

УДК 546:027(42)+551.7(8)

С-, О-, Sr-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ТОЛЩ ОТ ВЕНДА (ЭДИАКАРИЯ) К КЕМБРИЮ, р. ОЛЕКМА, ЗАПАДНЫЙ СКЛОН АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 2020 г. Б. Г. Покровский¹, *, М. И. Буйкайте¹, О. Л. Петров¹, А. А. Колесникова¹¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 28.01.2019 г.

После доработки 08.10.2019 г.

Принята к публикации 20.11.2019 г.

В разрезе верхнего докембрия и нижнего кембрия на р. Олекма выделяются (снизу вверх) дикимдинская, сералахская, порохтахская и пестроцветная свиты, сложенные преимущественно доломитами с подчиненным участием песчаников, глинистых алевросланцев, гипса, ангидрита и самородной серы. Изотопные данные позволяют существенно скорректировать возраст стратиграфических подразделений Олекминского разреза, который является, по-видимому, наиболее полным на Сибирской платформе разрезом переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию. Доломиты дикимдинской свиты характеризуются типичными для позднего эдиакария отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70837\text{--}0.70843$ и аномально высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до 5.1‰), что дает основание коррелировать эту свиту с усть-юдомской свитой стратотипической местности, формацией денбинь (Dengying) в Южном Китае возрастом 548–550 млн лет, улунтуйской свитой байкальской серии и терминальным эдиакарием некоторых других районов. Вверх по разрезу отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ уменьшаются, достигая минимума (0.70803–0.70818) в кровле порохтахской свиты–основании пестроцветной свиты. В подошве порохтахской свиты устанавливается отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (–4.4‰), маркирующий основание немакит-далдынского яруса, а в ~8 м ниже подошвы пестроцветной свиты – положительный “преддоммотский” экскурс ($\delta^{13}\text{C} = 4.1‰$). На границе эдиакария и кембрия, соответствующей границе сералахской и порохтахской свит, в доломитах установлено также резкое уменьшение содержаний Fe и Mn соответственно от ~3800 и ~300 мкг/г до ~2000 и ~130 мкг/г. Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($26.0 \pm 1.2‰$) не дают оснований связывать изотопно-углеродные экскурсы, тренд $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также поведение Fe и Mn с постседиментационными процессами.

Ключевые слова: венд, эдиакарий, нижний кембрий, изотопная геохимия, хемотратиграфия, Сибирская платформа

DOI: 10.31857/S0869592X20050075

ВВЕДЕНИЕ

Изотопные исследования, интенсивно проводившиеся в последние три десятилетия для верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы (Magaritz et al., 1986; Покровский, Миссаржевский, 1993; Покровский, 1996; Покровский и др., 1999; Brasier et al., 1993, 1994; Виноградов и др., 1994; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996; Bartley et al., 1998, 2001; Kouchinsky et al., 2001, 2005; Семихатов и др., 2003, 2004; Хабаров, Пономарчук, 2005; Хабаров, Исох, 2014; Melezhik et al., 2009; Kuznetsov et al., 2013; Vishnevskaya et al., 2017; Кочнев и др., 2018), Южного Урала (Подковыров и др., 1998; Кузнецов и др., 2003, 2006), представительных разрезов юга Китая (Zhou, Xiao, 2007; Zhu et al., 2007a; Li et al., 2013) и многих других районов (Brasier et al., 1996; Calver, 2000; Misi et al., 2006; Le Guerroué, Cozzi, 2010; Halverson et al.,

2010; Летникова и др., 2011; Вишневская, Летникова, 2013), выявили в этом возрастном интервале серию высокоамплитудных изотопно-углеродных экскурсов, которые в сочетании с данными по изотопному составу стронция позволяют с высокой детальностью датировать немые и слабо охарактеризованные палеонтологически осадочные толщи.

В предлагаемой статье мы используем опыт С- и Sr-хемотратиграфических исследований для уточнения возраста позднедокембрийских и раннекембрийских отложений среднего течения р. Олекма, которые являются важным связующим звеном между патомским комплексом, выделенным западнее Олекмы, и толбинским комплексом, располагающимся к востоку от этой реки. Стратиграфия Олекминского разреза неоднократно пересматривалась. В первую очередь это касается

самой нижней, дикимдинской, свиты, которая несогласно залегает на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте. На государственной геологической карте (Кокоулин, Ширинкин, 1965) дикимдинская свита была отнесена к синийскому комплексу, стратотип которого расположен на юге Китая. В работе (Опорные..., 1972) она выделялась как подсвита толбинской свиты и относилась к юдомию, который рассматривался в качестве сибирского аналога венда; А.К. Бобров (1979) выделял ее в ранге серии и относил к среднему рифею. В (Стратиграфия..., 2005) дикимдинская свита отнесена к позднему рифею и сопоставлена с верхней частью ималыкской свиты и нижней частью токкинской свиты Чаро-Токкинского района, которые ранее относились к позднему рифею и коррелировались с дальнетайгинской серией патомского комплекса, для которой в настоящее время доказан ранневендский возраст (Покровский и др., 2006а; Чумаков и др., 2007).

Неясно в рассматриваемом разрезе также положение нижней границы кембрия, причем ситуация усугубляется существенным разногласием между общей стратиграфической шкалой (ОСШ), принятой в России, и международной стратиграфической шкалой (МСШ). В ОСШ граница венда и кембрия проводится по основанию томмотского яруса, а нижежащий немакит-далдынский ярус/горизонт относится к венду, тогда как в МСШ последний период докембрия именуется эдиакарием (Ediacaran), а нижний ярус кембрия (примерно соответствующий немакит-далдынскому) – фортуниан (Fortunian). Ввиду того, что хемотратиграфическая корреляция карбонатных разрезов Сибирской платформы с терригенным вендом Русской плиты невозможна, мы используем в данной работе термин “эдиакарий” и выделенные на Сибирской платформе немакит-далдынский и томмотский ярусы нижнего кембрия.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В данной статье используется схема расчленения отложений позднего докембрия и раннего кембрия Олекминского разреза с выделением четырех свит (снизу вверх по разрезу): дикимдинской, сералахской, порохтахской и юдейской (пестроцветной). Сералахскую свиту иногда выделяют в виде подсвиты или пачки порохтахской свиты; целесообразность выделения первой в качестве самостоятельной свиты обоснована в работе И.Е. Москвитина (1970), в которой дается ее послышное описание.

Фрагменты названных выше свит обнажаются в очень пологой (2° – 3°) моноклинали по обоим берегам р. Олекма, на отрезке от устья р. Крестях до устья р. Атырджях (рис. 1). Дикимдинская свита, залегающая с резким угловым несогласием на раннедокембрийских гнейсах и кристаллических

сланцах олекминской серии, состоит из двух пачек. Нижняя пачка мощностью около 20 м сложена вишнево-красными гравелитами, песчаниками и алевролитами, часто содержащими небольшое (~5%) количество карбонатного материала. В верхней пачке (мощность 65–70 м) доминируют однообразные серые и темно-серые доломиты, иногда содержащие небольшое количество глинистого материала. Сравнительно редко встречаются тонкие (2–3 см) прослои зеленоватых мергелей; в скважине, пробуренной к востоку от р. Олекма, в дикимдинской свите описаны прослои гипса и ангидрита (Кокоулин, Ширинкин, 1965), которые в естественных обнажениях на р. Олекма отсутствуют.

В нижней части вышележащей сералахской свиты мощностью 45–50 м (Москвитин, 1970) выделяется ~2-метровая терригенная пачка, сложенная переслаивающимися гравелитами, песчаниками и глинистыми алевросланцами, содержащими небольшое количество карбонатного материала. К востоку (Кокоулин, Ширинкин, 1965) и к западу (Иванова, 2016) от Олекмы мощность этого пласта (вскрытого скважинами) увеличивается до нескольких десятков метров, и в нем содержится до 4% органического вещества. В вышележащей части свиты доминируют серые доломиты, содержащие, как правило, небольшую примесь кальция и терригенного материала; подчиненную роль играют маломощные (1–2 м) слои песчаников и алевросланцев. Характерной чертой сералахской свиты является наличие самородной серы, заполняющей каверны в доломитах. Наряду с желтой самородной серой доломиты содержат тонкие (до 1 см) линзы розового ангидрита. Каверны с самородной серой обычно располагаются на краю такой линзы, из чего можно заключить, что самородная сера является продуктом восстановления ангидрита реакцией с углеводородами. В кавернах отмечался также зернистый гипс (Москвитин, 1970).

