

СТРАТИГРАФИЯ. РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ

УДК 551.72+551.732.2:571.5:550.42

С- И Sr-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА—
НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев^{1,2}, Б.Г. Покровский³, А.Б. Кузнецов⁴, В.В. Марусин^{1,2}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Построена детальная кривая вариаций $\delta^{13}\text{C}$ для отложений венда и томмотского яруса нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы. Выявлены крупные положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ в основании юряхской свиты (до 5.5 ‰) и в основании билирской свиты (до 5 ‰). Верхний экскурс расположен в средней части, а нижний экскурс близок к основанию томмотского яруса нижнего кембрия. Корреляционное значение этих экскурсов подтверждается палеонтологическими находками, характерными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70845\text{—}0.70856$ и наличием аналогичных С-изотопных событий в других раннекембрийских бассейнах. Небольшое, до нескольких метров, смещение этих экскурсов относительно границ свит в разных скважинах связано, вероятно, с миграцией фаций. В верхней части непского горизонта обнаружен высокоамплитудный негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ до $-8\text{—}-11$ ‰, сравнимый с глобальной среднеэдиакарской негативной С-изотопной аномалией Шурам-Вонока. В нижней части непского горизонта выявлена положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ до 5 ‰ в бесюряхской свите и минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70796 до 0.70832. С- и Sr-изотопная характеристика непского горизонта позволяет сопоставлять его с дальнетайгинской и жуинской сериями Патомского прогиба. Микропалеонтологические данные и присутствие ледниковых отложений в основании вендского осадочного чехла как в центральных районах Патомского прогиба, так и на его периферии позволяют предполагать, что в наиболее полных разрезах внутренних районов Сибирской платформы эдиакарий представлен в полном стратиграфическом объеме.

Венд, нижний кембрий, эдиакарий, изотопы углерода и стронция, карбонатные осадочные породы, изотопная хеMOSTратиграфия, внутренние районы Сибирской платформы

C AND Sr ISOTOPE CHEMOSTRATIGRAPHY OF VENDIAN–LOWER CAMBRIAN
CARBONATE SEQUENCES IN THE CENTRAL SIBERIAN PLATFORM

B.B. Kochnev, B.G. Pokrovsky, A.B. Kuznetsov, and V.V. Marusin

We propose a detailed $\delta^{13}\text{C}$ curve for the Vendian and Lower Cambrian (Tommotian) strata of the central Siberian Platform. Two positive carbon isotope excursions identified near the base of the Yuryakh Formation (up to 5.5‰) and in the lower Bilir Formation (up to 5‰) are assigned to the lowermost and middle Tommotian, respectively. This correlation is supported by paleontological data, specific $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (0.70845—0.70856), and similar C isotope record in coeval Early Cambrian basins. The documented minor vertical oscillations (a few meters) of these isotope excursions relative to the formation boundaries in remote boreholes is presumably caused by the spatiotemporal migration of facies. A high-amplitude negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion (-8 to -11 ‰) in the upper Nepa Regional Stage putatively corresponds to the global Shuram–Wonoka negative carbon isotope excursion (Middle Ediacaran). Carbonates of the lower Nepa Regional Stage (Besyuryakh Formation) demonstrate positive $\delta^{13}\text{C}$ values (up to 5 ‰) and minimum $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.70796–0.70832. The C and Sr isotope record of the Nepa Regional Stage provides its robust correlation with the Dal'nyaya Taiga and Zhuya Groups of the Patom Foredeep. Micropaleontological data herein reported and glacial diamictites documented at the base of the Vendian sedimentary cover both in the central Patom Foredeep and on its periphery suggest a full stratigraphic volume of the Ediacaran System in the most stratigraphically complete sections of the central Siberian Platform.

Vendian, Lower Cambrian, Ediacaran, carbon and strontium isotope compositions, carbonate sediments, $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy, craton interior

ВВЕДЕНИЕ

C- и Sr-хемотратиграфические исследования осадочных карбонатов, формировавшихся в венде—раннем кембрии на Сибирской платформе, начаты в конце 1980-х гг. в наиболее изученных в литологическом и палеонтологическом плане разрезах Алданского щита и Учуро-Майского района на юго-востоке Сибирской платформы [Magaritz et al., 1986]. Впоследствии они были расширены [Brasier et al., 1993, 1994; Семихатов и др., 2003, 2004; Kouchinsky et al., 2005] и распространены на территорию Оленекского поднятия [Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996], Анабарского массива [Покровский, Виноградов, 1991; Покровский, Миссаржевский, 1993; Kaufman et al., 1996; Kouchinsky et al., 2001], Хараулахского поднятия [Хабаров, Изох, 2014], Туруханского и Игарского поднятий [Bartley et al., 1998; Kouchinsky et al., 2007], Енисейского кряжа [Хоментовский и др., 1998а; Покровский и др., 2012], Прибайкалья [Хабаров, Пономарчук, 2005; Kuznetsov et al., 2013] и Патомского нагорья [Pelechaty, 1998; Хоментовский и др., 2004; Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009; Покровский, Буякайте, 2015].

В ходе изотопных исследований в венде Сибирской платформы были обнаружены широкие вариации $\delta^{13}\text{C}$ (от -12 до $+8$ ‰) и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0.7076 до 0.7088). Выяснилось, что в разрезах Сибирской платформы в том или ином виде распознается большая часть экскурсов сводных глобальных кривых вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для позднего докембрия [Halverson et al., 2010; Saltzman, Thomas, 2012; Кузнецов и др., 2014]. Вместе с тем попытки внутрибассейновой и межрегиональной корреляции на основе хемотратиграфических данных [Pelechaty, 1998; Семихатов и др., 2004; Хоментовский и др., 2004; Kouchinsky et al., 2005] показали, что в большинстве сибирских разрезов наблюдаются выпадения крупных интервалов, а резкие изменения в строении и составе разрезов вблизи окраины платформы затрудняют интерпретацию полученных результатов.

В отличие от разрезов окраин, карбонатные отложения вендского комплекса и базальных слоев кембрия во внутренних районах Сибирской платформы имеют более выдержанное по латерали строение. Эти толщи вскрыты в общей сложности несколькими тысячами глубоких скважин, пробуренных с целью поиска углеводородного сырья, что позволило разработать детальные стратиграфические схемы для этой территории [Решения..., 1989; Стратиграфия..., 2005; Лебедев и др., 2014]. Вместе с тем редкий и неравномерный отбор керна, а также недоступность по разным причинам большей части кернового материала не позволяли до настоящего времени построить детальную кривую вариаций $\delta^{13}\text{C}$ для внутренних районов. Немногочисленные примеры таких исследований известны для юго-западных районов платформы (Катангская седловина, Иркутский амфитеатр), при этом на весь вендский интервал приходится лишь несколько десятков изотопных анализов карбонатных пород [Виноградов и др., 1994, 2006].

Целью настоящей работы является изучение изотопного состава углерода, кислорода и стронция в карбонатных отложениях венда и базальных слоев кембрия внутренних районов Сибирской платформы. На основе этих данных предлагается обоснование кривых вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также уточнение возраста региональных стратиграфических подразделений и их корреляции с наиболее изученными разрезами окраинных областей Сибирской платформы.

СТРАТИГРАФИЯ

В тектоническом плане изучаемый район расположен в основном в пределах пологой Сюгджерской седловины, разделяющей Непско-Ботуобинскую антеклизу и южный склон Анабарского щита (рис. 1). Часть скважин расположена на юго-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы, который далее к югу переходит в Байкало-Патомский перикратонный прогиб. Изученные отложения слагают нижнюю часть вендско-нижнепалеозойского платформенного чехла, имеющего общую мощность от 2 до 4—5 км. Ввиду фрагментарного отбора керна, большое значение для определения положения границ свит и пачек, а также вещественного состава отложений придается данным каротажа [Решения..., 1989].

