

УДК 546:027(42)+551.7(8)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В ИЗВЕСТНЯКАХ ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОЙ СЕРИИ ПАТОМСКОГО БАССЕЙНА: ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕНДА СИБИРИ

© 2020 г. С. В. Рудько^{a, b, *}, А. Б. Кузнецов^a, П. Ю. Петров^b

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7,
Москва, 119017 Россия

*e-mail: svrudko@gmail.com

Поступила в редакцию 13.05.2019 г.

После доработки 21.10.2019 г.

Принята к публикации 30.10.2019 г.

Представлены новые данные о вариациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных отложениях дальнетайгинской серии опорного разреза венда Средней Сибири на Уринском поднятии. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ увязаны с секвенс-стратиграфической схемой, отражающей эволюцию палеобассейна; с вариациями $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах и уровнями палеонтологических находок. Для реконструкции вековых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ использовались известняки с высокой (>1050 мкг/г) концентрацией стронция, которые не несут признаков нарушения Sr-изотопной системы. Во время накопления карбонатных осадков дальнетайгинской серии установлен рост величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде от 0.70755 до 0.70823, осложненный флуктуациями подчиненного порядка. Длительность формирования постледниковой последовательности отложений дальнетайгинской серии оценена не менее чем в 14–15 млн лет. Вековые вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренные известняках дальнетайгинской серии, близки к вариациям этого отношения, происходившим вслед за гляциопериодом Марино. Sr- и C-изотопные корреляции позволяют предполагать длительный перерыв между накоплением осадков дальнетайгинской и жуинской серий.

Ключевые слова: изотопы стронция, хемотратиграфия, вековые вариации, венд, Сибирь.

DOI: 10.31857/S0024497X20030052

Изучение вековых вариаций изотопного состава Sr в неопротерозойском океане имеет большое значение для глобальной корреляции отложений этого времени, периодизации истории изменений природной среды и реконструкции эволюции биосферы. Источником геохимической информации являются карбонатные породы, способные фиксировать изотопно-химические характеристики среды седиментации, но при этом ключевую роль играет проблема сохранности изотопных меток, связанная с постседиментационными преобразованиями осадков и пород [Veizer et al., 1999; Кузнецов и др., 2014, 2018]. Другого рода проблемы сопряжены с определением временного интервала, к которому относятся выявленные значения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, поскольку породы не всегда удается достаточно точно датировать [Halverson et al., 2007; Melezhik et al., 2015]. В этом случае наиболее

предпочтительным является изучение пород в разрезах, охарактеризованных комплексом геологических, палеоклиматических биостратиграфических и изотопно-геохимических данных, составляющих стратиграфический каркас неопротерозоя [Семихатов и др., 2003, 2004; Покровский и др., 2006; Sawaki et al., 2010; Narbonne et al., 2012].

С этой точки зрения дальнетайгинская и жуинская серии Уринского поднятия (рис. 1) Средней Сибири представляют собой уникальный объект для изучения вековых вариаций изотопного состава Sr в вендское время. Разрез начнется с ледниковых отложений большепатомской свиты, которые традиционно сопоставляются с гляциопериодом Марино [Чумаков и др., 2013], завершившимся 635 млн лет назад [Condon et al., 2005; Calver et al., 2013; Prave et al., 2016]. Горизонт “венчающих доломитов” в основании залегаю-

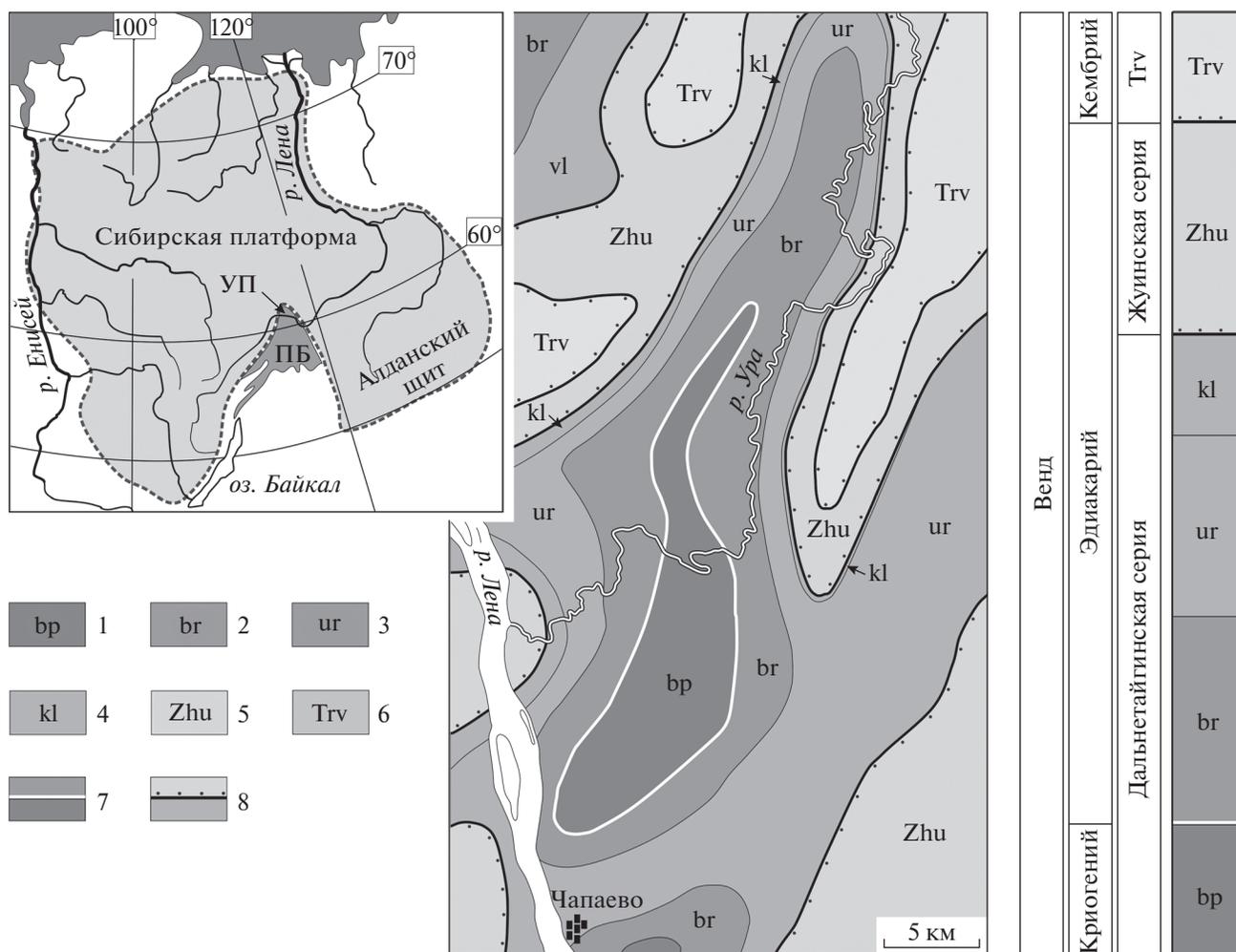


Рис. 1. Географическое положение Патомского бассейна (ПБ), схематическая геологическая карта центральной части Уринского поднятия (УП) и сводная стратиграфическая последовательность отложений. Стратиграфическое деление в соответствии со статьей [Чумаков и др., 2013].