По мнению некоторых исследователей (Журавлева, 1964; Бобров, 1979), между сералахской и дикимдинской свитами существует крупный разрыв. Однако В.В. Хоментовский с соавторами (Опорные..., 1972) не обнаружили следов длительного размыва между названными выше свитами и связали базальные песчаники с импульсивным выносом обломочного материала. Этот вывод подтверждается тем, что серые слоистые доломиты сералахской и дикимдинской свит литологически очень сходны.

В порохтахской свите мощностью около 150 м также преобладают серые слоистые доломиты и известковистые доломиты с тонкими пропластками глинистых доломитов, количество которых несколько увеличивается в верхней части

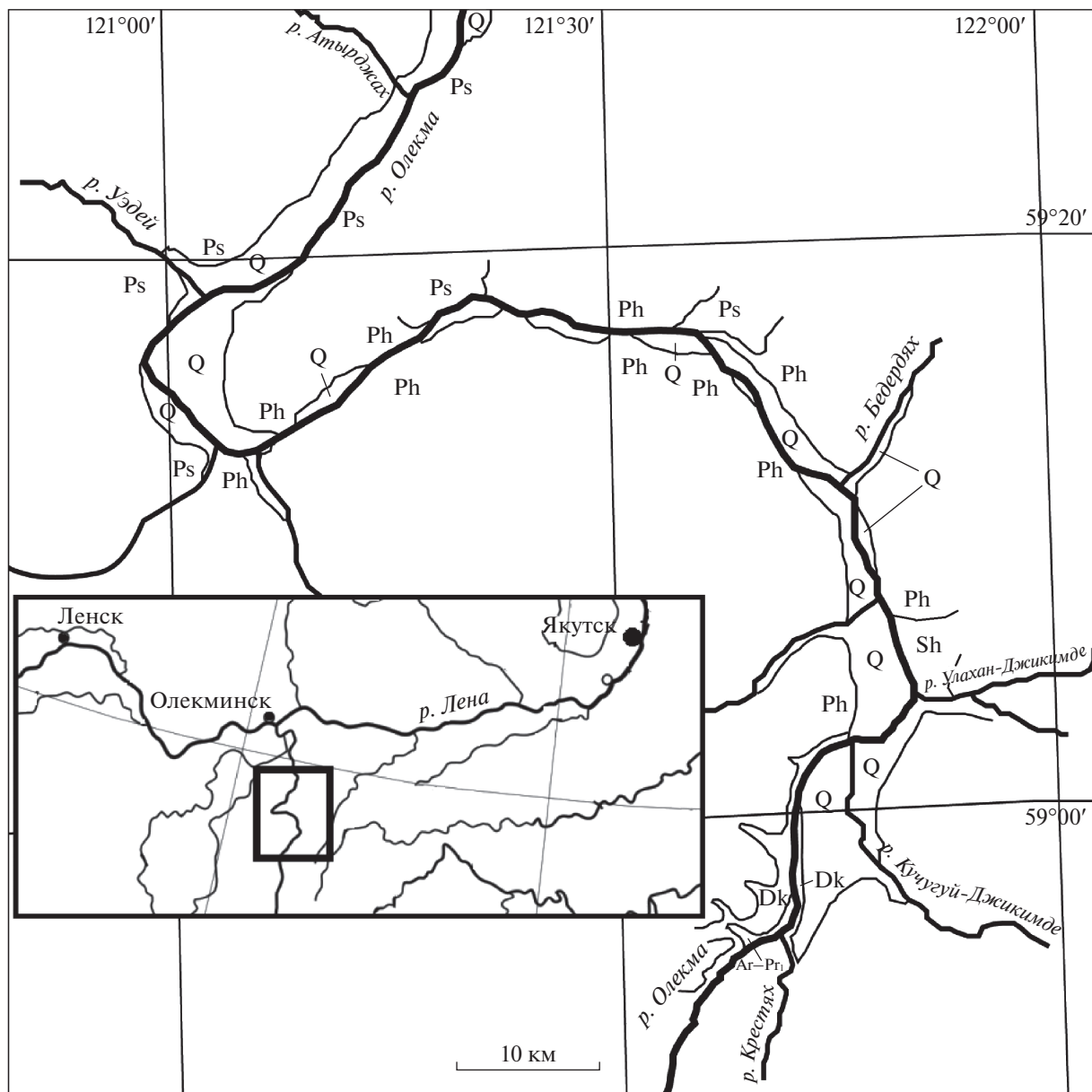


Рис. 1. Схема геологического строения района исследований.

Ar-Pr₁ – раннедокембрийский кристаллический фундамент, Dk – дикиминская свита, Sh – сералахская свита, Ph – порохтахская свита, Ps – пестроцветная свита, Q – четвертичные отложения.

подсвиты, где, кроме того, появляются известняки и линзы гипса.

В пестроцветной свите, согласно залегающей на порохтахской, выделяются две пачки (Кокоулин, Феоктистов, 1967). Нижняя пачка мощностью около 50 м сложена преимущественно слоистыми зеленовато-серыми и вишнево-бурыми мергелями и известковистыми глинами, обычно в той или иной степени загипсованными. Гипс встречается также в виде линз и прослоев, мощность которых достигает 2–3 м; вверх по разрезу количество гипса уменьшается. Верхняя пачка

пестроцветной свиты характеризуется исчезновением гипса и резким сокращением пестрокрашенных мергелей и глин. В составе пачки, мощность которой около 100 м, преобладают светло-серые и желтоватые доломиты и известковистые доломиты. Раннекембрийский возраст (алданский век) пестроцветной свиты устанавливается на основании находок археоциата и трилобитов на смежных листах. Перекрывается пестроцветная свита фаунистически охарактеризованной эльганской свитой, относимой к ленскому ярусу нижнего кембрия (Кокоулин, Феоктистов, 1967).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение карбонатов проводили в 100%-ной ортофосфорной кислоте при 50°C. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны 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 IAEA-C-O-1 и NBS-19. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах ± 0.2 и $\pm 0.1\%$ соответственно.

Для определения изотопного состава стронция карбонатную часть известняков и доломитов, а также гипс отмывали 0.1N HCl, затем водой и растворяли в 2N соляной кислоте с последующим выделением фракции стронция с помощью ионообменной хроматографии. Измерения изотопного состава стронция и содержания стронция проводили методом изотопного разбавления на масс-спектрометре MAT-260 фирмы Varian в ГИН РАН с точностью не хуже ± 0.00008 . В двух образцах (113/15 и 118/15) дополнительно было измерено отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в опытах без добавления трассера. Содержания рубидия определяли методом изотопного разбавления на том же приборе; точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ составляла $\pm 2\%$. Использовались два изотопных стандарта — ВНИИМ и SRM NBS 987. Результаты по ним составляют соответственно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70768 \pm \pm 0.00002$, $n = 9$ (принятое значение 0.70801) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70993 \pm 0.00004$, $n = 15$ (принятое значение 0.71025). Измерения по разным стандартам дают сходимость между собой ± 0.00001 , что позволяет устранить систематическую ошибку, вводя поправку на разницу между измеренным и принятым (“паспортным”) значением стандарта.

Содержания железа и марганца определяли в 2N соляно-кислотной вытяжке методом атомной адсорбции на приборе Квант 2А, минералогический состав образцов — с помощью рентгеновского дифрактометра D-8 Advance.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Углерод и кислород. В общей сложности изотопный состав углерода и кислорода был проанализирован в 100 образцах. Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале от -5.2 до 5.1% , а значений $\delta^{18}\text{O}$ — от 17.6 до 28.3% .

В карбонатном материале красноцветных песчаников и алевролитов базальной пачки дикимдинской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ увеличиваются от слабо отрицательных ($-0.9\text{...}-0.2\%$) до положи-

тельных ($2.0\text{--}2.4\%$). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в целом также увеличиваются снизу вверх по разрезу от $17.6\text{--}19.8$ до 28.0% (рис. 2), однако корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ отсутствует вследствие больших и неупорядоченных вариаций $\delta^{18}\text{O}$.