Наиболее древняя часть осадочного чехла представлена развитым преимущественно на юге и юго-востоке района вилючанским горизонтом терригенного состава (рис. 2), который местами подстилается еще более локально распространенным комплексом ледникового происхождения в составе конгломератовой и доломитовой толщ [Кочнев и др., 2015]. Непский горизонт с перерывом в основании залегает на породах фундамента, реже на вилючанском горизонте и представлен континентальными, часто грубообломочными отложениями талахской свиты, которые вверх по разрезу трансгрессивно сменяются морскими карбонатно-песчано-глинистыми отложениями бесюряхской, ынахской и харыстанской свит на юго-востоке и паршинской свиты на юго-западе рассматриваемого района (см. рис. 2). В сторону сводовой части Непско-Ботуобинской антеклизы и к Анабарскому щиту мощность отложений непского горизонта сокращается вплоть до выклинивания, а в его средней части появляется региональный перерыв в осадконакоплении [Лебедев, Чернова, 1996]. Карбонатные отложения в непском горизонте представлены локально развитыми и подчиненными по мощности слоями глинистых доломитов и мергелей в бесюряхской, ынахской, харыстанской и паршинской свитах [Решения..., 1989], а

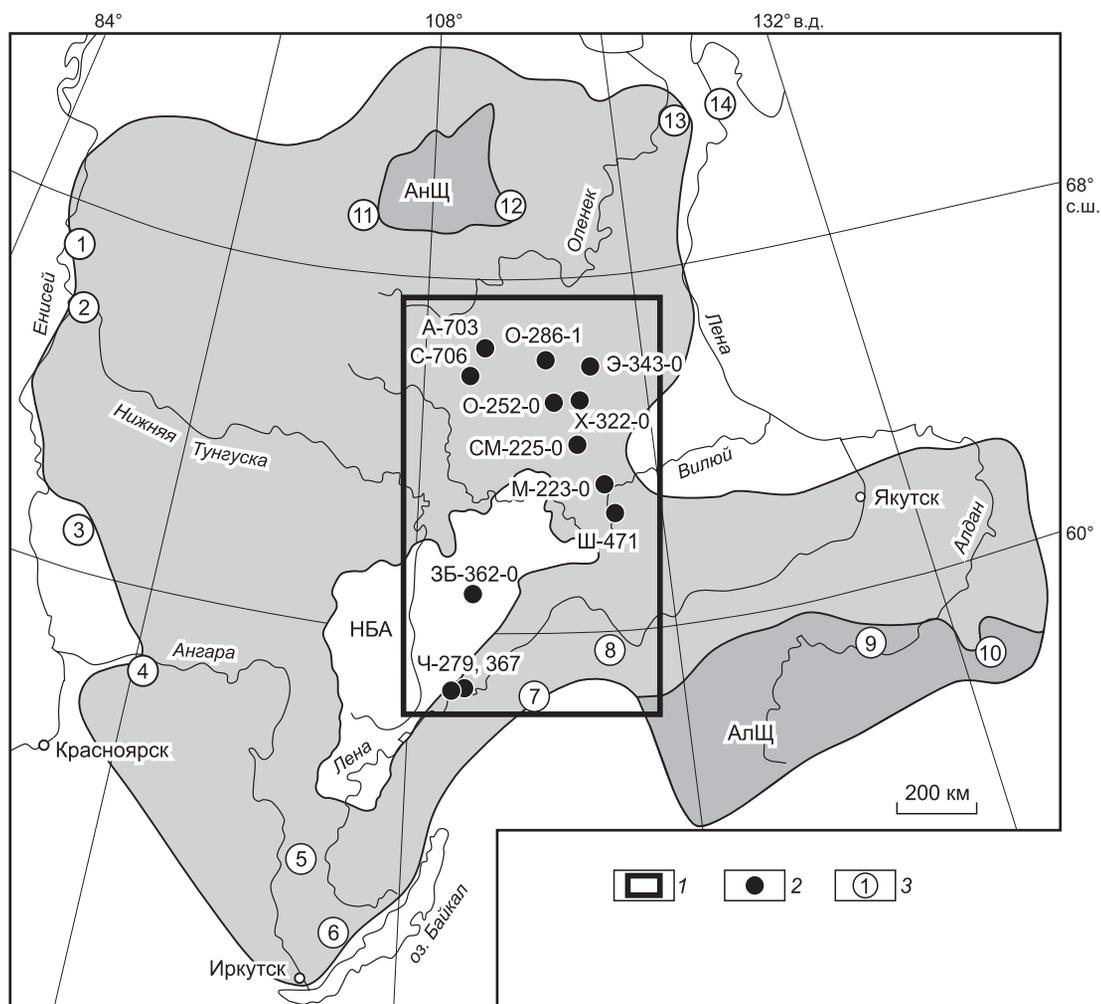


Рис. 1. Расположение изучаемого района на территории Сибирской платформы.

1 — контур района, обозначенный на рис. 3 и 4; 2 — изученные скважины: А-703 — Айхальская-703, ЗБ-362-0 — Западно-Ботубинская-362-0, М-223-0 — Меикская-223-0, О-286-1 — Онкучахская-286-1, О-252-0 — Онхойдохская-252-0, С-706 — Сохолохская-706, СМ-225-0 — Среднемархинская-225-0, Х-322-0 — Ханнинская-322-0, Ч-279, 367 — Чайкинские-279 и 367, Ш-471 — Шейнская-471, Э-343-0 — Эйикская-343-0; 3 — разрезы венда, ранее охарактеризованные хемотратиграфическими данными и упомянутые в тексте: 1 — Игарское поднятие, 2 — Туруханское поднятие, 3 — север Енисейского кряжа (Тейско-Чапский прогиб), 4 — юг Енисейского кряжа, 5 — Иркутский амфитеатр, 6 — Прибайкалье, 7 — запад Патомского прогиба, 8 — восток Патомского прогиба, 9 — Алданский шит, 10 — Юдомо-Майский прогиб, 11 — западный склон Анабарского массива, 12 — восточный склон Анабарского массива, 13 — Оленекское поднятие, 14 — Хараулахское поднятие. АлЩ — Алданский шит; АнЩ — Анабарский шит; НБА — Непско-Ботубинская антеклиз.

также водорослево-обломочными доломитами чайкинского горизонта в средней части паршинской свиты в скв. Ч-279 [Шемин и др., 2011].

Тирский горизонт, представленный бюксской свитой, отвечает периоду низкого стояния уровня моря и сложен доломитами с большим количеством включений и прослоев ангидрита, а на юге района — с мощным горизонтом каменной соли в средней части. Верхняя часть изученного разреза представлена билирской свитой усольского горизонта и юряхской, кудулахской и успунской свитами, объединяемыми в даниловский горизонт (см. рис. 2). Они сложены на юго-западе преимущественно доломитами, часто ангидритистыми, в верхней части разреза иногда с примесью каменной соли; к северу возрастает доля известняков. Сверху вниз в даниловском горизонте увеличивается количество глинистой и алевроитовой примеси. В генетическом плане карбонатные породы этого стратиграфического уровня представлены двумя основными группами фаций: 1) мелководные, водорослевые и строматолитовые известняки, часто доломитизированные, слагающие протяженные постройки и ассоциирующие с ними мелкообломочные, микрофитолитовые и брекчированные разности, более характерные для юряхской и билирской свит, и 2) более глубоководные, тонкослоистые или массивные, часто биолами-