1 – диамиктиты большепатомской свиты; 2 – баракунская свита, карбонаты, песчаники, аргиллиты; 3 – уринская свита, алевролиты и аргиллиты; 4 – каланчевская свита, карбонаты и мергели; 5 – жуинская серия, карбонаты и мергели; 6 – трехверстная серия, песчаники, карбонаты; 7 – горизонт венчающих доломитов; 8 – стратиграфические перерывы.

шей выше баракунской свиты по своим литологическим и изотопным характеристикам [Покровский и др., 2010] является аналогом доломитовых слоев формации Нуккалиина (Южная Австралия), по подошве которых определена нижняя граница эдиакарского периода [Knoll et al., 2006], а также доломитов, залегающих в кровле ледниковых отложений формации Смальфиорд (Норвегия) лапландского (варангерского) гляциогоризонта, в основании венда [Семихатов и др., 2015]. Вышележащие карбонатные породы дальнетайгинской серии характеризуются положительной аномалией углерода ($\delta^{13}\text{C}$ до +10‰)

[Покровский и др., 2006; Рудько и др., 2017], выявленной во многих постледниковых отложениях раннего эдиакария, а перекрывающие отложения жуинской серии – отрицательной аномалией ($\delta^{13}\text{C}$ до -8‰) Шурам-Вонока [Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009], продолжавшейся около 10 млн лет в интервале от 570 до 550 млн лет [Williams, Shmidt, 2018]. Аналогичные вариации $\delta^{13}\text{C}$, от высоких положительных до аномальных отрицательных значений, обнаружены в разрезе карбонатных отложений нижней части юдомской серии (от +8 до -7.8‰ PDB), соответствующей

нижнему венду на востоке Сибирской платформы [Семихатов и др., 2004].

В нижней части баракунской свиты имеется находка вендских ископаемых проблематик *Beltanelloides* [Леонов, Рудько, 2012], для которых, однако, сейчас предполагается цианобактериальная природа [Bobrovskiy et al., 2018]. В верхней части уринской свиты дальнетайгинской серии обнаружен комплекс ранневендской палинофлоры [Голубкова и др., 2010; Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012], который коррелируется [Sergeev et al., 2011] со второй комплексной зоной акантоморфной палинофлоры (ЕСАР) Южной Австралии [Grey, 2005]. Сходные ассоциации акантоморфид известны также в отложениях второй палинозоны формации Доушаньто Южного Китая [Xiao et al., 2014; Liu et al., 2014]. Эти ассоциации характерны для верхних горизонтов нижнего эдиакария с возрастом моложе 580 млн лет.

Проблемы глобальной корреляции вендских отложений Уринского поднятия связаны с отсутствием прямых изотопных датировок нижней части разреза и неопределенной продолжительностью преджуинского перерыва [Чумаков и др., 2013]. В этой связи корреляция ледниковых отложений большепатомской свиты с гляциопериодом Марино не является несомненной, и можно допустить корреляцию докембрийских ледниковых отложений на юге Сибири с более молодым гляциопериодом Гаскье [Рудько и др., 2017; Петров, 2018а] середины эдиакария (около 580 млн лет назад), с таким вариантом корреляции согласуются и биостратиграфические данные.

В статье представлены результаты изучения изотопного состава Sr в карбонатных породах дальнетайгинской серии, увязанные с секвенс-стратиграфической схемой [Петров, 2018б], кривой вариаций изотопного состава углерода [Рудько и др., 2017] и находками фоссилий [Sergeev et al., 2011; Леонов, Рудько, 2012]. В свете полученных данных обсуждается эволюция изотопного состава Sr в венде (эдиакарии) и глобальная корреляция отложений Уринского поднятия.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОГО ПАЛЕОБАСЕЙНА

Возможность реконструкции глобальных вариаций изотопного состава Sr определяется существованием водной циркуляции между акваторией, в пределах которой формировались исследованные отложения и Мировым океаном. Отложения дальнетайгинской серии находятся на границе Сибирской платформы и Патомского

сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, в пределах которого они являются крупным стратиграфическим элементом осадочной последовательности Патомского бассейна [Чумаков и др., 2007]. Развитие Патомского бассейна происходило на фоне байкальской складчатости, вызванной аккрецией чужеродных террейнов (например, Байкало-Муйского террейна) к южной, в современных координатах, окраине Сибирской платформы [Powerman et al., 2015]. Отсутствие следов магматической активности моложе 1.8 млрд лет в источниках сноса осадков дальнетайгинской серии, указывает на формирование отложений на пассивной окраине [Чумаков и др., 2011а, 2011б; Powerman et al., 2015], в пределах свободно сообщавшегося с океаном окраинного моря. Смена источника сноса платформенного типа “внешним” источником зафиксирована на границе дальнетайгинской и жуинской серий и произошла не ранее 610 млн лет назад [Чумаков и др., 2011; Powerman et al., 2015]. Эти данные являются независимым свидетельством в пользу того, что акватория Патомского бассейна могла быть частично или полностью отделена сиалическими блоками Центрально-Азиатского складчатого пояса от Мирового океана лишь после завершения формирования дальнетайгинской серии. Главным аргументом в пользу отсутствия затрудненной водной циркуляции между “Патомским” окраинным морем и Мировым океаном является присутствие в отложениях дальнетайгинской серии фоссилий, имеющих глобальное распространение [Sergeev et al., 2011], и сходство характера вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях дальнетайгинской серии с таковыми в постледниковых последовательностях эдиакария на других палеоконтинентах [Покровский и др., 2006; Рудько и др., 2017].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Породы баракунской, уринской и каланчевской свит в составе дальнетайгинской серии изучены нами в многочисленных обнажениях: в долине р. Ура, на западном и восточном крыльях Уринской антиклинали. Фациальная характеристика этих разрезов, реконструкции обстановок седиментации и внутрибассейновые корреляции были рассмотрены ранее [Петров, 2018б].

Для изучения изотопного состава Sr использована представительная коллекция образцов карбонатных пород, отобранных со 151 стратиграфических уровней дальнетайгинской серии, предварительно прошедшая петрографическое и