В доломитах верхней пачки дикимдинской свиты продолжается рост значений $\delta^{13}\text{C}$, которые образуют устойчивое плато со средней величиной $\delta^{13}\text{C} = 4.0 \pm 0.8\%$ на большей, ~ 60 -метровой, части пачки; в кровле дикимдинской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ вновь уменьшаются до $2.0\text{--}0.4\%$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах дикимдинской свиты варьируют в узком интервале от 24.9 до 28.3% ($\delta^{18}\text{O}_{\text{сред.}} = 26.1 \pm 0.9\%$), не обнаруживая никакой связи с вариациями $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 2).

Резкого изменения изотопного состава углерода на границе дикимдинской и сералахской свит не отмечается: в карбонатном материале песчаников и алевролитов, залегающих в подошве сералахской свиты, а также в ассоциирующих с ними доломитах значения $\delta^{13}\text{C}$ беспорядочно варьируют в интервале от -2.9 до 0.6 , что сопоставимо с величинами, установленными в кровле дикимдинской свиты; в верхней части сералахской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ уменьшаются до -3.3% .

В основании порохтахской свиты величины $\delta^{13}\text{C}$ уменьшаются до -4.4% . В некоренной доломитовой глыбе, подобранной на склоне, сложенном отложениями дикимдинской свиты, куда эта глыба могла упасть либо из кровли сералахской свиты, либо из основания порохтахской свиты, зарегистрирована еще более низкая величина $\delta^{13}\text{C} = -6.7\%$, которую с высокой степенью вероятности можно считать экстремумом этого отрицательного экскурса. Вверх по разрезу порохтахской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ волнообразно увеличиваются, достигая максимальной величины $\delta^{13}\text{C} = 4.1\%$ в $8\text{--}10$ м ниже подошвы пестроцветной свиты. После этого сравнительно маломощного (~ 5 м), но очень выразительного позитивного экскурса значения $\delta^{13}\text{C}$ уменьшаются до -0.5% в кровле порохтахской свиты. Доломиты порохтахской свиты, за исключением верхних $10\text{--}12$ м, имеют весьма однообразный изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{сред.}} = 26.0 \pm 1.2\%$), неотличимый от такового в доломитах дикимдинской и сералахской свит. Резкое уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ на $\sim 2\%$ происходит в $2\text{--}3$ м ниже экстремума положительного изотопно-углеродного экскурса.

На границе порохтахской и пестроцветной свит существенных изменений не наблюдается ни в изотопном составе углерода, ни в изотопном составе кислорода. За исключением единичных отрицательных выбросов, на всем протяжении пестроцветной свиты значения $\delta^{18}\text{O}$ практически не меняются ($\delta^{18}\text{O}_{\text{сред.}} = 24.2 \pm 1\%$), тогда как зна-

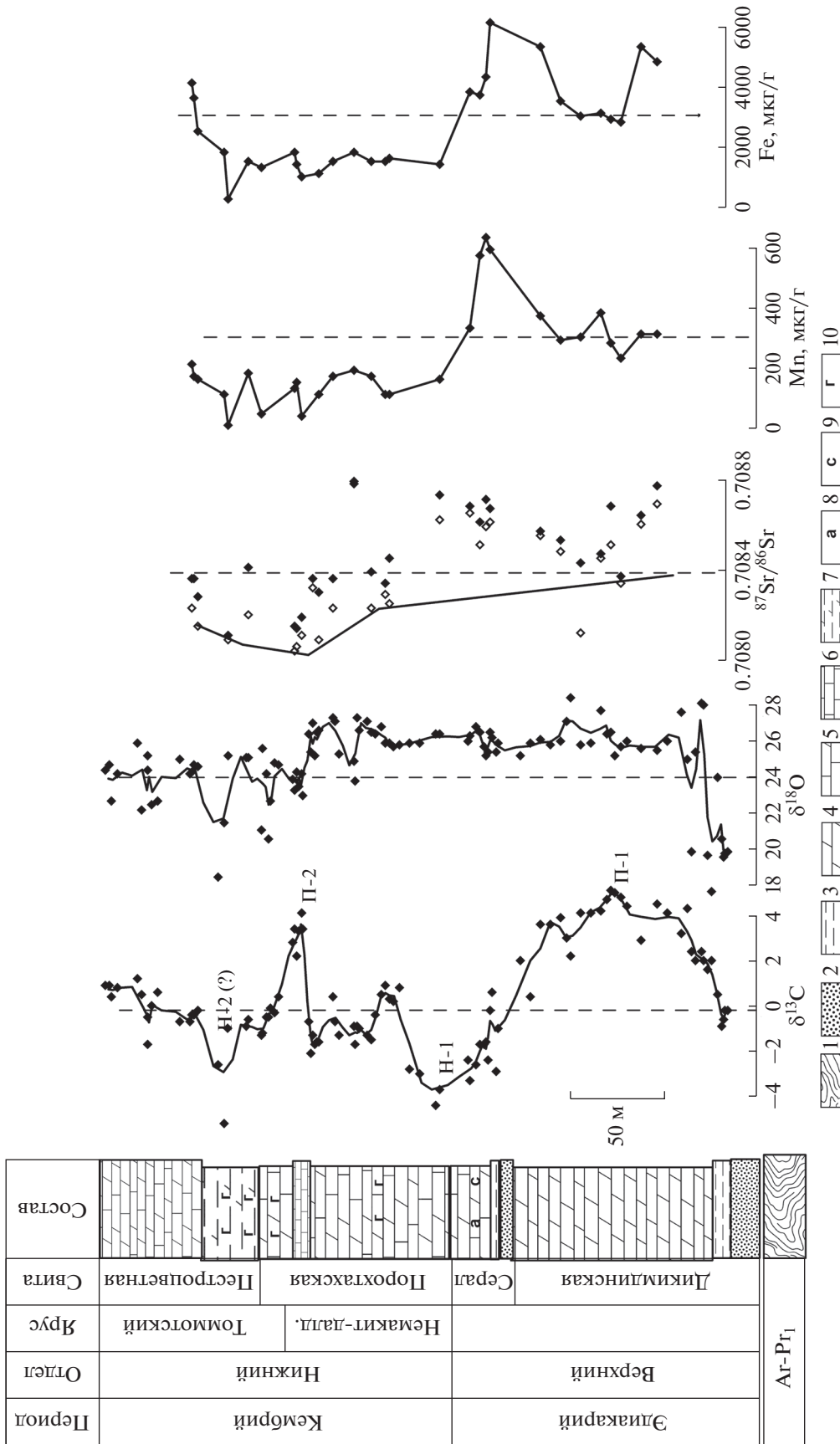


Рис. 2. Вариации изотопного состава углерода, кислорода, стронция, содержания железа и марганца в карбонатах переходных толщ от протерозоя к палеозою на р. Олекма. 1 – раннедокембрийский кристаллический фундамент, 2 – гравелиты и песчаники, 3 – глинистые алевросланцы, 4 – доломиты, 5 – известковистые доломиты, 6 – известняки, 7 – мергели, 8 – ангидрит, 9 – гипс, 10 – элементарная сера. Сплошные линии на графиках $\delta^{13}\text{C}$ ($\% \text{ PDB}$) и $\delta^{18}\text{O}$ ($\% \text{ SMOW}$) – скользящие средние с шагом 3. На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – залитые фигуры – измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, незалитые – то же, рассчитанные на возраст 545 млн лет, сплошная линия – предполагаемая эволюция изотопного состава стронция в воде бассейна седиментации. Сокращения: Серад. – сералахская свита, Немакит-далд. – немакит-далдынский.

чения $\delta^{13}\text{C}$ снизу вверх по разрезу постепенно увеличиваются на $\sim 2\%$. На фоне этого общего тренда, в 15–20 м выше подошвы юдейской свиты устанавливается резкий отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ до -5.2% , который совпадает с близким по амплитуде выбросом $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 2).