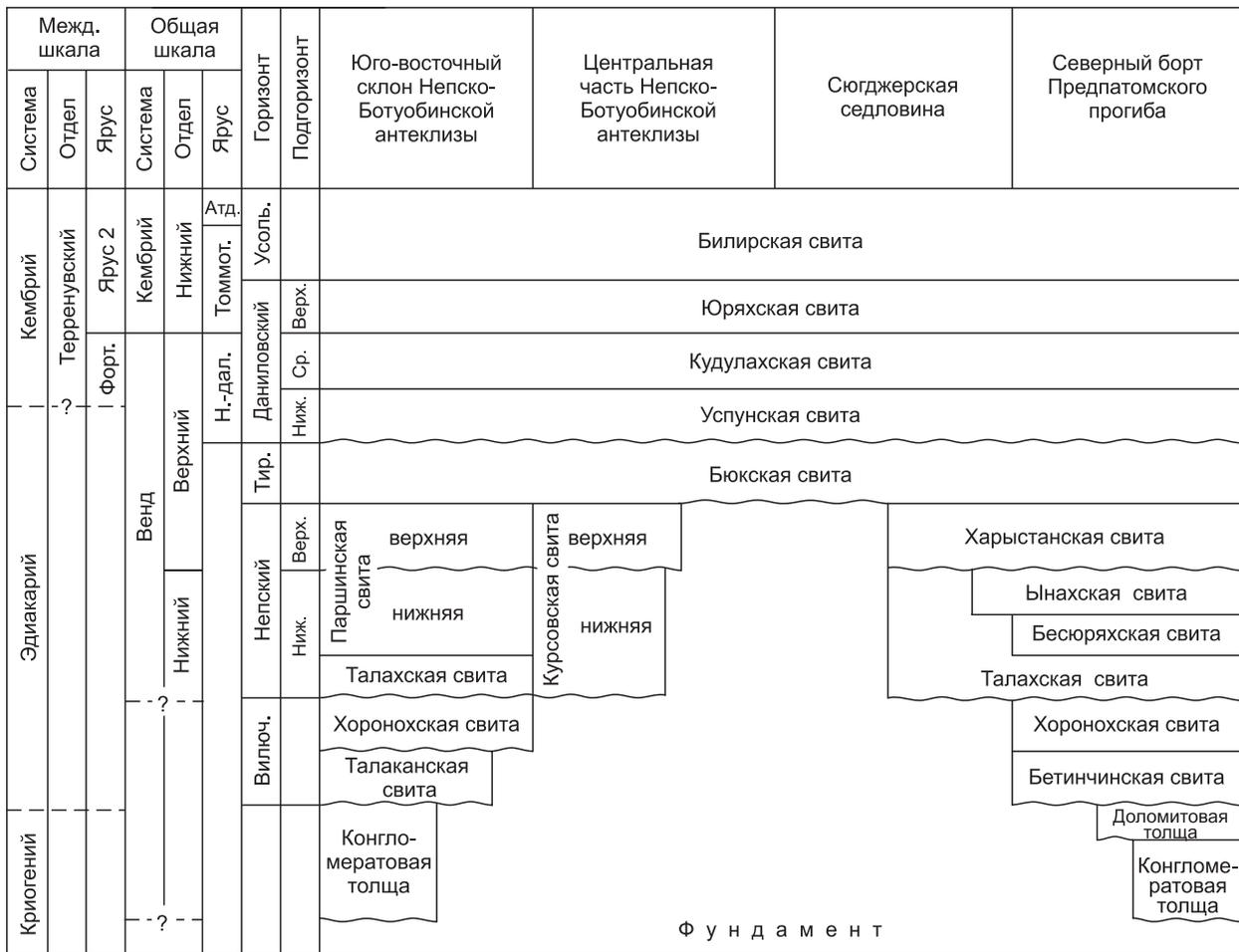


Рис. 2. Стратиграфическая схема вендских отложений изучаемого района, по [Решения..., 1989; Стратиграфия..., 2005; Лебедев и др., 2014], с дополнениями.

Форт. — фортунский ярус; Атд — атдабанский ярус; Н.-дал. — немакит-далдынский регионарус; Тир. — тирский горизонт.

нитовые глинисто-карбонатные отложения протяженных лагун и относительно мелководного шельфа [Литология..., 1988]. В основании успунской свиты и ее аналогов установлен крупный региональный перерыв и частичный размыв подстилающих отложений [Решения..., 1989].

Имеющиеся данные о возрасте сводятся к относительно редким находкам ископаемых остатков и к единичным геохронологическим определениям. Ледниковые диамиктиты конгломератовой толщи на юго-востоке Сюгджерской седловины содержат обломочные цирконы с минимальными возрастными около 700 млн лет [Кочнев и др., 2015]. В непском горизонте известен богатый комплекс органостенных микрофоссилий, содержащий ряд форм, характерных для нижних—средних частей эдиакария Китая и Австралии [Moczydlowska, 2005; Голубкова и др., 2010; Наговицин, Кочнев, 2015]. В успунской свите описаны скелетные остатки, сходные с *Namacalthus* [Шемин и др., 2011], а в ее аналогах на юго-западе Сибирской платформы найдены остатки вендотениевой макрофлоры и мелкие скелетные остатки, типичные для отложений моложе 550 млн лет [Кочнев, Карлова, 2010]. В верхах кудулахской свиты известны мелкораковинные остатки зоны *Purella antiqua*, характерные для верхов венда [Хоментовский и др., 1998б; Стратиграфия..., 2005]. Основание томмотского яруса нижнего кембрия Общей шкалы, судя по появлению характерных мелкораковинных окаменелостей, находится вблизи подошвы юряхской свиты [Кочнев и др., 2014]. Верхи билирской свиты сопоставляются с отложениями осинского продуктивного горизонта, содержащими в верхней части фрагменты трилобитов и, таким образом, относятся уже к нижней части атдабанского яруса нижнего кембрия [Решения..., 1989; Стратиграфия..., 2016].

Из-за резкого различия в мощности, строении и составе осадочных толщ, а также недостаточного обоснования возраста, корреляция отложений докембрийской части разреза внутренних районов с разрезами обнажений вдоль южной периферии Сибирской платформы долгое время является предметом

дискуссии. Предполагалось, что мощные разрезы Байкало-Патомского прогиба намного превосходят по стратиграфическому объему вендский комплекс внутренних районов [Хоментовский и др., 2004]. В то же время сходство ассоциаций микрофоссилий в непском горизонте и в уринской свите дальнетайгинской серии патомского комплекса [Воробьева и др., 2008] шло вразрез с этой точкой зрения. Как показано ниже, указанное противоречие удастся разрешить с помощью хемотратиграфических исследований.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Изотопно-геохимические исследования проводились по 280 образцам из 12 глубоких скважин, которые по отбору керна максимально охватывают стратиграфический интервал от нижней части билирской свиты до самых древних уровней с карбонатными породами непского горизонта (табл. 1). Рас-

Таблица 1. С и О-изотопная характеристика карбонатных пород венда—нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы