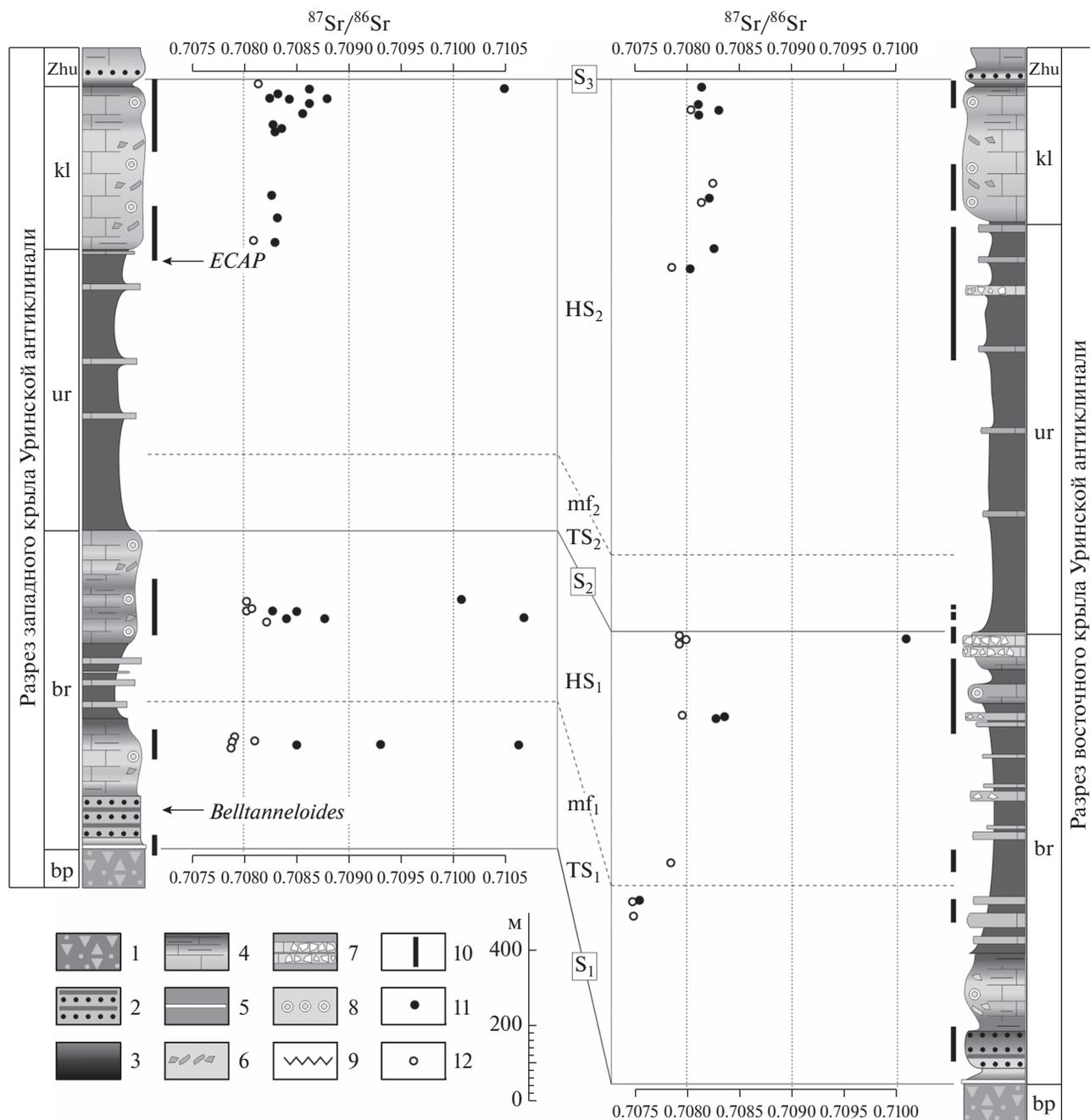


Рис. 2. Вариации величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в отложениях дальнетайгинской серии западного и восточного крыльев Уринской антиклинали и корреляция этих осадочных последовательностей с использованием секвенс-стратиграфической схемы [Петров, 20186].

1–8 – состав отложений: 1 – диамиктиты, 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, 3 – алевро-аргиллиты, 4 – карбонаты, глинистые карбонаты, мергели, 5 – горизонт венчающих доломитов, 6 – интракластиты, 7 – оползневая брекчия, 8 – оолиты; 9 – стратиграфический перерыв; 10 – стратиграфическое положение изученных разрезов; 11, 12 – значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах дальнетайгинской серии: 11 – с геохимическими признаками нарушения изотопной Rb–Sr системы, 12 – без геохимических признаков нарушения Rb–Sr-изотопной системы.

Секвенс-стратиграфия: S – границы секвенций; mf – границы максимального подъема уровня моря; TS – трансгрессивный тракт; HS – тракт высокого положения уровня моря. Свиты: bp – большепатовская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская; Zhu – жуинская серия.

геохимическое изучение. Эта же коллекция была использована ранее для изучения вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ [Рудько и др., 2017]. На основании геохимических и петрографических данных о степени вторичного преобразования пород и по принципу наиболее равномерного распределения опробованных уровней в разрезе из упомянутой коллекции было выбрано 59 образцов для изучения изотопного состава Sr: 36 образцов – из сводного разреза западного крыла Уринской антиклинали и 23 образца – из разреза ее восточного крыла (рис. 2).

Образцы карбонатных пород были отшлифованы и обработаны 1 N HCl для удаления поверхностных загрязнений. Для изотопных исследований из участков образцов, в которых отсутствуют вторичные образования, были выбурены микропробы диаметром 3 мм (0.5 г). Для изучения химического состава основных элементов и элементов-примесей были использованы оставшиеся валовые пробы (около 10 г), растертые до состояния пудры. Содержание Ca и Mg в них определялось весовым методом после растворения части пробы в 1 N HCl, а концентрации Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Содержание Sr измерено методом рентгенофлуоресцентного анализа.

Изучение изотопного состава Sr образцов проводилось в обогащенных стронцием карбонатных фракциях, выделенных путем ступенчатого растворения. Процедура включала предварительную обработку образца 0.01 N раствором HCl при комнатной 20–25°C и последующее растворение в 1 N соляной кислоте [Кузнецов и др., 2008]. Измерение изотопного состава Sr проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах NIST SRM 987 и EN-1 составляли в период работы соответственно 0.710289 ± 0.000005 ($2\sigma_{\text{средн}}, n = 28$) и 0.709213 ± 0.000008 ($2\sigma_{\text{средн}}, n = 7$). Поправка на возраст измеренного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах была менее 0.00001.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопный состав Sr и химические критерии сохранности пород

При диагенетических преобразованиях карбонатного осадка и взаимодействии карбонатных минеральных фаз с внешним флюидом может происходить нарушение изотопной системы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исходного осадка. Признаками таких процессов являются: возрастание в карбонатных

породах концентраций малых элементов Fe, Mn, Mg; понижение концентраций Sr и значений $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ [Юдович и др., 1980; Veizer et al., 1999; Kuznetsov et al., 2013, 2017]. Анализ вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по разрезу, а также анализ зависимости между величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержанием примесных элементов в карбонатных породах дальнетайгинской серии показывают, что в части из них Rb–Sr-изотопная система была нарушена, тогда как другая часть не имеет признаков нарушения.

Результаты изотопных и химических анализов приведены в табл. 1. Измеренные величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах дальнетайгинской серии заметно варьируют, изменяясь от значений свойственных вендскому океану (0.70755–0.70850) вплоть до значений (0.71064), совершенно не характерных для хемо-биогенных морских осадков. Большой разброс значений при этом наблюдается даже в пределах небольших стратиграфических интервалов (от первых метров до первых десятков метров) нижней и верхней частей баракунской свиты, а также в верхней части каланчевской свиты на западном крыле Уринской антиклинали (см. рис. 2).

Самые высокие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наблюдаются в породах, обогащенных Mg, Mn, Fe, обедненных Sr и с резко пониженной величиной $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3). Такая зависимость свидетельствует о постседиментационном нарушении Sr-изотопной системы и ее обогащении радиогенным ^{87}Sr . Следовательно, минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренные для соответствующих стратиграфических интервалов, наиболее близки к исходным показателям среды седиментации.

Практика изучения древних карбонатных пород показывает, что благодаря большому объему “Sr-буфера” известняки с высокой концентрацией Sr эффективно сохраняют исходное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морских осадков [Veizer et al., 1999; Melezhik et al., 2009, 2015; Kuznetsov et al., 2013, 2017; Рудько и др., 2014]. Среди карбонатных пород баракунской и каланчевской свит встречаются известняки с высокими и очень высокими концентрациями Sr (вплоть до 3398 мкг/г), они же среди прочих пород имеют минимальные концентрации Mg, Fe и Mn. Карбонатные породы с явными признаками нарушения Sr-изотопной системы не встречаются среди известняков с содержанием Sr более 1050 мкг/г. Именно такие известняки демонстрируют минимальные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для соответствующих стратиграфических интервалов (см. табл. 1).