Стронций. Минеральный состав образцов, отобранных для определения изотопного состава стронция, был проконтролирован с помощью рентгеновского дифрактометра. Большинство образцов дикимдинской, сералахской и порохтахской свит являются чистыми доломитами, редко с небольшой примесью кальцита и кварца. На уровне положительного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части порохтахской свиты, в интервале менее 4 м, изотопный состав стронция был проанализирован как в доломитах, так и в известняках. В нижней пачке пестроцветной свиты чистые карбонаты отсутствуют, поэтому были проанализированы образцы мергелей и гипса. Результаты определения изотопного состава стронция и сопутствующие данные по содержанию Rb, Sr, Mn, Fe приведены в табл. 1. Там же приведены результаты определения в тех же образцах значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (полную картину вариаций изотопного состава кислорода и углерода дает рис. 2).

Общий разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных образцах находится в интервале 0.70803–0.70877. Хотя этот разброс сравнительно невелик и интервалы, характерные для отдельных свит, отчасти перекрываются, в разрезе устанавливается четкий рубеж, совпадающий с границей сералахской и порохтахской свит, ниже которого отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подавляющем большинстве образцов не опускаются ниже 0.7084, а выше которого, за исключением двух образцов, не поднимаются выше этой величины (рис. 2). Этот изгиб на Sr-изотопной кривой устанавливается независимо от того, какие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ использовать – измеренные или исправленные на возраст. Нельзя не отметить, что он совпадает с резким уменьшением в породах содержания железа и марганца и вместе с тем не сопровождается изменением литологии и смещением изотопного состава кислорода, который чутко реагирует как на фациальные изменения (опреснение/засолонение), так и на постседиментационные преобразования.

Содержания рубидия в использованных соляно-кислотных вытяжках в целом невелики: за единственным исключением (обр. № 103/15) не превышают 0.5–0.7 мкг/г. Однако при характерных для доломитов и слабоизвестковистых доломитов низких содержаниях стронция (30–100 мкг/г), отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в довольно широких пределах – от 0.002 до 0.04, вследствие чего возникает проблема введения поправки, связанной с распадом ^{87}Rb . Необходимость этой процедуры неоднозначна, так как время консервации Rb/Sr изотоп-

ной системы в том или ином образце может сильно отличаться от возраста породы. В координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ тем не менее обособляются две группы, в каждой из которых существуют отчетливые тренды с углом наклона, соответствующим возрасту 545 млн лет, но с разными начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3). В большинстве образцов поправка, введенная на возраст 545 млн лет, меньше аналитической ошибки и на выводах, касающихся возраста, не сказывается. Исключение должно быть сделано для обр. № 19/15 из дикимдинской свиты и для обр. № 83/15, 96/15, 112/15 из порохтахской свиты, в которых Rb/Sr система нарушена, по-видимому, вследствие постседиментационного привноса рубидия. В обр. № 67/15 и 92/15 из порохтахской свиты можно предполагать контаминацию радиогенным стронцием.

При исключении указанных выше образцов для разных свит устанавливаются следующие интервалы измеренных (И) и начальных (Н) отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: дикимдинская (И) 0.70837–0.70877, (Н) 0.70834–0.70869; сералахская (И) 0.70861–0.70871, (Н) 0.70851–0.70865; порохтахская (И) 0.70814–0.70845, (Н) 0.70804–0.70829; пестроцветная (И) 0.70803–0.70841, (Н) 0.70802–0.70832.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Постседиментационные изменения и “первичные” изотопные характеристики. Постседиментационные изменения карбонатных пород часто, хотя и далеко не всегда, сопровождаются увеличением в них содержания железа и марганца и уменьшением содержания стронция. Поэтому отношения Mn/Sr и Fe/Sr, а также изотопный состав кислорода, отражающий интенсивность взаимодействия с подземными водами, широко используется в С- и Sr-изотопной стратиграфии для дискриминации образцов с измененными изотопными характеристиками (Brand, Veizer, 1981; Banner, Hanson, 1990; Derry et al., 1994; Bartley et al., 2001; Veizer et al., 1999; Кузнецов и др., 2003, 2005, 2008, 2014). Отмечалась неоднозначность этих критериев (Покровский и др., 1999; Halverson et al., 2007; Li et al., 2013; Vishnevskaya et al., 2017; Ветрова, 2018), обусловленная как многообразием эпигенетических процессов, так и наличием аноксидных бассейнов, в которых накопление марганца и железа происходит еще на стадии седиментации. Не удастся установить геохимические критерии сохранности для доломитов (Кузнецов и др., 2014), которые широко распространены в позднем докембрии и кембрии и с успехом используются в хемотратиграфии (Melezhik et al., 2006, 2015).

В качестве условного рубежа, отделяющего измененные карбонаты от неизмененных, обычно принимается значение $\delta^{18}\text{O} = -10\%$ (PDB) = 20.5‰

Таблица 1. Изотопный состав стронция, содержания Sr, Rb, Mn, Fe, значения $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах Олекминского разреза

№ образца	Порода	Мощность, м	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренное	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 545 млн лет	Sr, мкг/г	Rb, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
Дикимдинская свита											
37/15	д (кв)	37	0.70877	0.70869	38.9	0.15	0.011	310	4800	4.5	25.4
38/15	д (кв)	45	0.70864	0.70860	37.7	0.08	0.006	310	5300	2.9	25.5
32/15	д	55	0.70837	0.70834	29.1	0.037	0.004	230	2800	4.8	25.6
15/15	д (кв)	60	0.70868	0.70851	31.8	0.24	0.022	280	2900	5.1	26.4
17/15	д	65	0.70847	0.70845	41.6	0.043	0.003	380	3100	4.2	27.6
19/15	д (к)	75	0.70843	0.70812	31.6	0.44	0.04	300	3000	4.1	25.7
21/15	д	85	0.70853	0.70848	32.7	0.08	0.007	290	3500	3.9	25.9
41/15	д (кв)	95	0.70857	0.70855	26.1	0.03	0.003	370	5300	3.6	26.0
Сералахская свита											
58/15	д (кв, к)	120	0.70867	0.70861	144.0	0.41	0.008	590	6100	-0.2	26.4
60/15	д, кв (к)	122	0.70871	0.70859	96.3	0.54	0.016	630	4300	-1.6	25.1
62/15	д (кв, к)	125	0.70861	0.70851	80.2	0.37	0.013	570	3700	-1.7	26.4
64/15	д (кв, к)	130	0.70868	0.70865	43.3	0.07	0.004	330	3800	-3.3	26.2
Порохтагская свита											
67/15	д, кв	145	0.70873	0.70862	67.6	0.33	0.014	160	1400	-3.7	26.3
83/15	д (кв, к)	170	0.70845	0.70825	50.0	0.44	0.026	110	1600	0.3	25.8
84/15	д (кв, к)	172	0.70834	0.70829	50.0	0.11	0.006	110	1500	0.9	25.8
87/15	д (кв, к)	179	0.70839	0.70823	53.0	0.38	0.021	170	1500	-1.5	26.4
92/15	д, г (кв)	187	0.70879	0.70878	240.5	0.21	0.002	190	1800	-0.9	24.8
95/15	д (кв, к)	198	0.70836	0.70823	78.5	0.45	0.017	170	1500	0.4	27.2
96/15	д (кв, к)	205	0.70830	0.70809	68.0	0.63	0.027	110	1100	-1.6	26.5
99/15	д (кв, к)	208	0.70836	0.70832	62.8	0.11	0.005	—	—	-1.3	26.9
103/15	к (кв)	213	0.70819	0.70811	1818	6.25	0.01	38	990	4.1	24.1
			0.70821*								
105/15	д (кв, к)	216	0.70814	0.70806	64.1	0.22	0.01	150	1400	2.2	24.2
106/15	д (кв, к)	217	0.70815	0.70804	80.9	0.39	0.014	130	1800	3.4	23.2
Пестроцветная (юдейская) свита											
112/15	д (кв, к)	240	0.70841	0.70820	91.4	0.88	0.028	180	1500	-0.6	25.0
113/15	г	250	0.70811	0.70809	325.0	0.35	0.003	7	250	-1.0	25.1
			0.70810*								
118/15	г, кв, д	263	0.70803	0.70802	820.0	0.55	0.002	—	—	—	—
119/15	д (кв, к)	265	0.70828	0.70815	83.7	0.50	0.017	160	2500	-0.2	24.5
120/15	д, к	267	0.70836	0.70832	105.4	0.17	0.005	170	3600	-0.4	24.6
121/15	д (кв, к)	268	0.70836	0.70832	99.1	0.17	0.005	210	4100	-0.4	24.2

Примечание. В столбце "Порода" указан минеральный состав, определенный с помощью рентгенофазового анализа; д — доломит, к — кальцит, кв — кварц, г — гипс.
 (*) Пробы, в которых определялось только отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В таблицу включены результаты определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ лишь в тех образцах, в которых определялся изотопный состав стронция; полная информация об изотопных вариациях углерода и кислорода содержится на рис. 2.