№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW	№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW
			‰					‰	
Билирская свита					34	1998.6	»	4.9	28.7
Скв. Западно-Ботуобинская-362-0					35*	2000.8	»	5.5	29.2
1*	1709.0	ИД	-1.2	23.8	Скв. Западно-Ботуобинская-362-0				
2	1711.6	»	-1.3	23.9	36	1748.3	ГД	3.2	24.4
3	1715.5	»	-0.9	22.7	37*	1751.0	»	-0.1	24.9
4	1719.8	Д	-0.2	23.0	38	1754.8	»	0.2	24.4
5	1723.3	»	0.4	22.9	39	1758.4	»	-0.6	24.6
6*	1727.3	ГД	1.4	22.7	40*	1762.3	»	-0.3	25.0
7	1730.0	»	3.0	25.0	41	1765.9	»	0.5	24.1
8	1736.5	»	3.5	24.0	42	1770.1	»	0.9	24.9
9	1741.6	»	3.5	24.3	43*	1774.1	»	0.7	24.5
10*	1744.7	»	4.5	24.5	Скв. Онхойдохская-252-0				
Скв. Чайкинская-367					44	2020.3	ГИ	1.4	26.8
11*	860.3	И	-1.0	22.7	45	2022.5	»	1.4	24.9
12	864.0	»	-1.2	21.7	46	2025.0	ГД	1.0	26.8
13*	892.0	»	0.7	22.5	47	2028.5	»	1.2	27.2
14	897.0	ГИ	1.0	22.2	48	2031.6	»	0.1	28.2
15*	902.3	ИД	2.7	24.0	49	2036.8	ГДИ	1.9	27.8
16	906.3	СД	1.9	24.3	50	2038.9	ГИ	1.4	23.4
17*	911.0	АД	4.0	25.1	51	2040.6	ГД	2.0	26.2
18	917.4	ГД	4.6	25.0	52	2044.0	ГИ	1.7	27.6
Скв. Эйикская-343-0					53	2073.9	И	0.7	24.2
19	1652.3	Д	1.6	28.9	54*	2077.8	»	0.2	23.6
20	1655.6	»	2.0	28.4	55	2080.6	И	0.9	25.5
21	1657.0	»	2.0	28.6	56	2083.8	»	1.2	25.6
Даниловский горизонт					57	2088.0	»	1.0	24.7
Юряхская свита					58*	2089.4	»	-0.9	27.3
Скв. Айхальская-703					Скв. Меикская-223-0				
22*	1962.0	И	1.3	26.8	59**	3892.2	ГДИ	2.1	26.9
23	1964.0	»	1.5	26.4	60	3893.3	»	4.0	26.1
24	1970.3	»	1.4	25.7	61	3894.4	ГИ	4.0	27.6
25*	1974.0	ДИ	0.0	24.9	62	3895.4	ГДИ	4.0	27.4
26	1976.0	»	0.6	26.6	63	3896.2	ГД	2.2	28.0
27*	1979.0	»	1.8	27.5	64	3898.7	ГДИ	4.0	26.6
28	1980.5	»	4.6	26.6	65	3900.4	ГД	3.5	28.1
29	1982.8	»	2.4	26.2	Скв. Ханнинская-322-0				
30*	1986.2	»	4.1	28.3	66**	2478.5	ГИ	0.6	26.0
31	1988.2	»	5.1	28.4	67**	2480.1	»	-0.5	27.1
32	1992.6	»	2.9	25.6	68**	2482.4	»	-0.7	25.5
33	1995.5	»	3.2	28.1					

№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	δ ¹³ C, PDB	δ ¹⁸ O, SMOW	№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	δ ¹³ C, PDB	δ ¹⁸ O, SMOW
			‰					‰	
69**	2483.2	ИД	-5.7	27.2	116	2194.4	И	-0.6	24.2
70**	2484.0	ГИ	-0.2	26.2	117	2197.7	ИД	-1.0	26.5
71**	2484.8	ИД	-5.9	27.1	118*	2203.3	ГИ	1.7	23.9
72**	2486.0	ГИ	1.0	25.4	119	2208.0	»	2.1	25.6
73**	2488.5	»	0.9	25.3	120*	2215.3	Д	-5.2	25.9
74**	2490.0	»	1.2	25.1					
75**	2491.5	»	1.1	25.3					
Скв. Чайкинская-367					Скв. Сохолохская-706				
76*	922.0	ДМ	4.0	26.7	121	2650.0	Д	-1.7	25.0
77	927.7	АД	-1.8	26.4	122*	2654.0	ГД	-1.7	26.9
78*	933.5	ГИД	-2.2	25.9	123	2656.0	Д	-2.3	26.7
79	938.4	ГД	-0.4	24.5	124	2659.5	»	-1.5	26.9
80	943.1	»	-0.1	25.0	125	2663.5	ГД	-2.1	26.4
81*	948.2	»	-0.1	25.0	126	2666.0	»	-1.5	26.7
82	953.1	»	1.0	25.9	127*	2669.0	»	-2.1	26.6
83**	958.1	АД	0.9	26.0					
84	963.2	ГД	0.1	25.4	Скв. Ханнинская-322-0				
85	968.0	ДМ	0.3	26.0	128	2536.0	Д	0.2	27.8
86*	973.6	»	1.8	26.4	129*	2538.0	ДИ	0.4	23.0
87	979.3	ГД	-0.1	26.4	130	2542.0	»	-2.1	23.6
88	985.6	»	-0.1	24.7	131	2582.0	ГИ	0.5	24.0
89*	990.0	»	-0.1	24.7	132*	2587.0	ГДИ	-1.8	26.9
90	993.9	АД	-0.3	24.6	133	2592.0	»	-7.2	26.4
91	996.2	Д	-0.3	24.6	134*	2595.0	»	-7.1	26.2
92	999.3	»	0.0	24.8	135	2597.0	»	-7.4	26.0
93*	1003.5	ГД	0.8	25.5	136	2600.0	»	-7.4	26.1
Скв. Эйикская-343-0					137*	2604.0	»	-6.5	25.5
94	1659.0	Д	3.1	26.1	Скв. Эйикская-343-0				
95	1661.3	»	2.6	25.1	138	1732.6	И	3.7	26.7
96	1663.0	»	2.9	25.2	139	1734.8	»	4.1	26.1
97	1664.4	»	4.9	29.1	140	1736.8	»	3.6	27.9
98	1666.4	»	4.2	28.2	141	1739.8	»	3.0	26.7
99	1720.3	И	5.0	27	142	1877.5	ГДИ	-1.3	25.0
100	1722.2	»	5.1	25.8	143	1880.0	»	-2.4	25.0
101	1724.5	»	5.0	25.6	Успунская свита				
102	1725.8	»	4.8	27.5	Скв. Западно-Ботубобинская-362-0				
103	1727.9	ГИ	3.7	27.3	144*	1940.6	ГД	-6.1	24.5
Кудулахская свита					145	1944.3	»	-4.3	24.6
Скв. Онкучахская-286-1					146	1946.8	»	-5.0	24.5
104*	1792.2	ГДИ	-2.7	24.5	147	1951.6	»	-3.2	24.8
105	1794.9	»	-2.0	24.8	148*	1955.4	»	-3.3	24.7
106	1799.0	»	-1.4	25.2	149	1958.8	»	-1.8	24.4
107*	1803.2	»	-2.9	26.9	150	1962.0	»	-0.1	24.5
108	1806.3	»	-4.7	26.7	151	1968.0	»	1.3	24.3
Скв. Онхойдохская-252-0					152	1971.5	»	-0.4	25.4
109	2092.8	И	-0.8	24.5	Скв. Сохолохская-706				
110	2095.6	»	-1.6	24.4	153*	2852.0	ГДИ	-6.2	25.8
111*	2100.1	»	0.7	23.8	154	2862.5	»	-6.0	24.4
112*	2141.3	Д	-3.0	26.1	155	2866.0	»	-6.7	23.8
113	2142.4	»	-1.8	27.0	156	2871.0	ГИ	-4.8	24.1
114	2145.5	ГД	-1.7	26.0	157*	2875.0	»	-4.7	25.6
115*	2190.7	И	-1.4	26.3	158	2879.0	Д	-4.0	25.7
					159	2887.5	»	0.6	25.6
					160	2890.0	»	0.9	27.2
					161*	2893.0	»	0.1	27.3