Таблица 1. Изотопные и геохимические характеристики карбонатных пород дальнетайгинской серии

	Свита	Номер	Уровень, м*	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sr (мкг/г)	MNO (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	
Сводный разрез восточно крыла Уринской антиклинали	Каланчевская	0904-5	2570	0.70818	3.5	-8.3	680	6.61	0.084	0.004	0.012	1.24	0.06	
		0904-4	2507	0.70812	4.7	-6.9	1500	2.55	0.081	0.017	0.007	0.54	0.11	
		0904-3	2505	0.70807	6.7	-6.7	1830	4.76	0.123	0.014	0.036	0.67	0.08	
		0904-2	2503	0.70833	6.1	-7.9	960	0.96	0.024	0.003	0.006	0.25	0.03	
		0904-1	2500.2	0.70815	5.9	-7.5	730	2.04	0.035	0.003	0.015	0.48	0.04	
		15079	2297	0.70827	5.2	-7.1	1071	3.04	0.036	0.003	0.004	0.34	0.03	
		15077	2270	0.70823	4.1	-8.1	810	2.91	0.061	0.004	0.057	0.76	0.05	
		15076	2264	0.70822	4	-6.7	1108	2.11	0.043	0.005	0.037	0.39	0.05	
	15074	2254	0.70819	3.9	-5.8	1237	2.79	0.094	0.007	0.024	0.76	0.05		
	Уринская	0917-9	2175.7	0.70828	9.4	-0.9	957	37.75	1.760	0.090	0.578	18.39	0.94	
		0917-11	2124.5	0.70807	7	-9.3	2749	15.93	1.730	0.062	0.035	6.29	0.22	
		0917-4	2120	0.70792	4.5	-9.0	1477	2.51	1.390	0.056	0.004	9.41	0.38	
	Баракунская	0902-1	1188	0.70799	7.9	-8.1	3089	7.23	0.630	0.008	0.002	2.04	0.02	
		0920-5	1182	0.70804	7.7	-8.7	1717	1.39	0.320	0.004	0.006	1.86	0.02	
		0901-1	1178	0.70799	7.6	-7.8	2683	4.36	0.060	0.002	0.004	0.22	0.01	
		0920-4	1173	0.71005	2.9	-8.1	873	3.03	0.006	0.001	0.008	0.06	0.01	
		0922-2	973	0.70839	8.6	-9.3	633	19.72	0.130	0.005	0.010	2.05	0.08	
		0922-4	972	0.70801	9	-5.3	761	8.12	0.018	0.001	0.017	0.24	0.01	
		0922-1	971	0.70832	8.7	-5.4	765	10.03	0.006	0.001	0.007	0.07	0.01	
		15095	575	0.70790	7.2	-10.0	1338	15.37	0.360	0.009	0.011	2.69	0.07	
		15097	483	0.70762	3.4	-4.4	2240	3.79	0.025	0.005	0.036	0.11	0.02	
		15096	481	0.70755	2.9	-4.8	2701	4.01	0.740	0.110	0.024	2.74	0.41	
		15090	440	0.70755	4.3	-3.4	1902	3.82	0.021	0.002	0.024	0.11	0.01	
	Сводный разрез западного крыла Уринской антиклинали	Каланчевская	15206	2000.5	0.70811	5.2	-9.2	1551	5.25	0.540	0.025	0.010	3.48	0.16
			0942-3	2000.0	0.70860	5.15	-4.9	301	13.53	0.210	0.007	0.230	6.99	0.24
			15202	1990	0.71045	3.2	-5.9	37	2.21	0.099	0.011	0.601	26.76	2.97
			15194	1972.3	0.70831	3.7	-8.9	255	0.92	0.043	0.008	0.141	1.68	0.31
			15192	1967	0.70859	3.2	-9.8	229	0.63	0.035	0.009	0.127	1.51	0.39
15191			1964.5	0.70840	3.1	-10.2	259	0.63	0.010	0.010	0.181	0.39	0.40	
15190			1962.6	0.70824	3.4	-9.4	382	1.25	0.012	0.004	0.043	0.31	0.11	
15189			1961	0.70877	2.5	-8.8	261	1.00	0.034	0.010	0.086	1.31	0.39	
15180			1950	0.70859	2.8	-7.4	71	15.37	0.191	0.009	0.526	26.86	1.20	
15230			1926	0.70853	4.4	-5.1	99	2.13	0.235	0.013	0.576	23.74	1.27	
15225			1887.5	0.70825	6.2	-7.5	628	2.78	0.032	0.001	0.069	0.51	0.02	
15223			1881	0.70834	6	-7.8	335	3.08	0.073	0.003	0.090	2.17	0.09	
15221			1876	0.70828	5.5	-8.3	609	3.11	0.042	0.002	0.022	0.68	0.03	
15173			1700	0.70823	5.8	-7.2	2034	3.64	0.092	0.004	0.055	0.45	0.02	
15170			1635	0.70829	5.2	-8.3	1371	10.08	0.250	0.002	0.028	1.82	0.02	
Уринская		0940-8	1582.4	0.70807	4.2	-9.8	2166	6.10	0.470	0.140	0.010	2.17	0.65	
		0940-13	1575	0.70828	3.7	-11.4	627	60.70	0.670	0.120	0.051	10.68	1.91	
Баракунская		15126	646	0.71005	3.3	-7.3	996	1.76	0.001	0.001	0.070	0.01	0.01	
		15124	638.5	0.70802	7.8	-7.7	2570	1.47	0.021	0.001	0.003	0.08	0.00	
		15116	625	0.70801	7.9	-8.4	2666	2.21	0.081	0.008	0.023	0.30	0.03	
		15115	618	0.70806	7.7	-8.3	2850	3.96	0.036	0.001	0.002	0.13	0.00	
		15114	616	0.70801	8.6	-7.4	3398	1.43	0.020	0.000	0.004	0.06	0.00	
		15112	608	0.70848	6.5	-8.1	1018	2.02	0.025	0.001	0.022	0.24	0.01	
		15111	605	0.70824	7	-9.4	958	2.86	0.069	0.001	0.006	0.72	0.01	
		0937-8	596.5	0.71064	6	-9.3	826	8.09	0.023	0.004	0.283	0.28	0.05	
		0937-9	596	0.70838	6	-7.4	714	5.01	0.006	0.001	0.016	0.08	0.02	
		0937-11	589	0.70819	8.8	-8.2	1478	4.10	0.014	0.001	0.020	0.09	0.01	
		15106	294	0.70790	0.7	-9.9	1382	4.08	0.065	0.004	0.010	0.47	0.03	
	0935-9	285.6	0.70785	0.2	-7.0	2031	3.48	0.023	0.003	0.004	0.12	0.01		
	0935-7	281.3	0.70807	0.2	-10.1	1331	5.49	0.049	0.004	0.011	0.37	0.03		
	0935-6	280.3	0.70788	0.4	-8.4	1265	2.58	0.041	0.004	0.006	0.32	0.03		
	0935-5	279.1	0.70848	0	-9.4	707	4.14	0.110	0.006	0.020	1.56	0.08		
	0935-3	276.3	0.70782	-0.3	-7.2	1234	1.58	0.036	0.004	0.008	0.29	0.03		
	15105	275.5	0.70782	0.1	-10.6	860	1.25	0.056	0.005	0.006	0.66	0.05		
	0935-1	275.4	0.70928	-0.3	-10.2	783	4.08	0.130	0.006	0.016	1.66	0.07		
0935-2	275.2	0.71060	-0.5	-10.1	958	1.72	0.040	0.004	0.005	0.41	0.05			