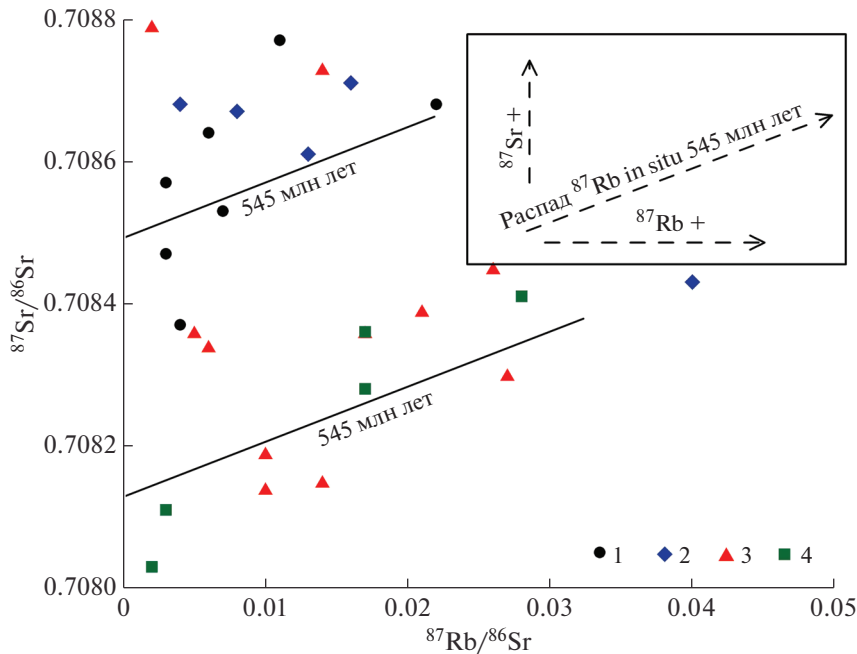


Рис. 3. Зависимость изотопного состава стронция от отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах Олекминского разреза. 1 – дикимдинская свита, 2 – сералахская свита, 3 – порохтахская свита, 4 – пестроцветная свита. Наклон линий соответствует возрасту 545 млн лет при разных начальных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. На врезке: $^{87}\text{Sr}+$ и $^{87}\text{Rb}+$ – постседиментационная контаминация пород радиогенным стронцием и рубидием соответственно.

(SMOW). В карбонатах Олекминского разреза, за исключением нижней пачки дикимдинской свиты и единственного образца пестроцветной свиты, значения $\delta^{18}\text{O}$ выше этой величины, а в подавляющем большинстве доломитов дикимдинской и порохтахской свит – выше 25‰ (рис. 2), что указывает на весьма слабые постседиментационные преобразования. Общее обеднение карбонатов ^{18}O в верхней части порохтахской свиты имеет, очевидно, региональный характер и не связано с постседиментационными преобразованиями; ранее аналогичный “уступ” на изотопно-кислородной кривой был отмечен и в других разрезах на севере и юге Сибирской платформы (Покровский, Миссаржевский, 1993; Покровский, 1996).

Положительная корреляция изотопного состава углерода и кислорода отсутствует как для разреза в целом, так и для отдельных свит (рис. 4а). Статистически значимая, но слабая отрицательная корреляция $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ ($R^2 = 0.32$, $n = 31$) устанавливается в порохтахской свите, однако ее невозможно связать с постседиментационными преобразованиями, в ходе которых карбонаты обедняются как ^{13}C , так и ^{18}O . Отсутствие корреляции между изотопным составом углерода и отношением Mn/Sr (рис. 4б) указывает на то, что наиболее крупные элементы изотопно-углеродной кривой в Олекминском разрезе, обозначенные на рис. 2 индексами П-1, Н-1 и П-2, сохранились со стадии осадконакопления. Корреляция

между изотопным составом углерода и отношением Fe/Sr также отсутствует; соответствующий график (не приводится) принципиально не отличается от графика $\delta^{13}\text{C}$ – Mn/Sr , поскольку между содержаниями Mn и Fe существует прямолинейная корреляция с коэффициентом $R = 0.78$. Однако первичная природа отрицательного экскурса в нижней части пестроцветной свиты (Н-2) сомнительна, так как он сопровождается резким обеднением карбонатов тяжелым изотопом кислорода.

Общая корреляция изотопного состава стронция с $\delta^{18}\text{O}$ и Mn/Sr также отсутствует (рис. 5а и 5б), однако в отдельных свитах соотношение этих параметров существенно различается. Доломиты дикимдинской свиты характеризуются очень высокими содержаниями марганца (309 ± 48 мкг/г) и железа (3840 ± 1100 мкг/г). При низких содержаниях стронция (34.8 ± 5.5 мкг/г) отношения Mn/Sr (6.5–14.2) и Fe/Sr (230–370) варьируют в очень широких пределах и не соответствуют критериям сохранности, обычно принимаемым для доломитов: $\text{Mn}/\text{Sr} < 1.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 3$ (Кузнецов и др., 2003).

Однако высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ не позволяют связывать экстремальное обогащение этих пород железом и марганцем с эпигенетическими процессами; скорее всего, это произошло еще на стадии осадконакопления и обусловлено придонной аноксией. В слабоизвестковистых доломитах вышележащей сералахской свиты среднее содержа-

