schrag D.P., Higgins J.A., Macdonald F.A., Johnston D.T. Authigenic Carbonate and the History of the Global Carbon Cycle // *Science*. 2013. V. 339. P. 540–543.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata, et al. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Res.* 2010. V. 176(1–4), P. 46–64.
- Schmid S. Neoproterozoic evaporites and their role in carbon isotope chemostratigraphy (Amadeus Basin, Australia) // *Precambrian Res.* 2017. V. 290. P. 16–31.
- The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. V. 1. Of Reading the Archive of Earth's Oxygenation /

Ed.-in-Chief V.A. Melezhik. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. 490 p.

Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // *Rev. Mineral. Geochem.* 1986. V. 16. P. 445–490.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al. Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. P. 371–433.

Williams G.E., Schmidt P.W. Shuram–Wonoka carbon isotope excursion: Ediacaran revolution in the world ocean's meridional overturning circulation // *Geosci. Front.* 2018. V. 9(2). P. 391–402.

Xiao S., Yuan X., Kaufman A.J., Bao H., Wang H. Neoproterozoic diamictites and stable carbon isotope chemostratigraphy of the Qurugtagh series, NW China // *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs.* 2001. V. 33. P. A-144.

Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczydlowska-Vida M., Cui H. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects // *Episodes.* December 2016.

Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // *Science.* 2001. V. 292(5517). P. 686–693.

Zhu B., Becker H., Jiang S.-Y et al. Re–Os geochronology of black shales from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, Yangtze platform, South China // *Precambrian Res.* 2013a. V. 225. P. 67–76.

Zhou C., Xiao S. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China // *Chem. Geol.* 2007. V. 89. P. 89–108.

Zhu M., Zhang J., Yang A. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2007. V. 254. № 1–2. P. 7–61.

C-, O- and Sr-Isotope Geochemistry of the Vendian Shuram-Vonoka Anomaly and Associated Metasedimentary Rocks in the Inner Part of the Patom Upland (Central Siberia)

B. G. Pokrovsky¹, *, M. I. Bujakaite¹, A. A. Kolesnikova¹, O. L. Petrov¹, M. S. Khlebnikov¹

¹Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: pokrov@ginras.ru

The Imnyakh Formation in the East of Mama-Bodaibo synclinorium (inner zone of the Patom Upland) has a thickness of 1500–1800 m and consists of crystalline limestones (marbles) and carbonate shales (metamorphic marls). The isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{average}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) and strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70810\text{--}0.70845$) of these deposits is completely identical to the unmetamorphosed limestones of the Zhuya Group (outer zone) and the Torgo Formation (adjacent part of the Siberian Platform), which are comparable with the global the Ediacaran C-isotope event named the Shuram–Wonoka. The present-day strontium contents in the marbles of the Imnyakh Formation are as high (up to 6290 $\mu\text{g/g}$) as in the limestones of the Zhuya Group of the deepest parts of the Patom Paleobasin. Thus, we can talk about, on the one hand, a weak metamorphic influence on the strontium content. On the other hand, metamorphic processes, however, led to the removal of a heavy oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}_{\text{average}} = 17.2 \pm 1\text{‰}$), depleting its isotopic composition by 3–4‰ relative to unmetamorphic limestones. Wide variations in the values of $\delta^{13}\text{C}$ (–4.0...7‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (15.2...23.4‰) are characteristic of carbonates of pre-Imnyakh black carbonate-bearing shales and deep black crystalline limestones of the Khomolkho and Ugakhan formations and indicate strong postsedimentary alterations. Nevertheless, their Early Vendian (Early Ediacaran) age is confirmed by such features as position in the section, abnormally high $\delta^{13}\text{C}$ values, and the minimum value $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70753$, established in a sample with a strontium content of 11700 $\mu\text{g/g}$. Although the isotope systems of carbonates of the Sogdiondon and Vitims formations ($\delta^{13}\text{C}$: –14.2...–3.7‰, $\delta^{18}\text{O}$: 12.2...13.4‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.71120...0.71337), occurring at the base of the Neoproterozoic sequence on the Zhuya River, they underwent even stronger modification, it is possible that the $\delta^{13}\text{C}$ values in these formations were initially negative. Crystalline limestones and carbonate shales of the metamorphosed analogs of the Zhuya Group from the mouth of the Mama River (West of synclinorium) in terms of the isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{average}} = -9.5 \pm 0.7\text{‰}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{average}} = 17.3 \pm 1.8\text{‰}$) are close to the Imnyakh Formation. The current problems of correlation, age, duration, and origin of the largest in geological history negative C-isotope anomaly are discussed.

Keywords: C-, O- and Sr-isotope geochemistry, chemostratigraphy, Vendian, Ediacaran, Shuram–Vonoka event, Central Siberia.