Примечание. *Уровень определялся относительно подошвы горизонта венчающих доломитов. Курсивом обозначены образцы, выбранные для реконструкции вековых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

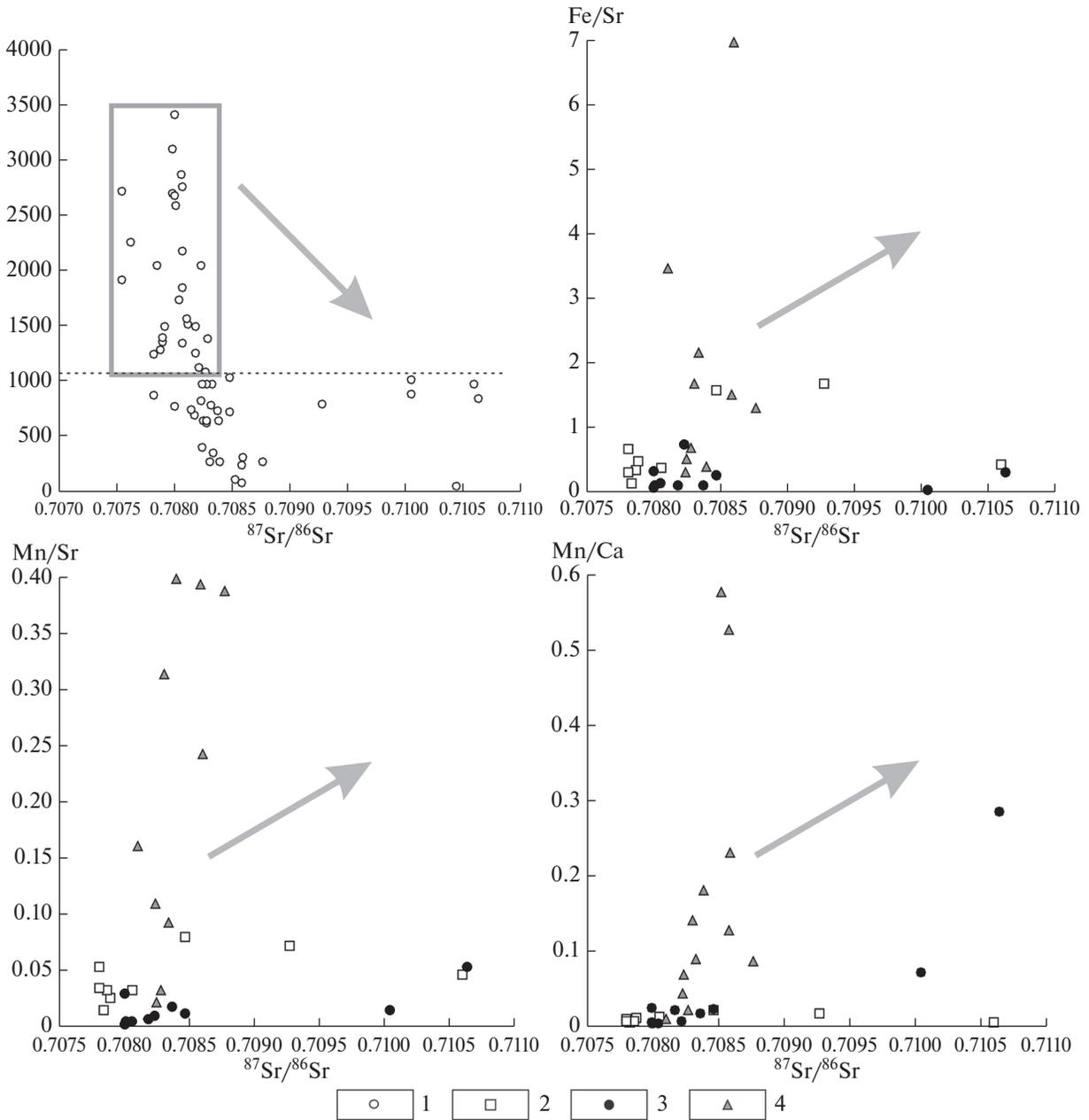


Рис. 3. Зависимости между отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ концентрацией Sr и показателями Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca в породах дальнетайгинской серии.

1 – все породы; 2–4 – породы сводного разреза западного крыла Уринской антиклинали на различных стратиграфических интервалах: 2 – интервал 275–295 м, 3 – интервал 589–646 м, 4 – интервал 1876–2005 м; пунктирная линия проведена на отметке Sr = 1050, серые стрелки показывают направление диагенеза, серый квадрат – породы с “ненарушенной” Rb–Sr-системой.

Нарушение изотопных систем C и Sr почти всегда приводит к понижению значения $\delta^{13}\text{C}$ и повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах. Поэтому хорошим подтверждением сохранности изотопных меток в обогащенных Sr известняках дальнетайгинской серии является наблюдающееся в них на отдельных интервалах разреза комплементарное повышение величины

отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на фоне возрастания значений $\delta^{13}\text{C}$ (см. табл. 1, рис. 3). Для реконструкции вековых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вендском океане мы используем известняки с концентрацией Sr > 1050 мкг/г. Эти же образцы отвечают геохимическим критериям выбора “неизмененных пород” (Mn/Sr < 0.2, Fe/Sr < 5 и Mg/Ca < 0.024), которые обычно используются при ре-

конструкции вековых вариаций изотопного состава Sr в докембрийском океане [Кузнецов и др., 2008, 2014]. Если выбранные таким образом значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в субсинхронно формировавшихся слоях карбонатных пород показывали дисперсию больше погрешности определения, то из таких значений были выбраны наиболее низкие.

Вековые вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеобассейне

Выбранные на основании геохимических критериев сохранности образцы известняков с различных стратиграфических уровней разреза дальнетайгинской серии, позволяют реконструировать вековые вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ среды осадконакопления. Значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, определенные в субсинхронных отложениях западной и восточной фациальных зон дальнетайгинской серии Уринского поднятия, хорошо согласуются (см. рис. 2).

С раннебаракунской трансгрессией связано формирование нижней, преимущественно терригенной пачки баракунской свиты и отрицательный (до -8‰ PDB) экскурс $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах. В вышележащих, преимущественно карбонатных отложениях фиксируется постепенный рост $\delta^{13}\text{C}$, а минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.70782. Позднее, с развитием трансгрессии, показатель $\delta^{13}\text{C}$ достигает в карбонатных осадках значений близких к 0‰ PDB, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них понижается до 0.70755. Затем, во время максимального затопления, отмеченного поверхностью mfl (см. рис. 2), величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах возрастает до 0.70790. На этапе позднебаракунского высокого стояния уровня моря отмечается рост значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.70806. После того как рост значения $\delta^{13}\text{C}$ достигает своего максимума ($+10\text{‰}$), происходит постепенное понижение величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70819 до 0.70799. С началом раннеуринской трансгрессии широко распространились и существенно преобладали обстановки терригенной седиментации, и этот достаточно продолжительный этап развития бассейна не охарактеризован C–O–Sr-изотопными данными.