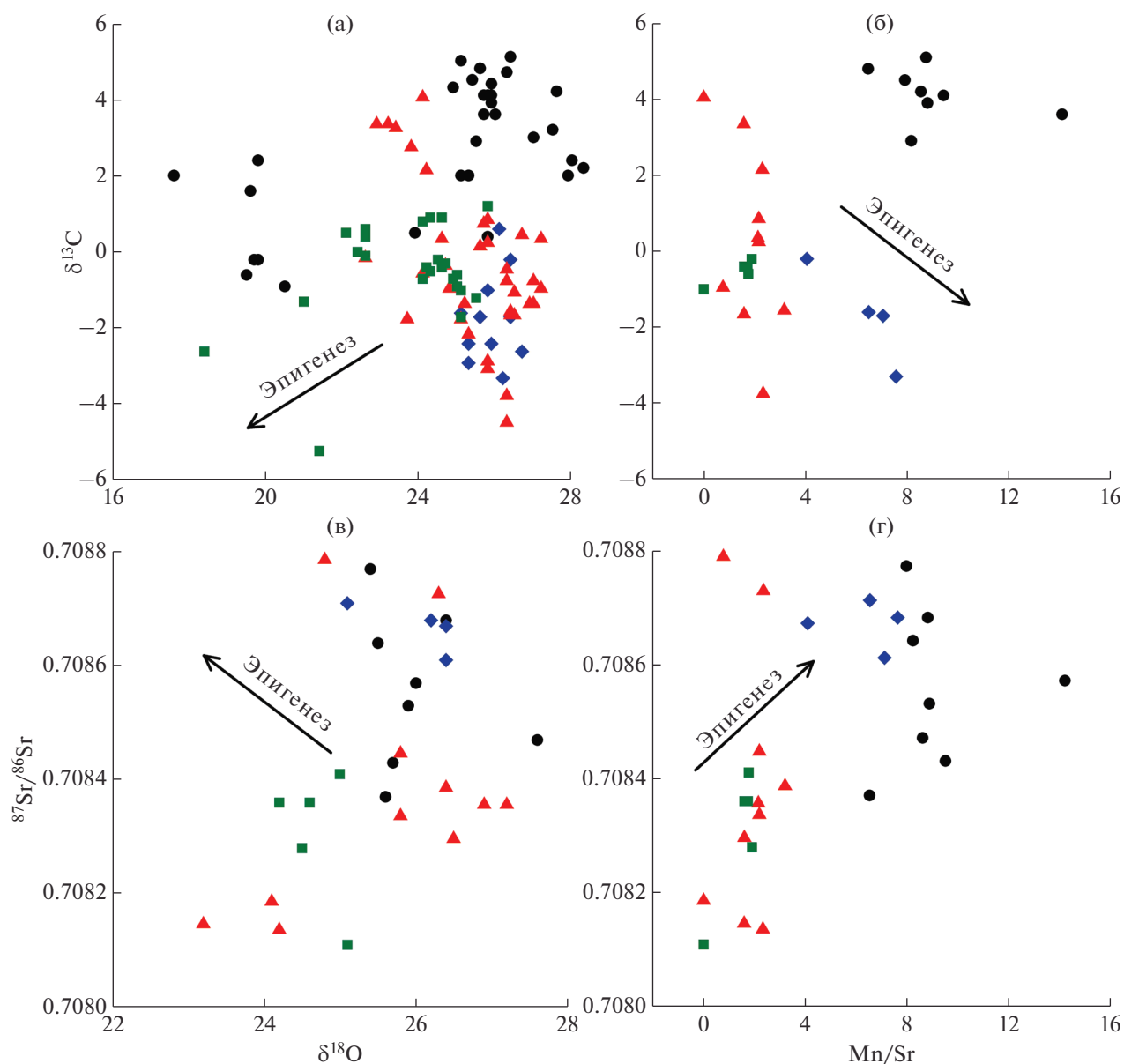


Рис. 4. Ковариации (а) значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, (б) $\delta^{13}\text{C}$ и отношений Mn/Sr, (в) отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$, (г) отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Mn/Sr. Условные обозначения см. на рис. 3.

ние стронция (86.3 ± 37.6 мкг/г) в 2.5 раза выше, чем в доломитах дикимдинской свиты, а значения Mn/Sr и Fe/Sr, соответственно, меньше. В координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ –Mn/Sr точки, отвечающие сералахской и дикимдинской свитам, образуют единое поле с отрицательным трендом. Формально увеличение минимальных значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах сералахской свиты до 0.7086–0.7087 нет оснований связывать с усилением постседиментационных преобразований, однако наличие каверн с самородной серой и следов растворения сульфатов указывает на вероятность вторичной

кальцитизации, которая могла вызвать небольшое увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

В порохтахской и пестроцветной свитах содержания Fe и Mn уменьшаются в 2–3 раза и, соответственно, уменьшаются отношения Mn/Sr и Fe/Sr. Существенно, что меняется характер ковариаций изотопного состава стронция и отношений Mn/Sr и Fe/Sr. Значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Mn/Sr в карбонатах порохтахской и пестроцветной свит лежат на общем положительном тренде, соответствующем представлению о постседиментационной модификации изотопного состава стронция. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кар-

бонатах порохтахой и пестроцветной свит, очевидно, были очень близки и находились в интервале 0.7080–0.7082. Этот вывод подтверждается идентичностью значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в переслаивающихся доломитах и известняках. На уровне позитивного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ (П-2) в верхней части порохтахой свиты значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах (обр. № 105/15 и 106/15) и известняках (обр. № 103/15) не различимы в пределах ошибки, хотя в известняках содержание Sr в 30 раз выше, чем в доломитах. В пестроцветной свите практически идентичные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ регистрируются в гипсе и доломитах (табл. 1).

С- и Sr-изотопная корреляция Олекминского разреза. Доломиты дикимдинской свиты, характеризующиеся типичными для позднего эдиакария “первичными” отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7084 \pm 0.0001$ и высокими средними значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($3.6 \pm 1.2\%$), уверенно сопоставляются по этим параметрам с карбонатами усть-юдомской свиты в стратотипической местности (на реках Атырджак и Юдома), в которых установлены практически идентичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70830\text{--}0.70845$ (Семихатов и др., 2003) и $\delta^{13}\text{C} = 2\text{--}3\%$ (Zhu et al., 2017). Очевидно, что дикимдинская свита является также стратиграфическим аналогом формации денбин (Dengying) в Южном Китае, возраст основания которой (548–550 млн лет) по данным U–Pb датирования цирконов (Zhou, Xiao, 2007; Zhu et al., 2007b; Li et al., 2013) согласуется в пределах погрешности с возрастом усть-юдомской свиты на р. Юдома (553 ± 23 млн лет), установленным Pb/Pb методом по карбонатам (Семихатов и др., 2003).

В Сибири этот С-изотопный экскурс, получивший в Южном Китае название “позднеэдиакарское позитивное плато”, может быть сопоставлен также с улунтуйской свитой байкальской серии (Kuznetsov et al., 2013), доломитовой пачкой в основании жербинской свиты в патомском комплексе (Покровский, Буякайте, 2015), нижней пачкой нерундинской свиты в уакитской серии (Покровский, Буякайте, 2016). Во многих представительных разрезах эдиакария (Calver et al., 2000; Le Guerroué, Cozzi, 2010; Halverson et al., 2010) он располагается непосредственно над отрицательной аномалией, сопоставляемой с событием Шурам-Вонока (~580–560 млн лет). Спутать его с раннеэдиакарским положительным экскурсом невозможно, так как для последнего характерны существенно более низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7075$ и, как правило, более высокие значения $\delta^{13}\text{C} \sim 6\text{--}8\%$ (Halverson et al., 2010). Хемостратиграфическая интерпретация отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ в нижней, терригенной, пачке дикимдинской свиты проблематична ввиду малых содержаний карбонатов (<5%) и низких значений $\delta^{18}\text{O}$. Однако нельзя ис-

ключить, что карбонатный материал здесь также имеет осадочное происхождение и эта пачка представляет собой переходный интервал от отрицательной аномалии Шурам-Вонока к “позднеэдиакарскому позитивному плато”.

Отрицательный экскурс, маркирующий основание немакит-далдынского яруса, в настоящее время широко известен как “базальный углеродный экскурс” (BACE); впервые он был установлен на границе кембрия и докембрия более 25 лет назад на севере Сибирской платформы (Покровский, Миссаржевский, 1993) и назван “предманькайским”. Глобальное распространение имеет также положительный экскурс (П-2), располагающийся в разрезах Сибирской платформы вблизи основания томмотского яруса и впервые установленный в кровле усть-юдомской свиты на р. Алдан (Magaritz et al., 1986), а в международной шкале маркирующий основание Stage 2 нижнего кембрия (Saltzman, Thomas, 2012). Отрицательный выброс $\delta^{13}\text{C}$ в мергелях нижней части пестроцветной свиты (Н-2) коррелируется с резким отрицательным выбросом $\delta^{18}\text{O}$ и, возможно, связан с эпигенетическими процессами.

Следует подчеркнуть, что существенно карбонатная толща, выделенная в качестве усть-юдомской свиты на р. Юдома, не является стратиграфическим аналогом усть-юдомской свиты на р. Алдан, где карбонаты имеют совершенно иной изотопный состав углерода и стронция, характерный для немакит-далдынского яруса (Magaritz et al., 1986; Derry et al., 1994).

Геохимическая природа С- и Sr-изотопных вариаций в венде и раннем кембрии. Причины чередования в карбонатных разрезах непротерозоя интервалов с аномально высокими и аномально низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ обсуждаются в многочисленных работах (Покровский, 1996; Покровский и др., 2006б; Ripperdan, 2001; Och, Shields-Zhou, 2012; Li et al., 2013 и др.). Большинство исследователей связывают положительные аномалии с ослаблением океанической циркуляции, обеднением придонных вод кислородом и захоронением органического вещества, а отрицательные аномалии – с оксигенизацией океана и окислением органического вещества. Высокие содержания железа и марганца на уровне позднеэдиакарского позитивного плато $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах на р. Олекма, а также в Южном Китае (Li et al., 2013) вполне согласуются с этой гипотезой. Она находит подтверждение также в обогащении эдиакарских карбонатов с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ тяжелым изотопом урана (^{288}U), который преимущественно извлекается из морской воды при осаждении органического вещества и карбонатов в аноксидных условиях (Zhang et al., 2018; Tostevin et al., 2019; Чугаев и др., 2019). Можно предположить, что в аноксидных бассейнах, широко распространенных и, возможно, доминировавших в

периоды накопления карбонатов, обогащенных ^{13}C , марганец и железо сорбировались карбонатными частицами при их осаждении сквозь лишенный кислорода слой водной толщи, содержащий железо и марганец в растворенной форме.