№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW	№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW
			‰					‰	
Скв. Среднемархинская-225-0					Скв. Шейнская-471				
162*	3490.3	ГД	-6.6	25.9	204**	2705.0	ГД	-0.5	30.2
163	3493.6	»	-7.2	25.7	205	2718.0	ДП	-0.8	29.1
164	3495.3	»	-6.8	25.6	Скв. Чайкинская-367				
165*	3541.3	ГИ	-2.8	24.8	206*	1278.6	ГД	-3.4	27.2
166	3547.5	М	-1.2	24.2	207	1282.6	»	-5.7	27.1
Скв. Ханнинская-322-0					208	1286.1	»	-3.4	25.3
167	2654	ГИ	-6.7	23.7	209*	1289.7	ДМ	-9.5	22.5
168*	2657	»	-6.1	24.6	Непский горизонт				
Тирский горизонт					Харыстанская свита				
Бюкская свита					Скв. Ханнинская-322-0				
Скв. Айхальская-703					210*	2988.0	ГД	-7.3	25.7
169	2273.0	Д	-2.0	29.7	211	2988.2	»	-7.4	26.1
170*	2280.0	»	-1.0	27.6	212	2988.5	»	-7.4	25.8
Скв. Западно-Ботуобинская-362-0					213	2989.5	»	-7.3	26.0
171*	1974.7	ГД	-1.4	26.3	214	2993.0	ДАр	-0.5	26.5
172	1978.9	»	-3.7	25.9	215	3010.1	ДМ	1.0	28.3
173	1985.9	»	0.7	28.4	216	3010.2	»	1.1	28.1
174	1989.8	»	1.6	28.9	217*	3011.6	»	0.3	26.0
175*	1993.8	»	-0.5	29.0	218	3011.8	»	0.9	27.4
176	1998.2	»	0.5	30.9	219	3012.3	»	0.8	26.7
177	2002.2	»	1.0	29.2	220	3013.2	»	0.5	26.0
178	2006.0	»	1.1	29.7	221	3014.8	»	0.8	28.7
179*	2010.8	АГД	-1.0	27.3	222*	3020.0	»	0.3	25.8
180	2016.3	»	-0.2	26.4	Скв. Шейнская-471				
181	2020.0	»	-1.1	25.4	223	2723.0	ДАр	-7.0	23.3
182	2023.1	»	0.7	27.0	Паршинская свита				
183*	2025.4	»	-0.8	24.7	Скв. Чайкинская-279				
Скв. Онкучахская-286-1					224*	1621.4	ГД	1.0	24.9
184*	2032.5	ГД	-0.8	30.6	225	1625.8	»	1.9	25.0
185	2036.8	АГД	1.1	31.3	226	1629.1	»	-0.1	25.1
186**	2046.3	»	-0.9	30.3	227	1633.2	»	-0.4	25.2
187	2048.5	ГД	-1.0	30.6	228	1645.2	ДАр	-3.0	25.0
Скв. Сохолохская-706					229*	1646.7	ДМ	-3.0	24.6
188	2944.2	ГД	-0.4	28.5	230	1677.4	ДАр	-4.0	25.0
189*	2950.0	»	-1.1	30.0	231*	1704.0	ДМ	-7.7	18.6
190	2960.3	»	-1.6	29.0	Скв. Чайкинская-367				
191*	2964.0	»	-4.0	28.6	232	1294.7	ДМ	-10.4	25.8
192*	3031.0	»	0.0	30.4	233*	1299.1	М	-10.7	22.4
193	3040.8	ДП	-3.0	29.4	234	1302.5	»	-10.6	22.3
194*	3043.5	ГД	-6.3	31.8	235	1306.5	»	-11.0	21.7
195	3050.0	»	-5.8	29.6	236*	1308.6	»	-11.1	21.6
196*	3070.5	АД	0.8	29.6	237	1449.8	ДМ	-0.8	26.2
197	3075.6	АГД	1.3	30.7	238*	1452.3	ГД	-1.8	26.2
198*	3079.4	ГД	0.8	29.2	Ынахская свита				
199	3083.4	АД	1.6	29.6	Скв. Шейнская-471				
200	3088.0	ГД	-2.0	24.5	239**	2754.2	ГД	1.9	30.8
Скв. Ханнинская-322-0					240	2755.6	»	-1.3	29.0
201	2820.0	Д	-3.3	28.6	241	2756.9	»	1.3	30.7
202*	2829.0	ГД	-5.0	31.5	242	2758.9	ДМ	-0.3	29.8
203	2961.0	Мг	-2.1	32.0	243	2759.7	ДАр	1.2	29.2

№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW	№ п/п	Глубина, м	Макр. диагноз	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW
			‰					‰	
Бесюряхская свита									
Скв. Меикская-223-0									
244**	4610.6	ГДИ	0.0	25.6	255	4669.1	ДАр	5.7	24.7
245	4614.3	ГИ	-0.2	27.0	256**	4671.5	»	4.4	25.5
246**	4620.3	ГДИ	-0.2	25.4	257	4672.3	»	4.2	23.5
247	4624.7	»	4.3	22.9	258**	4675.7	»	3.8	24.8
248	4625.6	ГИ	4.6	23.8	259	4677.5	ГИД	4.4	27.3
249	4626.5	»	4.3	22.7	260	4681.2	ДМ	3.1	25.4
250	4627.8	»	5.1	23.1	Скв. Шеинская-471				
251**	4629.3	»	4.4	23.5	261	2804.4	М	3.5	22.2
252**	4630.8	»	4.7	23.5	262	2805.3	»	3.5	21.4
253	4666.0	»	5.7	24.5	263**	2806.5	»	4.3	23.5
254**	4666.8	»	5.6	25.5	264	2807.5	»	5.1	22.7
					265	2808.6	ГИ	2.6	23.8
					266	2809.9	»	3.1	24.4
					267	2810.9	ГД	0.7	23.5

Примечание. Сокращения макроскопического диагноза породы: И — известняк, ГИ — глинистый известняк, ДИ — доломитистый известняк, ГДИ — глинистый доломитистый известняк, Д — доломит, ИД — известковистый доломит, М — мергель, ГД — глинистый доломит, АД — ангидритистый доломит, АДГ — ангидритисто-глинистый доломит, ГИД — глинисто-известковистый доломит, СД — соленосный доломит, ДМ — доломитовый мергель, ДП — доломитистый песчаник, ДАр — доломитистый аргиллит, Мг — магнезит.

* Образцы, химически изученные методом РФА (табл. 2).

** Образцы, химически изученные методом ICP-MS (табл. 3).

членение и корреляция скважин основаны на первичных разбивках организаций, проводивших бурение. В дальнейшем у части скважин положение границ свит было нами уточнено с помощью данных каротажа и по результатам изучения керн. В частности, граница юряхской и кудулахской свит в скв. Э-343-0 в нашей интерпретации принята на 80 м ниже, чем предлагалось ранее [Хоментовский и др., 19986], что позволило лучше сопоставить подстилающие свиты с другими скважинами (рис. 3). Из первоначальной коллекции были с интервалом 3—4 м выбраны образцы с наиболее мелкозернистой структурой, наименее глинистые и с минимумом видимых включений и неоднородностей. В верхней части разреза при возможности предпочтение отдавалось известнякам, нежели доломитам. Образцы керн распиливали, и из визуально наименее измененных участков образца небольшим сверлом высверливалась порция порошка для дальнейшего анализа.

Изучение химического состава пород для 70 образцов (табл. 2) проводилось методом РФА на комплексе S4 Pioneer корпорации Bruker в ГИН РАН (г. Москва) по валовым пробам измельченной породы весом около 20 г. Содержание Ca, Mg, Fe, Mn, Rb и Sr в карбонатной фракции еще из 31 образца (см. табл. 3) было изучено масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). В ходе этого анализа порошок породы (100 мг) разлагали в 1N растворе HCl в течение 3 сут при комнатной температуре, после чего раствор центрифугировали для определения массы нерастворенного осадка. Разбавленные в 1000 раз растворы изучали на мультиколлекторном масс-спектрометре Element II, погрешность определения составляла менее 5 %.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах определялся на масс-спектрометрах Thermoelectron Delta V Advantage (ГИН РАН) и Finnigan MAT-253 (ИГМ СО РАН) с установкой Gas Bench II. Разложение проб и стандартов KH-2, C-O-1 и NBS-19 проводилось с помощью H_3PO_4 при 50°C. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ в промилле относительно стандарта V-SMOW. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ составляет ± 0.2 и ± 0.1 ‰ соответственно.