Образованные на ранней стадии проградации каланчевской карбонатной платформы оползневые карбонатные брекчии с величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равной 0.70792, характеризуют позднеуринское–раннекаланчевское время. По мере роста каланчевской карбонатной платформы, в

отложениях происходит рост значений $\delta^{13}\text{C}$ от $+2$ до $+8\text{‰}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70807 до 0.70827, а в позднекаланчевское время на фоне прогрессивного обмеления в них фиксируется постепенное снижение величины $\delta^{13}\text{C}$ до околонулевых значений. На заключительной стадии регрессии минимальное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ карбонатных осадков составило 0.70807 (см. рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренные в известняках дальнетайгинской серии (0.70755–0.70827) с высокой концентрацией Sr (>1050 мкг/г), лежат внутри диапазона значений, полученных ранее [Виноградов и др., 1996; Покровский и др., 2006], оставаясь при этом в пределах значений, характерных для нормально морских осадков фанерозоя (0.7068–0.7092) [Veizer et al., 1999]. В целом, в разрезе постледниковых отложений дальнетайгинской серии отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастает от 0.70755 до 0.70806 в баракунское время и от 0.70792 до 0.70827 в каланчевское (рис. 4). В известняках жуинской серии, залегающей со следами стратиграфического несогласия на породах дальнетайгинской серии, рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ продолжается: от 0.70802 до 0.70862 [Melezhik et al., 2009]. Таким образом, в пределах всего интервала, начиная от ледниковых отложений большешепатовской свиты и до подошвы кембрия (немакыт-далдынского яруса позднего венда), на южной окраине Сибири происходил постепенный рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде.

В целом, на протяжении всего криогений–эдикарского отрезка геологической истории регистрируется прогрессивный рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде [Halverson et al., 2007; Sawaki et al., 2010; Кузнецов и др., 2014; Bold et al., 2016], что хорошо согласуется с нашими данными. Наблюдающиеся при этом флуктуации величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных осадках, возможно, отражают более сложную структуру вековых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, обусловленную палеогеографическими изменениями. Так, в базальных слоях баракунской свиты, которые формировались во время дегляциации или сразу вслед за ней [Петров, 2018a], установлено значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70782$, что выше значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70755$, определенного в карбонатных породах со следующего стратиграфического уровня в разрезе. Вероятно, богатые радиогенным ^{87}Sr продукты выветривания континентальной коры, накопленные во время ледниковья, поступавшие с освобождавшихся ото льда

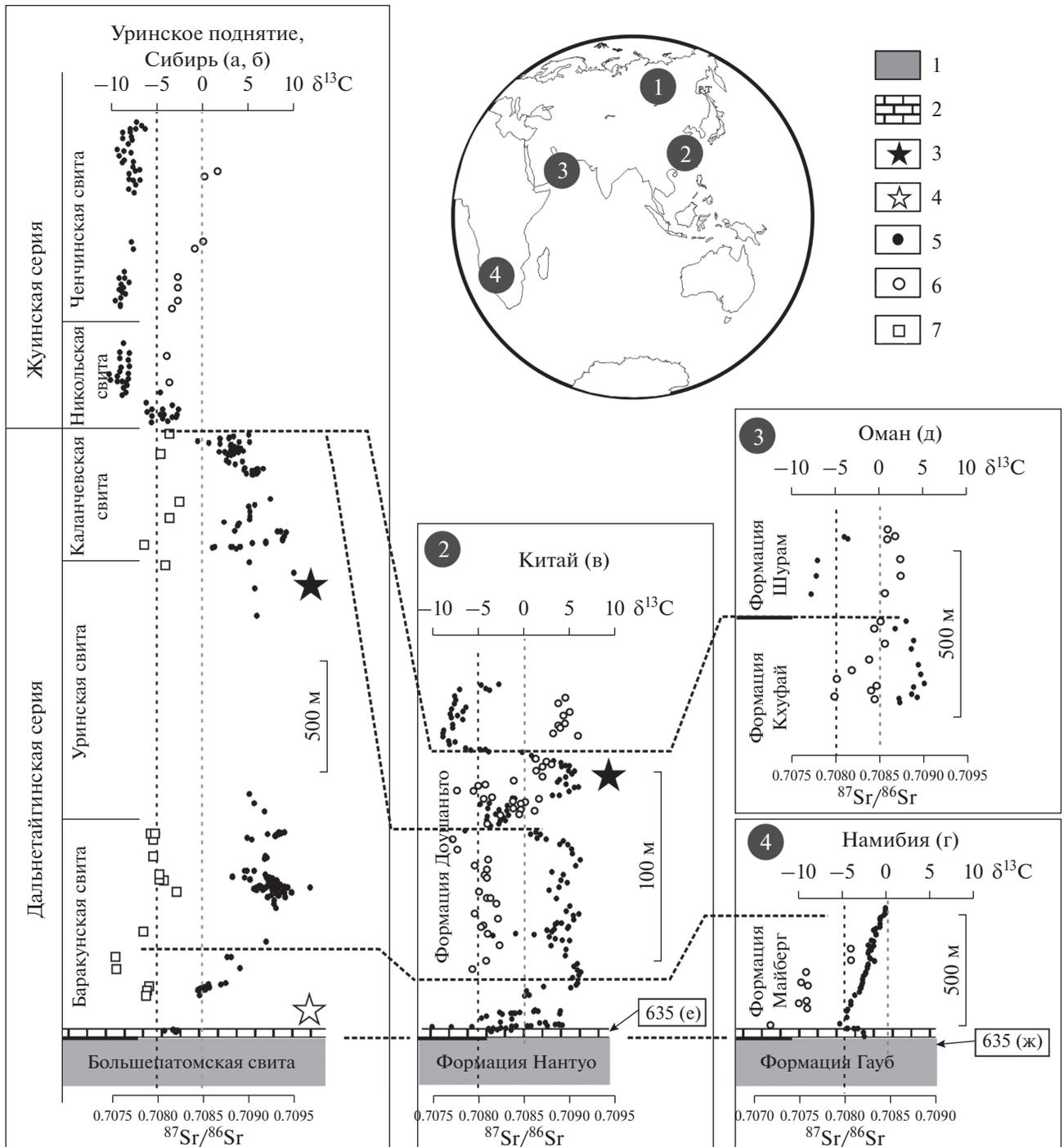


Рис. 4. Sr-хемостратиграфическая корреляция ледниковых отложений большепатомской свиты дальнетаигинской серии, ледниковых отложений гляциопериода Марино и отложений, предвещающих изотопную аномалию Шурам-Вонка.

1 – ледниковые отложения; 2 – венчающие доломиты; 3 – комплекс микрэфоссилий ЕСАР; 4 – вендские проблематики *Beltanelloides*; 5 – значения $\delta^{13}\text{C}$; 6 – значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по литературным данным; 7 – значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученные в настоящей работе. В скобках даны литературные источники: а – [Melezhik et al., 2009], б – [Рудько и др., 2017], в – [Sawaki et al., 2010], г – [Halverson et al., 2007], д – [Burns et al., 1994], е – [Prave et al., 2016], ж – [Zhou et al., 2019].

обширных задровых равнин, взаимодействовали с пресной и морской водой, что обусловило быстрый рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане в течение сравнительно небольшого отрезка времени. С отступанием ледников и развитием трансгрессии, циркуляция вод окраинных морей улучшилась, а резервуар богатых ^{87}Sr продуктов выветривания континентальной коры частично исчерпался. Таким образом, влияние терригенного сноса на общий баланс изотопного состава Sr в Мировом океане уменьшилось, и это отразилось в понижении отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде до 0.70755. В дальнейшем в Мировом океане наблюдался рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.70804–0.70819.