Нельзя не отметить, что в сералахской свите содержание марганца и железа остается столь же высоким и даже несколько увеличивается по сравнению с дикиминской свитой, хотя наличие ангидрита и гипса исключает накопление сералахской свиты в аноксидных условиях. Очевидно, на этом этапе в палеобассейне произошла активизация циркуляции водной толщи, сопровождавшаяся окислением железа и марганца и их переводом из растворимой в нерастворимую форму, а также обогащением водной толщи продуктами окисления углеводородов, которое проявилось в резком снижении величин $\delta^{13}\text{C}$.

Низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7081 \pm 0.0001$ в немакит-далдынском и томмотском ярусах на р. Олекма идентичны тем, которые были впервые определены в стратотипической местности томмотского яруса на р. Лена (Derry et al., 1994) и впоследствии установлены на этом уровне в Монголии (Brazier et al., 1996), Марокко (Maloof et al., 2010), Китае (Zhu et al., 2013; Li et al., 2013). Обеднение океана радиогенным стронцием в раннем кембрии теоретически можно объяснить либо интенсификацией спрединга океанического дна, либо ослаблением континентального выветривания, которое, в свою очередь, может быть связано как с тектоническими причинами (затухание горообразовательных процессов), так и с глобальным похолоданием.

Вопрос этот в настоящее время неясен, однако климатические причины ослабления континентального выветривания на рубеже венда и кембрия представляются нам более вероятными, так как на этом уровне на разных континентах отмечены следы оледенения, названного Н.М. Чумаковым (Чумаков, 2011, 2015) байконурским. Возраст диамиктитов байконурской свиты в Казахстане, по которой названо это оледенение, так же как и диамиктитов формации Лочуань на севере Китая, точно не установлен; геологические соотношения, по мнению Н.М. Чумакова, дают основания полагать, что они располагаются очень близко к подошве немакит-далдынского яруса, что подтверждается наличием отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ в его основании – аналоге обедненных ^{13}C карбонатов, венчающих ранневендские гляциогенные диамиктиты. Существуют радиоизотопные датировки позднеэдиакарских ледниковых отложений, в частности гляциогенных диамиктитов Виндербрик и Номтас в группе Нама в Намибии (Hofmann et al., 2014), U–Pb датировки по цирконам из туфов, которые находятся в интервале 539–549 млн лет (Grotzinger et al., 1995).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопные данные позволяют предположить, что разрез переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию на р. Олекма не содержит длительных перерывов и является на Сибирской платформе одним из наиболее полных. Доломиты дикиминской свиты, залегающей в его основании, характеризуются типичными для терминального эдиакария (~550–545 млн лет) первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70837–0.70843$ и высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($3.6 \pm 1.2\%$) “верхнеэдиакарского позитивного плато”. Вверх по разрезу значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ уменьшаются, достигая минимума (0.70803–0.70818) в кровле порохтахской–основании пестроцветной свиты. В подошве порохтахской свиты устанавливается отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (–4.4%), маркирующий основание немакит-далдынского яруса, а в ~8 м ниже подошвы пестроцветной свиты – положительный “предтоммотский” экскурс (4.1%).

Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($26.0 \pm 1.2\%$) не дают оснований связывать изотопно-углеродные экскурсы и тренд $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с постседиментационными процессами. Широко используемые в хемотрастиграфии в качестве “критериев сохранности” отношения Mn/Sr и Fe/Sr в Олекминском разрезе, так же как и в переходных толщах от эдиакария к кембрию некоторых других районов, дают противоречивые результаты вследствие того, что постседиментационная модификация химического состава карбонатных пород накладывается на синседиментационные вариации. Высокие содержания железа и марганца в доломитах дикиминской свиты могут быть связаны с обогащением этими элементами лишенных кислорода придонных вод и их последующей сорбцией погружающимися карбонатными частицами. С придонной аноксией хорошо согласуется относительное обогащение карбонатов дикиминской свиты ^{13}C , свидетельствующее о высоком отношении $C_{\text{орг}}/C_{\text{карб}}$ в отлагающихся в это время в Мировом океане осадках. Учитывая глобальное распространение на данном стратиграфическом уровне положительной аномалии $\delta^{13}\text{C}$, можно предположить, что аноксидная обстановка была в это время широко распространена в Мировом океане. Однако допускаемая некоторыми авторами глобальная эдиакарская аноксия представляется сомнительной, так как на этом уровне многочисленными скважинами на Сибирской платформе установлены гипс и ангидрит, которые не могли сформироваться в условиях низкоокислородной атмосферы и, соответственно, бессульфатного океана.

В сералахской свите, завершающей разрез эдиакария, гипс и ангидрит появляются уже и в естественных обнажениях. Карбонаты сералахской свиты быстро обогащаются легким изото-

пом углерода, что является несомненным признаком обогащения водной толщи продуктами окисления органического вещества. Вместе с тем содержание железа и марганца в сералахской свите даже несколько увеличивается по сравнению с дикиминской, что, на первый взгляд, кажется противоречивым. Вероятно, на этом этапе в палеобассейне произошла активизация циркуляции водной толщи, сопровождавшаяся окислением и осаждением железа и марганца, накопленных в придонных слоях в предшествующий период. Результатом этого процесса явилось резкое уменьшение содержаний Fe и Mn на границе сералахской и порохтахской свит, которая в Олекминском разрезе совпадает с границей эдиакария и кембрия.

Благодарности. Авторы выражают признательность директору Олекминского заповедника Э.М. Габышеву и его заместителю по научно-исследовательской работе Ю.Ф. Рожкову за помощь в проведении полевых работ.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с планом НИР ГИН РАН, при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00427).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бобров А.К.* Стратиграфия и палеогеография отложенных верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1979. 128 с.
- Ветрова Н.И.* Геохимия и С-, Sr-хемостратиграфия позднедокембрийских карбонатных отложений Сибирской платформы (хорбусуонская серия и дашкинская свита). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2018. 166 с.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М., Муравьев В.И., Шатский Г.В., Буякайте М.И., Луканин А.О.* Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф.* Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 741–763.
- Журавлева З.А.* Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 100 с.
- Иванова И.А.* Геохимия органического вещества неопротерозоя Березовской впадины (сералахская свита, Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1698–1706.
- Кокоулин М.Л., Феоктистов Л.Л.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амгинская. Лист О-51-П. Объяснительная записка. М.: Недра, 1967. 33 с.
- Кокоулин М.Л., Ширинкин Н.Г.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амгинская. Лист Р-51-XXXII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 56 с.
- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В.* С- и Sr-изотопная хемостратиграфия карбонатных отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др.* Sr изотопная характеристика и Pb–Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т. и др.* Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В.* Sr- и С-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А. и др.* Геохимические и изотопные (Sr, С, О) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 1466–1487.
- Москвитин И.Е.* Строение и вещественный состав сералахской свиты (венд) бассейна реки Олекмы // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1970. С. 116–125.
- Опорные разрезы отложений кембрия и докембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В.* Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Покровский Б.Г.* Граница протерозоя и палеозоя: изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 4. С. 376–392.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Геохимия изотопов С, О, и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной

- части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S и проблема возраста катерской и уакитской серий, западное Забайкалье // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 4. С. 307–328.
- Покровский Б.Г., Миссаржевский В.В. Изотопная корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия Сибирской платформы // Докл. АН. 1993. Т. 329. № 6. С. 768–771.
- Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд–кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23–41.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полезные ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Рb–Rb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Ред. Мельников Н.В. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
- Хабаров Е.М., Изох О.П. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 797–820.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1019–1037.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Покровский Б.Г., Манджиева Г.В., Гареев Б.И., Садасюк А.С., Баталин Г.А. Изотопное отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ как индикатор окислительно-восстановительных условий в эдиакаромском палеобассейне (разрез р. Чаа, Байкало-Патомское нагорье, юг средней Сибири) // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 3. С. 356–360.
- Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 1. С. 3–23.
- Чумаков Н.М. Оледенения Земли. История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 159 с. (Труды ГИН РАН. Т. 611).
- 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.
- Banner J., Hanson G. 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.
- Bartley J.K., Pope M., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Petrov P.Yu. A 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.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B. Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. P. 165–202.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 2. Stable isotopes // Sediment. Petrol. 1981. V. 51. P. 987–997.
- Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R.M. Stable isotope calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in eastern Siberia (Precambrian–Cambrian boundary) // Terra Nova. 1993. V. 5. P. 225–232.
- Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., Corfield R.M., Derry L.A. A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian succession in Siberia: report of IGCP Project 303 // Geol. Mag. 1994. V. 131. № 6. P. 767–783.
- 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.
- 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.
- Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: A paleoenvironmental record during “the Cambrian explosion” // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 671–681.
- Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // Science. 1995. V. 270. P. 598–604.
- Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2007. V. 256. P. 103–129.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research. 2010. V. 182. P. 337–350.