Определение изотопного состава стронция в карбонатных породах и ангидритах проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород проведено по методике, включающей предварительное выщелачивание навески (50 мг) для обогащения образца первичным карбонатным материалом [Кузнецов и др., 2005], а химическая обработка магнезита — в 2.5 M растворе HCl при $T = 60$ °C [Кузнецов и др., 2007]. Образцы ангидритов (20—30 мг) растворяли в концентрированной HCl при $T = 90$ °C с последующим удалением сульфат-иона на анионите АРА-8. Выделение стронция из оставшегося раствора выполнено по схеме,

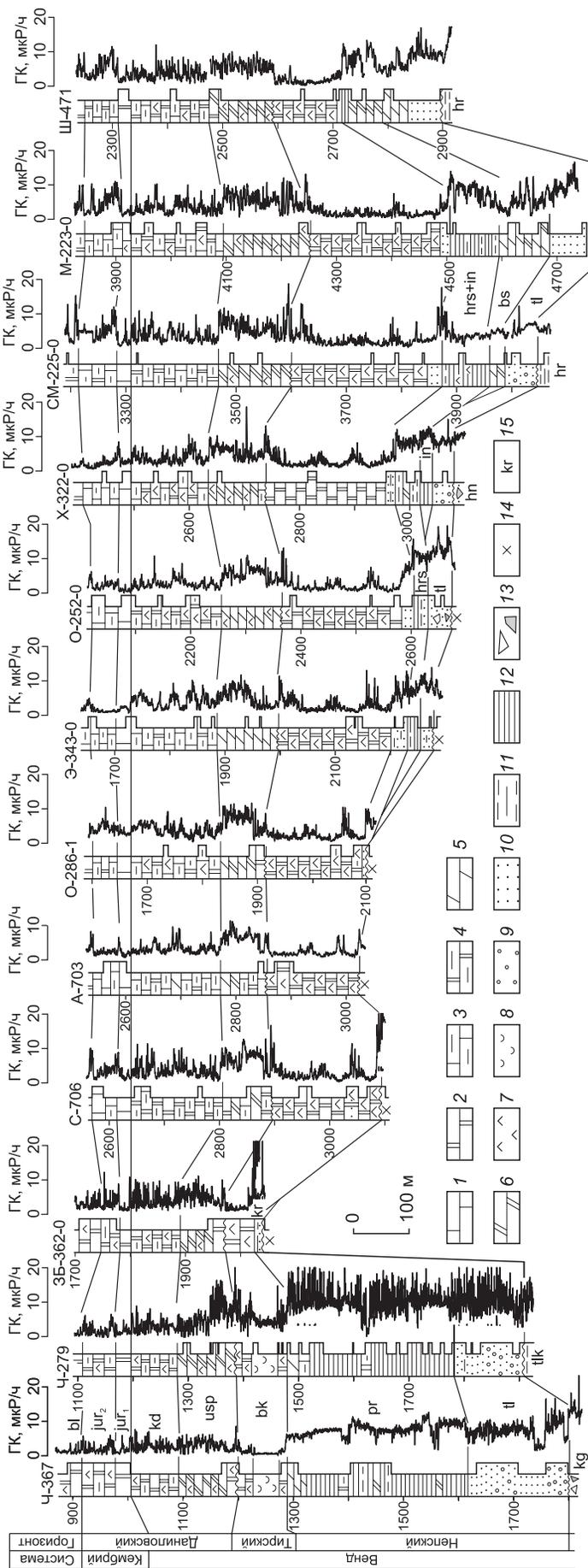


Рис. 3. Корреляция разрезов венда и низов кембрия изученных скважин с использованием данных гамма-каротажа.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глинистые известняки; 4 — глинистые доломиты; 5 — мертели; 6 — доломитовые мертели; 7 — ангидриты; 8 — каменная соль; 9 — гравелиты и конгломераты; 10 — песчаники; 11 — алевролиты; 12 — аргиллиты; 13 — породы фундамента; 14 — породы фундамента; 15 — индексы свит: bl — билярская, jur — юрская, kd — кудулахская, usp — усунская, bk — блокая, pr — паршинская, kr — курсовская, hrs — харыстанская, in — ынахская, bs — бесюряхская, tl — талахская, hr — хоронохская, bt — ботубинская, tlk — талаканская, hp — ханнинская толща, kg — конгломератовая толща.

Таблица 2. Химический состав карбонатных осадочных пород, изученный методом РФА

Скважина	Глубина	Свита	Макр. диагноз	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Rb	Sr	П.п.п, %	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr
				%								мкг/г				
ЗБ-362-0	1709.0	bl	Д	1.07	0.02	0.46	0.24	<0.01	21.7	29.8	2.3	74	46.6	0.61	32.2	<1.4
»	1727.3	»	»	1.36	0.02	0.39	0.41	0.01	21.2	29.9	<1.5	63	46.5	0.59	64.2	1.7
»	1744.7	»	ГД	7.33	0.08	1.61	0.60	<0.01	19.7	27.6	9.2	64	42.7	0.59	92.7	<1.6
Ч-367	860.3	»	И	1.35	0.01	0.39	0.17	<0.01	3.43	51.4	<1.5	121	43.1	0.06	14.3	<0.83
»	892.0	»	»	1.59	0.02	0.49	0.26	<0.01	4.19	49.9	<1.5	91	43.4	0.07	28.7	<1.1
»	902.3	»	ГД	9.89	0.01	0.33	0.25	<0.01	18.5	29.4	<1.5	76	41.5	0.52	33.4	<1.3
»	911.0	»	АД	4.60	0.02	0.46	0.27	<0.01	18.1	36.2	<1.5	211	40.2	0.42	12.9	<0.47
А-703	1962.0	jur	ДИ	3.68	0.06	1.29	0.45	<0.01	15.3	35.0	7.6	318	43.8	0.37	14.2	<0.31
»	1974.0	»	ИД	1.18	0.02	0.43	0.39	<0.01	19.8	31.9	1.7	115	46.2	0.52	34.2	<0.87
»	1979.0	»	»	6.10	0.10	2.10	0.77	<0.01	18.2	29.4	15	287	42.5	0.52	26.8	<0.35
»	1986.2	»	»	5.13	0.09	1.78	0.67	<0.01	17.9	31.2	7.5	3479	42.7	0.47	1.9	<0.03
»	2000.8	»	ГДИ	8.36	0.11	2.42	0.87	0.01	17.5	28.5	16	281	41.4	0.51	31.0	0.28
ЗБ-362-0	1751.0	»	Д	0.59	0.01	0.19	0.26	<0.01	21.4	30.9	<1.5	78	46.4	0.57	33.5	<1.3
»	1762.3	»	ГД	5.53	0.01	0.29	0.42	<0.01	19.1	33.1	<1.5	78	41.5	0.48	25.0	<0.60
»	1774.1	»	»	1.67	0.02	0.39	0.31	<0.01	21.1	30.5	<1.5	60	45.9	0.57	52.4	<1.7
О-252-0	2077.8	»	И	0.86	0.01	0.21	0.15	<0.01	2.71	52.2	<1.5	719	43.8	0.04	2.1	<0.14
»	2089.4	»	»	1.70	0.01	0.30	0.32	0.04	18.8	31.5	4.7	267	47.1	0.50	12.1	1.3
Ч-367	922.0	»	ДМ	29.0	0.41	6.00	3.86	0.03	16.8	13.8	51	99	27.2	1.01	389.7	2.8
»	933.5	»	ГИД	28.4	0.39	5.22	2.43	0.02	15.0	16.2	50	100	28.9	0.77	243.7	2.3
»	948.2	»	ГД	1.40	0.01	0.39	0.21	<0.01	21.6	30.4	<1.5	88	45.9	0.59	24.2	<1.1
»	958.1	»	АД	2.03	0.01	0.31	0.23	<0.01	11.5	61.8	<1.5	1329	24.0	0.16	1.69	<0.08
»	973.6	»	ДМ	10.1	0.27	2.91	2.69	0.02	2.03	5.08	82	154	23.3	0.33	175.4	1.5
»	990.0	»	Д	0.79	0.01	0.39	0.34	0.01	21.5	30.4	<1.5	65	46.5	0.59	52.7	1.3
»	1003.5	»	ГД	1.79	0.02	0.49	0.51	<0.01	19.7	34.8	1.6	203	42.5	0.47	25.1	<0.49
О-252-0	2100.1	kd	И	0.92	0.01	0.20	0.24	<0.01	3.27	53.4	<1.5	158	41.9	0.05	14.9	<0.63
»	2141.3	»	ГД	8.25	0.10	2.06	0.74	0.01	18.6	25.8	16	213	43.5	0.60	35.0	0.34
»	2190.7	»	ДИ	6.82	0.04	1.15	0.47	<0.01	16.5	32.5	5.9	217	42.1	0.42	21.8	<0.46
»	2203.3	»	ГИ	3.17	0.04	0.81	0.33	<0.01	3.36	49.6	4.8	255	42.5	0.06	12.8	<0.39
»	2215.3	»	ГД	12.0	0.03	0.84	0.50	<0.01	18.2	27.4	4.1	129	40.8	0.55	38.8	<0.78
О-286-1	1792.2	»	ГДИ	10.1	0.09	2.15	0.68	<0.01	10.9	36.1	11.6	243	39.4	0.25	28.1	<0.41
»	1803.2	»	»	15.0	0.08	1.50	0.65	0.01	18.7	24.8	8.7	312	38.6	0.62	20.9	0.17
С-706	2654.0	»	ГД	25.6	0.27	3.30	1.18	0.01	15.2	19.9	22	154	31.3	0.63	76.4	0.96
»	2669.0	»	»	1.31	0.02	0.34	0.44	0.01	20.7	31.3	<1.5	176	45.7	0.55	25.2	0.69
Х-322-0	2538.0	»	И	0.93	0.01	0.20	0.15	<0.01	1.88	56.6	<1.5	174	40.3	0.02	8.3	<0.57
»	2587.0	»	ГДИ	4.13	0.04	1.05	0.43	0.01	19.5	30.3	4.9	208	44.1	0.53	20.7	0.64
»	2595.0	»	»	21.7	0.06	1.20	0.70	0.02	16.1	22.8	5	107	36.7	0.59	65.4	1.6
»	2604.0	»	»	18.2	0.14	2.65	1.11	0.02	16.9	22.9	13	157	36.9	0.62	70.9	1.1
ЗБ-362-0	1940.6	usp	ГД	20.9	0.24	4.20	2.06	0.03	18.8	18.6	29	79	33.3	0.84	260.7	3.9
»	1955.4	»	»	3.21	0.04	0.92	0.62	0.04	20.7	29.5	4.2	103	44.7	0.58	59.8	4.0
СМ-225-0	3490.3	»	»	17.1	0.16	2.90	1.32	0.03	17.2	22.9	17.9	95	36.7	0.62	139.5	2.9
»	3541.3	»	ГИ	3.96	0.01	0.28	0.24	<0.01	2.81	50.0	<1.5	437	42.7	0.05	5.4	<0.23
С-706	2852.0	»	ГДИ	28.7	0.19	3.33	1.69	0.04	13.8	18.0	19	161	31.4	0.64	105.2	2.2
»	2875.0	»	»	28.9	0.20	3.42	1.69	0.03	14.0	18.7	18	186	30.7	0.62	90.6	1.6
»	2893.0	»	ГД	4.38	0.09	1.59	0.61	0.04	20.0	29.2	8.6	61	43.4	0.57	101.3	6.0
Х-322-0	2657.0	»	ГДИ	24.6	0.11	2.25	0.98	0.01	8.16	29.9	15	263	31.9	0.22	37.4	0.45
А-703	2280.0	bk	Д	0.85	0.02	0.44	0.24	0.01	21.5	30.1	2.0	58	46.6	0.59	41.4	1.7
ЗБ-362-0	1974.7	»	ГД	7.90	0.08	1.63	0.79	0.09	20.5	26.7	8.5	93	41.9	0.64	84.9	9.6