Наблюдаемые эпизоды понижения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ совпадают с этапами обмеления моря на завершающих стадиях формирования баракунской и уринско-каланчевской секвенций. Поскольку усиление влияния метеорного диагенеза или терригенного сноса при обмелении бассейна должны приводить, скорее, к росту отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, мы рассматриваем эти эпизоды как отражение вековых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде Патомского бассейна.

Вековые вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в отложениях дальнетайгинской серии охватывают, очевидно, весьма продолжительный период времени, в течение которого были образованы две секвенции дальнетайгинского цикла седиментации, каждая из которых была связана со последовательной сменой этапов масштабного (более 1000 м осадков) прогибания дна бассейна и его компенсации. Временные интервалы, в течение которых могут происходить подобные процессы, составляют миллионы или десятки миллионов лет, что зависит от конкретной тектонической обстановки [Einsele, 1992]. Зная, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастало в отложениях дальнетайгинской серии от 0.70755 до 0.70827, и что скорость изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозой и мезозой не превышала 0.00005/млн лет [McArthur et al., 2001; Wierzbowski et al., 2017], можно оценить минимальную длительность накопления постгляциальных отложений дальнетайгинской серии в 14 млн лет.

Данные о вариациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в постгляциальных отложениях дальнетайгинской серии Уринского поднятия вместе с полученными ранее $\delta^{13}\text{C}$ данными могут служить основой для хемотратиграфической корреляции изученного разреза с типовыми разрезами эдиакария. Ниже мы рассмотрим два варианта корреляции разреза Уринского поднятия, которые по разному определяют возраст ледниковых отложе-

ний большепатовской свиты и продолжительность преджуинского перерыва.

Корреляция большепатовской свиты с гляциопериодом Марино

Надежно датированные горизонты ледниковых отложений, соответствующих гляциопериоду Марино, известны в Намибии, Китае и Канаде. В согласно перекрывающих эти отложения карбонатных породах установлены значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкие к таковым в наименее измененных породах баракунской свиты дальнетайгинской серии. Ледниковая формация Гауб в Намибии датирована по горизонтам пеплов в нижней и верхней ее частях, около 639 и 635 млн лет соответственно [Prave et al., 2016], и согласно перекрывается карбонатами формации Майберг, в которой величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастает снизу вверх по разрезу от 0.70717 до 0.70805 [Halverson et al., 2007] (см. рис. 4). Ледниковые отложения формации Наньто в Южном Китае с возрастом 654–635 млн лет [Zhou et al., 2019] согласно перекрывают карбонатные отложения формации Доушаньто, в которых на фоне положительного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.7077 до 0.7085. Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70753 до 0.70766 наблюдаются в известняках формации Хайхук (Канада), которые перекрывают гляциогоризонт Стелфокс, датированный 632 млн лет [Rooney et al., 2015]. Таким образом, перечисленные данные по разрезам Намибии, Китая и Канады согласуются с традиционным представлением о принадлежности ледниковых отложений большепатовской свиты к гляциопериоду Марино. Данные $\delta^{13}\text{C}$ в разрезах Намибии [Halverson et al., 2007] и Китая [Tahata et al., 2013] также не противоречат такой схеме корреляции.

Корреляция большепатовской свиты с гляциопериодом Гаскье

Гляциопериод Гаскье, длившийся всего 340 тыс. лет, в стратотипе восточного Ньюфаундленда (Канада) датирован с максимальной точностью: от 579.63 ± 0.15 и 579.24 ± 0.17 млн лет [Pu et al., 2016]. Однако положение этого события на кривой вековых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не известно, поскольку разрезы, в которых ледниковые отложения с возрастом около 580 млн лет имеют ясные соотношения с карбонатными толщами, не известны. Для реконструкции вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ после ледникового события Гаскье, Ф. Мак-Дональд с соавторами [McDonald et al., 2013] использовали данные, полученные из кар-

бонатных слоев формации Кхуфай в Омани [Burns et al., 1994] и из нижней части третьей пачки формации Доушаньто в Китае [Sawaki et al., 2010] (см. рис. 4). Эти слои отмечены положительным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ и предшествуют слоям с отрицательной аномалией $\delta^{13}\text{C}$ Шурам-Вонока, несогласия между ними не наблюдается. Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в отложениях формации Кхуфай снизу вверх постепенно возрастает от 0.70825 до 0.70855, а в ранее упомянутых слоях формации Доушаньто – от 0.70771 до 0.70878. Несмотря на то, что эти значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ получены из доломитов с очень низкими концентрациями Sr (29–150 мкг/г) и, таким образом, уступают по качеству всем рассмотренным выше данным, они частично совпадают со значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые получены нами для верхней части дальнотайгинской серии.

Таким образом, имеющиеся глобальные C- и Sr-хемостратиграфические данные как будто не исключают корреляцию большепатомских диамиктитов с гляциопериодом Гаскье. Однако при отсутствии надежных данных о вариациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в период между оледенением Гаскье и событием Шурам-Вонока, такая корреляция является лишь предполагаемой. Контраргументом являются существующие представления об исключительной принадлежности кэп-доломитов со специфическими литологическими и изотопными характеристиками ($\delta^{13}\text{C}$ около -4‰ , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7150$) [Покровский и др., 2010], известных в основании баракунской свиты [Покровский и др., 2010; Чумаков и др., 2013], к завершающей стадии гляциопериода Марино [Hoffman et al., 1998; Knoll et al., 2006]. В этом случае традиционный вариант сопоставления отложений большепатомской свиты с гляциопериодом Марино представляется предпочтительным.

Традиционная корреляция ставит вопрос о положении интервала, соответствующего ледниковому событию Гаскье, в разрезе венда Сибири. Отсутствие отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе дальнотайгинской серии, известного в средней части формации Доушаньто (см. рис. 3) [Покровский и др., 2006; Рудько и др., 2017], а также отсутствие признаков высокоамплитудных эвстатических колебаний уровня моря в Патомском бассейне в дальнотайгинское время [Петров, 20186], позволяют предположить крупное стратиграфическое несогласие на границе между дальнотайгинской и жуинской сериями. Длительный перерыв, соответствующий этому несогласию, мог поглотить следы оледенения Гаскье. Такая точка

зрения подкрепляется произошедшей во время преджуинского перерыва масштабной перестройкой конфигурации Патомского бассейна и сменой источников сноса терригенного материала [Чумаков и др., 2011а, 2011б; Powerman et al., 2015].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карбонатные отложения дальнотайгинской серии включают несколько горизонтов известняков, которые значительно (от 1050 до 3400 мкг/г) обогащены стронцием. Эти известняки регистрируют рост отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в течение венда, осложненный флуктуациями подчиненного порядка. Изученные карбонатные отложения дальнотайгинской серии накапливались в течение продолжительного (не менее 14–15 млн лет) интервала времени, между одним из позднепротерозойских ледниковых эпизодов и периодом, соответствующим углеродной аномалии Шурам-Вонока.