- Hofmann M., Linnemann U., Hoffmann K.H., Germs G., Gerdes A., Marko L., Eckelmann K., Gärtner A., Krause R.* The four Neoproterozoic glaciations of southern Namibia and their detrital zircon record: the fingerprints of four crustal growth events during two supercontinent cycles // *Precambrian Res.* 2014. V. 259. P. 176–188.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Jacobsen S.B., Adams W.* Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. P. 509–533.
- Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P.* Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. P. 251–270.
- Kouchinsky A.V., Bengston S., Missarzhevsky V.V., Pelechaty S., Torssander P., Val'kov A.K.* Carbon isotope stratigraphy and the problem of a pre-Tommotian stage in Siberia // *Geol. Mag.* 2001. V. 138. № 4. P. 387–396.
- Kouchinsky A.V., Bengston S., Pavlov V., Runnegar B., Val'kov A., Young E.* Pre-Tommotian age of the lower Pestrosvet Fm. in the Selinde section on the Siberian craton: carbon isotopic evidence // *Geol. Mag.* 2005. V. 142. P. 1–7.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V.* Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 51–66.
- Le Guerroué E., Cozzi A.* Veracity of Neoproterozoic negative C-isotope values: the termination of the Shuram negative excursion // *Gondwana Res.* 2010. V. 17. P. 653–661.
- Li D., Ling H.-F., Shields-Zhou G.A., Chen X., Cremonese L., Och L., Thirlwall M., Manning C.J.* Carbon and strontium isotope evolution of seawater across the Ediacaran–Cambrian transition: evidence from the Xiaotan section, NE Yunnan, South China // *Precambrian Res.* 2013. V. 225. P. 128–147.
- Magaritz M., Holser W.T., Kirshwink J.L.* Carbon-isotope events across the Precambrian–Cambrian boundary on the Siberian platform // *Nature.* 1986. V. 320. P. 258–259.
- Maloof A.C., Ramezani J., Bowring S.A., Fike D.A., Porter S.M., Mazouad M.* Constraints on early Cambrian carbon cycling from the duration of the Nemakit-Daldynian–Tommotian boundary $\delta^{13}\text{C}$ shift, Morocco // *Geology.* 2010. V. 38. P. 623–626.
- Melezhik V.A., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Smith R.A., Gorokhov I.M., Jamal D., Cataune F.* Depositional environments and an apparent age for the Geci meta-limestones: constraints on geological history of northern Mozambique // *Precambrian Res.* 2006. V. 148. № 1/2. P. 19–31.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I.* Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insights from Siberian high-Sr limestones // *J. Geol. Soc. London.* 2009. V. 166. P. 183–191.
- Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Bjerkgard T.* Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // *Precambrian Res.* 2015. V. 261. P. 272–299.
- Misi A., Kaufman A.J., Veizer J. et al.* Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America // *Chem. Geol.* 2006. V. 237. P. 161–185.
- Och L.M., Shields-Zhou G.A.* The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 110. P. 26–57.
- Ripperdan R.L.* Stratigraphic variation in marine carbonate carbon isotope ratios // *Rev. Mineral.* 2001. V. 43. P. 637–662.
- Saltzman M.R., Thomas E.* Carbon isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale.* Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Boston, USA: Elsevier, 2012. Ch. 11. P. 207–233.
- Tostevin R., Clarkson M.O., Gangl S., Shields G.A., Wood R.A., Bowyer F., Penny A.M., Stirling C.H.* Uranium isotope evidence for an expansion of anoxia in terminal Ediacaran oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 506. P. 104–112.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 59–88.
- Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I., Kochnev B.B., Dril S.I.* Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian platform // *Gondwana Res.* 2017. V. 51. P. 255–271.
- Zhang F., Xiao S., Kendall B., Romaniello S.J., Cui H., Meyer M., Gilleaudeau G.J., Kaufman A.J., Anbar A.D.* Extensive marine anoxia during the terminal Ediacaran Period // *Science Advance.* 2018. V. 4. P. 1–11.
- Zhou C., Xiao S.* Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China // *Chem. Geol.* 2007. V. 89. P. 89–108.
- Zhu B., Becker H., Jiang S.Y., Pi D.H., Fischer-Gödde M., Yang J.H.* Re–Os geochronology of black shales from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, Yangtze platform, South China // *Precambrian Res.* 2013. V. 225. P. 67–76.
- Zhu M., Strauss H., Shields G.A.* From snowball Earth to the Cambrian bioradiation: calibration of Ediacaran–Cambrian Earth history of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2007a. V. 254. № 1–2. P. 1–6.
- Zhu M., Zhang J., Yang A.* Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2007b. V. 254. № 1–2. P. 7–61.
- Zhu M., Zhuravlev A.Yu., Wood R.A., Zhao F., Sukhov S.S.* A deep root for the Cambrian explosion: implications of new bio and chemostratigraphy from the Siberian Platform // *Geology.* 2017. | Data Repository item 2017136. <https://doi.org/10.1130/G38865.1>

Рецензенты А.Б. Кузнецов,
Н.Б. Кузнецов, Е.Ф. Летникова

C, O, and Sr Isotope Chemostratigraphy of Vendian (Ediacaran)—Cambrian Transition, Olekma River, West Slope of Aldan Shield

B. G. Pokrovsky^{a, #}, M. I. Bujakaite^a, O. L. Petrov^a, and A. A. Kolesnikova^a

^a*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: pokrov@ginras.ru*

The Upper Neoproterozoic to Lower Cambrian section along the Olekma river from bottom to top is divided into the Dikimdia, Seralakh, Porokhtakh and Pestrotsvetnaya formations. All of them are mainly dolomitic with subordinate quantity of sandstone, silty shales, gypsum, anhydrite and native sulfur. C and Sr isotope variations in carbonate allow to undertake important age correction of the stratigraphic units of the Olekma River section, probably the most complete one on the Siberian Platform which includes the transitional strata from the Vendian (Ediacaran) to the Cambrian. The Dikimdia Formation dolostones have typical late Ediacaran values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70837\text{--}0.70843$ and abnormally high $\delta^{13}\text{C}$ values (up to 5.1 ‰), and both of these characteristics give a reason to correlate the Dikimdia Formation with the Ust'-Yudoma Formation from stratotype area, with Dengying Formation (South China) having the age estimation 548–550 Ma, with the Uluntuy Formation of the Baikal Group and the terminal Ediacaran sections of some other areas. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio decreases upward and reaches a minimum (0.70803–0.70818) near the Porokhtakh–Pestrotsvetnaya boundary. The lowermost part of the Porokhtakh Formation contains a negative carbon-isotope excursion ($\delta^{13}\text{C} = -4.4\text{‰}$) marking the base of the Nemakit-Daldynian stage. Meanwhile the positive “pre-tommotian” excursion ($\delta^{13}\text{C} = 4.1\text{‰}$) is recorded ~8 m below the base of the Pestrotsvetnaya Formation. There is a sharp shift of the Fe and Mn contents from ~3800 and ~300 ppm to ~2000 and ~130 ppm, respectively, in the dolostones along the Ediacaran–Cambrian transition which corresponds to the boundary between the Seralakh and Porokhtakh formations. High $\delta^{18}\text{O}$ values ($26.0 \pm 1.2\text{‰}$) do not provide reasons to associate the carbon-isotope excursions, the $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ trend, and the changes of Fe and Mn contents with diagenetic alterations.

Keywords: Vendian, Ediacaran, Lower Cambrian, isotope geochemistry, chemostratigraphy, Siberian Platform