Скважина	Глубина	Свита	Макр. диаг-ноз	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Rb	Sr	П.п.п, %	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr
				%								мкг/г				
ЗБ-362-0	1993.8	bk	ГД	4.45	0.02	0.66	0.34	0.01	21.9	46.6	3.1	477	25.6	0.39	7.0	0.27
»	2010.8	»	АГД	1.03	0.01	0.20	0.30	0.05	16.8	52.0	<1.5	269	29.6	0.27	11.4	1.7
О-286-1	2032.5	»	ГД	1.27	0.02	0.55	0.22	<0.01	21.5	29.9	2.3	65	46.3	0.60	33.9	<1.5
»	2046.3	»	АГД	1.38	0.01	0.41	0.21	<0.01	19.3	39.4	2.0	340	39.1	0.41	6.2	<0.29
С-706	2950.0	»	Д	0.56	0.01	0.21	0.08	<0.01	21.8	31.0	0.3	67	46.2	0.58	11.9	<1.5
»	2964.0	»	»	0.49	0.01	0.16	0.21	<0.01	21.6	31.5	<1.5	85	45.9	0.57	25.1	<1.2
»	3031.0	»	ГД	2.71	0.02	0.58	0.24	<0.01	20.3	34.8	3.4	278	41.1	0.48	8.7	<0.36
»	3043.5	»	»	19.0	0.18	1.52	2.23	0.09	22.5	6.92	25	43	42.8	2.71	517.6	20.1
»	3070.5	»	АД	2.77	0.01	0.10	0.14	0.02	23.1	26.2	<1.5	111	47.3	0.73	13.0	2.1
»	3079.4	»	ГД	6.09	0.13	2.47	1.45	0.14	20.8	28.4	13.4	195	39.7	0.61	74.4	7.0
Х-322-0	2829.0	»	»	24.6	0.12	1.05	0.86	0.01	20.7	4.65	14.5	54	43.6	3.72	158.0	2.1
Ч-367	1278.6	»	»	21.2	0.08	1.63	0.58	0.06	19.8	22.0	3.9	282	33.9	0.75	20.7	1.9
»	1289.7	»	ДМ	42.3	0.70	12.47	3.32	0.06	6.88	17.3	55	282	13.8	0.33	117.8	2.2
ЗБ-362-0	2025.4	kr	ГД	1.18	0.01	0.29	1.15	0.24	14.2	22.0	<1.5	444	0.86	0.64	25.9	5.4
Х-322-0	2988.0	in	»	10.0	0.05	0.89	0.78	0.02	18.1	28.5	3.2	254	41.2	0.53	30.9	0.78
»	3011.6	»	ДМ	59.2	0.59	9.97	3.79	0.30	5.74	5.22	62	241	10.3	0.92	156.9	12.5
»	3020.0	»	»	53.9	0.56	8.67	3.28	0.48	6.79	8.69	48	311	13.3	0.65	105.3	15.4
Ч-279	1621.4	pr	ГД	9.91	0.07	1.97	1.94	0.26	18.1	26.4	9.8	51	40.7	0.57	379.4	51.8
»	1646.7	»	ДМ	46.4	0.65	8.10	4.93	0.46	9.07	10.6	30	86	17.3	0.72	571.4	53.3
»	1704.0	»	»	40.4	0.46	8.85	6.07	0.79	4.37	21.3	33	298	16.1	0.17	203.8	26.4
Ч-367	1299.1	»	М	40.0	0.64	10.91	4.46	0.09	5.42	16.5	58	122	18.2	0.27	364.3	7.5
»	1308.6	»	»	39.7	0.64	11.44	4.48	0.10	4.58	17.1	62	136	17.9	0.22	328.7	7.2
»	1452.3	»	ДМ	37.9	0.51	7.08	4.52	0.59	9.93	13.6	33	79	24.2	0.61	568.6	74.2

Примечание. Свиты: bl — билирская, jur — юряхская, kd — кудулахская, usp — успунская, bk — бюкская, pr — паршинская, kr — курсовская, hrs — харыстанская, in — ынахская, bs — бесюряхская.