Присутствие карбонатных последовательностей, надстраивающих ледниковые отложения, датированные около 635 млн лет, со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, практически идентичными таковым в баракунской свите, делает предпочтительным сопоставление большепатомской свиты дальнотайгинской серии с гляциопериодом Марино. Специфический горизонт венчающих доломитов, залегающий в основании баракунской свиты, остается в таком случае уникальной характеристикой границы криогения и эдиакария, а перерыв между накоплением дальнотайгинской и вышележащей жуинской сериями составляет десятки миллионов лет. Если геохронологическими методами будет доказано соответствие отложений большепатомской свиты средневендскому гляциопериоду Гаскье, то Sr-изотопные данные, полученные для дальнотайгинской серии, могут стать основой для реконструкции вековых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 580–560 млн лет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы признательны А.В. Шацилло, Б.Г. Покровскому и Н.М. Чумакову за дискуссии, вдохновлявшие нас в этой работе, и благодарим анонимных рецензентов за ценные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Изотопные и геохимические исследования, а также подготовка статьи выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-77-00059). Экспедиционные работы по

сбору полевых материалов проводились при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00021 и 19-05-00155).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И., Пичугин Н.П., Быховер В.Н. и др.* Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.
- Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б.* Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.
- 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., 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.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.В., Рудько С.В.* Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.
- Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полез. ископаемые. 2018а. № 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. 2018б. № 6. С. 521–538.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Геохимические особенности и проблемы генезиса неопротерозойских “венчающих доломитов” Патомского палеобассейна // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Пискунов В.К.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато Демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 52–65.
- 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) // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Pb–Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхне-юдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // ДАН. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.
- 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. 3–29.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М.* Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А.* Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
- Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А. и др.* Вендский возраст верхней части патомского комплекса средней сибирь: U–Pb LA–ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011а. Т. 19. № 2. С. 115–119.
- Чумаков Н.М., Линнеманн У., Хофманн М., Покровский Б.Г.* Неопротерозойские ледниковые покровы Сибирской платформы: U–Pb–LA–ICP–MS датировка обломочных цирконов большепатомской свиты и геотектоническое положение источников сноса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011б. Т. 19. № 6. С. 105–112.
- 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.
- Юдович Я.Э., Майдаль Т.В., Иванова Т.И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Bobrovskiy I., Hope J., Krasnova A. et al.* Molecular fossils from organically preserved Ediacara biota reveal cyanobacterial origin for Beltanelliformis // Nature Ecology & Evolution. 2018. V. 2. № 3. P. 437–440.
- Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al.* Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: The backbone for Cryogenian and early Ediacaran chemostratigraphic records // Am. J. Sci. 2016. V. 316. № 1. P. 1–63.
- Burns S. J., Haudenschild U., Matter A.* The strontium isotopic composition of carbonates from the late Precambrian (560–540 Ma) Huqf Group of Oman // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 269–282.
- Calver C.R., Crowley J.L., Wingate M.T.D. et al.* Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U–Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia // Geology. 2013. V. 41. № 10. P. 1127–1130.

- Condon D., Zhu M., Bowring S. et al.* U–Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // *Science*. 2005. V. 308. P. 95–98.
- Grey K.* Ediacaran palynology of Australia // *Mem. Assoc. Australas. Palaeontologists*. 2005. № 31. P. 1–439.
- Einsele G.* Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 1992. 792 p.
- Halverson G.P., Dudás F.Ö., 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. № 3–4. P. 103–129.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P.* A Neoproterozoic snowball earth // *Science*. 1998. V. 28. № 5381. P. 1342–1346.
- Knoll A., Walter M., Narbonne G., Christie Blick N.* The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale // *Lethaia*. 2006. V. 39. № 1. P. 13–30.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M. et al.* 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.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al.* Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Liu P., Xiao S., Yin C. et al.* Ediacaran acanthomorphic acritarchs and other microfossils from cherts nodules of the Upper Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, south China // *Paleontol. Mem.* 2014. V. 72. P. 1–139.
- 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. Geol.* 2013. V. 362. P. 250–272.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R.* Strontium isotope stratigraphy LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geol.* 2001. V. 109. № 2. P. 155–169.
- 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. London*. 2009. V. 166. P. 183–191.
- Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B. et al.* 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.
- Moczydlowska M., Nagovitsin K.* Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // *Precambrian Res.* 2012. V. 198–199. P. 1–24.
- Narbonne G.M., Xiao S., Shields G.A.* The Ediacaran Period // *The geologic time scale* / Eds F.M. Gradstein et al. Oxford: Elsevier, 2012. P. 413–435.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. et al.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 39–71.
- Prave A.R., Condon D.J., Hoffmann K.H. et al.* Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation // *Geology*. 2016. V. 44. № 8. P. 631–634.
- Pu J.P., Bowring S.A., Ramezani J. et al.* Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota // *Geology*. 2016. V. 44. № 11. P. 955–958.
- Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A.* A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // *Geology*. 2015. V. 43. № 5. P. 459–462.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata M. 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.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G.* Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2011. V. 85(5). P. 987–1011.
- Tahata M., Ueno Y., Ishikawa T. et al.* Carbon and oxygen isotope chemostratigraphies of the Yangtze platform, South China: decoding temperature and environmental changes through the Ediacaran // *Gondwana Res.* 2013. V. 23(1). P. 333–353.
- Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. № 1–3. P. 59–88.
- Wierzbowski H., Anczkiewicz R., Pawlak J. et al.* Revised Middle–Upper Jurassic strontium isotope stratigraphy // *Chem. Geol.* 2017. V. 466. P. 239–255.
- Williams G.E., Schmidt P.W.* Shuram–Wonoka carbon isotope excursion: Ediacaran revolution in the world ocean's meridional overturning circulation // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9(2). P. 391–402.
- Xiao S., Zhou C., Liu P. et al.* Phosphatized acanthomorphic acritarchs and related microfossils from the Ediacaran Doushantuo Formation at Weng'an (South China) and their implications for biostratigraphic correlation // *J. Paleontol.* 2014. V. 88(1). P. 1–67.
- Zhou C., Huyskens M.H., Lang X. et al.* Calibrating the terminations of Cryogenian global glaciations // *Geology*. 2019. V. 47(3). P. 251–254.

Sr-isotope Composition in Limestones of the Dal'Nyaya Taiga Group of the Patom Basin: Vendian Reference Section of Southern Siberia

S. V. Rud'ko^{1, 2, #}, A. B. Kuznetsov¹, P. Yu. Petrov²

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Makarova emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia

²Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, Moscow 119017 Russia

[#]e-mail: svrudko@gmail.com

New data on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio variations in carbonate sediments of the Dalnyaya Taiga Group of the Middle Siberia reference section at the Ura uplift are presented. Variations of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio are shown against the background of the sequences-stratigraphic scheme reflecting the evolution of the paleobasin as well as the $\delta^{13}\text{C}$ variations and paleontological data. Limestone with a high ($>1050 \mu\text{g/g}$) strontium concentration which does not show any signs of alteration of the Sr-isotope system was used for the reconstruction of secular $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio variations. An increase in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from 0.70755 to 0.70823 complicated by fluctuations of the subordinate order was established in seawater during the accumulation of the Dalnyaya Taiga Group carbonate sediments. Duration of post-glacial deposition of the Dalnyaya Taiga Group is estimated as short as 14–15 million years. Secular variations of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio measured in the Dalnyaya Taiga Group limestones, are similar to the variations of this ratio that followed the Marinoan glacial period. Sr- and C-isotope correlations allow to assume a long hiatus between the the Dalnyaya Taiga and Zhuya Group.

Keywords: strontium isotopes, chemostratigraphy, secular variations, Vendian, Siberia.