аналогичной карбонатным породам [Кузнецов и др., 2008]. Средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах SRM 987 и EN-1, нормализованные к отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ 0.1194, составляли соответственно 0.710282 ± 0.000006 ($2\sigma_{\text{cp}}$, $n = 35$) и 0.709209 ± 0.000008 ($2\sigma_{\text{cp}}$, $n = 27$).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав осадочных пород. Около 60 % образцов представлено доломитами (Mg/Ca = 0.6—0.7) с различным количеством некарбонатной примеси — от 1 до 20—25, реже до 43 % (табл. 2 и 3). Известняки также присутствуют на всех стратиграфических уровнях кроме тирского горизонта. Карбонатные породы с содержанием терригенной примеси менее 2—3 % редки. Содержания TiO₂, Al₂O₃, FeO + Fe₂O₃ коррелируют с содержаниями SiO₂ и отражают количество алюмосиликатной примеси в породе (см. табл. 2). Содержания Fe в доломитах составляют от 210 мкг/г в наиболее чистых разностях до 49300 мкг/г в доломитистых аргиллитах. В известняках концентрации Fe изменяются от 252 мкг/г в чистых разностях до 60700 мкг/г в глинистых мергелях. Содержания Mn составляют от 50 до 3100 мкг/г и слабо коррелируют как с отношением Mg/Ca, так и с содержанием Fe. Концентрации Rb составляют от 0.07 до 82 мкг/г и напрямую зависят от количества глинистой примеси в породе; стронция варьируют от 130 до 1329 мкг/г в известняках и от 51 до 2566—3479 мкг/г в доломитах. Образцы с высокой долей Sr в доломитах носят единичный характер и связаны с присутствием карбоната или сульфата Sr. Как правило, на одном и том же стратиграфическом уровне концентрации Sr в известняках в 3—5 раз превышают таковые в доломитах. Отношение Fe/Sr варьирует в очень широких пределах: для известняков $0.08 > \text{Fe/Sr} > 360$ и для доломитов $0.97 > \text{Fe/Sr} > 571$. Отношение Mn/Sr составляет $0.1 > \text{Mn/Sr} > 9.8$ для известняков и $0.23 > \text{Mn/Sr} > 74$ в доломитах. Как правило, наиболее высокие содержания Fe и Mn и соответственно отношения Fe/Sr и Mn/Sr наблюдаются в карбонатно-глинистых разностях непского горизонта, а минимальные — в наиболее чистых известняках юряхской и билирской свит и реже в доломитах тирского и даниловского горизонтов.

Таблица 3. Изотопный состав стронция и химический состав карбонатной фракции осадочных пород, изученный методом ICP-MS в солянокислотной вытяжке

Скважина	Глубина, м	Свита	Порода	Сил.	Ca	Mg	Fe	Mn	Sr	Fe/Sr	Mn/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измер.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первич. *
				%			мкг/г							
X-322-0	2478.5	jur	ГИ	3.9	33.8	8.25	1433	103	160	8.9	0.64	—	—	—
»	2480.1	»	»	3.2	31.0	10.5	1594	95	203	7.9	0.47	—	—	—
»	2482.4	»	И	2.7	44.4	2.7	491	52	471	1.0	0.11	0.0022	0.70849	0.70847
»	2483.2	»	ИД	14.0	27.2	12.6	4795	174	146	32.8	1.19	—	—	—
»	2484	»	ГИ	5.1	40.1	5.37	1146	53	647	1.8	0.08	—	—	—
»	2484.8	»	ИД	21.6	26.6	12.4	4828	200	139	34.7	1.44	—	—	—
»	2486	»	И	2.0	45.8	2.10	647	43	245	2.6	0.18	0.0074	0.70856	0.70850
»	2488.5	»	»	1.6	44.8	2.49	622	49	228	2.7	0.21	—	—	—
»	2490	»	»	0.7	49.8	0.53	254	35	263	0.97	0.13	0.0019	0.70847	0.70845
»	2491.5	»	»	2.2	48.4	0.82	549	40	255	2.2	0.16	0.0057	0.70846	0.70841
M-223-0	3892.2	»	ГИ	22.0	26.0	6.7	4444	291	882	5.0	0.33	—	—	—
»	3897.5	»	А	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.70828	0.70828
O-252-0	2077.8	»	И	0.7	45.8	2.4	694	87	869	0.80	0.10	—	—	—
Ч-367	958.1	»	АД	3.0	32.2	6.7	883	44	164	5.4	0.27	—	—	—
X-322-0	2538	kd	И	1.2	50.0	1.3	571	94	216	2.6	0.43	0.0039	0.70846	0.70843
СМ-225-0	3541.3	usp	»	6.0	65.5	2.4	1177	101	129	9.1	0.78	0.0052	0.70845	0.70841
O-286-1	2046.3	bk	АД	1.6	28.2	10.8	634	87	384	1.6	0.22	—	—	—
X-322-0	2958	»	А	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.70915	0.70915
»	2961	»	МГ	1.7	3.4	23.6	23526	6954	129	182.4	53.9	0.0052	0.71542	0.71538
Ш-471	2705	»	Д	1.0	10.9	28.6	210	506	2566	0.08	0.20	—	—	—
X-322-0	3013	hrs	А	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.70892	0.70892
Ч-279	1621.4	pr	ГД	12.0	19.8	11.8	10700	1400	51	209.8	27.4	0.0918	0.70976	0.70900
»	1629.1	»	»	15.9	19.0	11.4	23100	3100	73	316.4	42.4	0.0561	0.71002	0.70956
Ш-471	2754.2	In	»	18.0	26.6	11.9	12618	2742	144	87.6	19.0	—	—	—
»	2806.5	bs	М	42.8	36.3	6.7	18411	954	447	41.2	2.13	—	—	—
M-223-0	4610.6	»	ГДИ	22.1	33.6	7.8	5455	644	496	11.2	1.30	—	—	—
»	4617.5	»	ГИ	17.4	51.6	2.5	3955	321	786	5.0	0.41	0.0051	0.70818	0.70814
»	4618.9	»	А	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.70832	0.70832
»	4620.3	»	ГДИ	13.4	31.9	11.0	4405	609	217	20.3	2.81	—	—	—
»	4625.5	»	ГИ	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0032	0.70822	0.70819
»	4629.3	»	»	28.3	36.7	2.4	6274	460	592	10.6	0.77	—	—	—
»	4630.8	»	»	15.9	38.7	2.6	3378	484	897	3.8	0.54	—	—	—
»	4666.8	»	И	5.4	45.2	1.7	2675	536	1160	2.3	0.46	0.0011	0.70796	0.70795
»	4667.8	»	ГИ	8.0	—	—	—	—	—	—	—	0.0032	0.70801	0.70798
»	4668.3	»	»	16.0	—	—	—	—	—	—	—	0.0059	0.70818	0.70813
»	4671.5	»	»	3.6	44.2	11.4	5130	1840	190	57.0	9.68	—	—	—
»	4674.2	»	»	18.0	—	—	—	—	—	—	—	0.0080	0.70886	0.70879
»	4675.7	»	»	25.7	34.9	3.5	5289	758	344	15.4	2.20	—	—	—
»	4677.5	»	А	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.70964	0.70964
»	4678.5	»	ГИ	19.0	—	—	—	—	—	—	—	0.0037	0.70856	0.70853

Примечание. Сокращения типа пород и названий свит см. в табл. 1 и 2. Сил. — доля силикатной примеси в образце. Прочерк — не определялось.

* Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах карбонатных пород вычислено с учетом среднего возраста 550 млн лет, для образцов ангидритов поправка не вводилась из-за высокого содержания стронция.

Изотопный состав углерода и кислорода. Наиболее представительная изотопная характеристика получена для карбонатных отложений билирской и юрхской свит (рис. 4). Здесь на фоне преобладающих околонулевых значений выделяются два крупных (до 5—5.5 ‰) экскурса δ¹³C. При этом верхний экскурс вблизи подошвы билирской свиты проявлен во всех трех скважинах, вскрывших этот интервал. Второй экскурс в нижней подсвите юрхской свиты выражен лишь в скважинах, расположен-

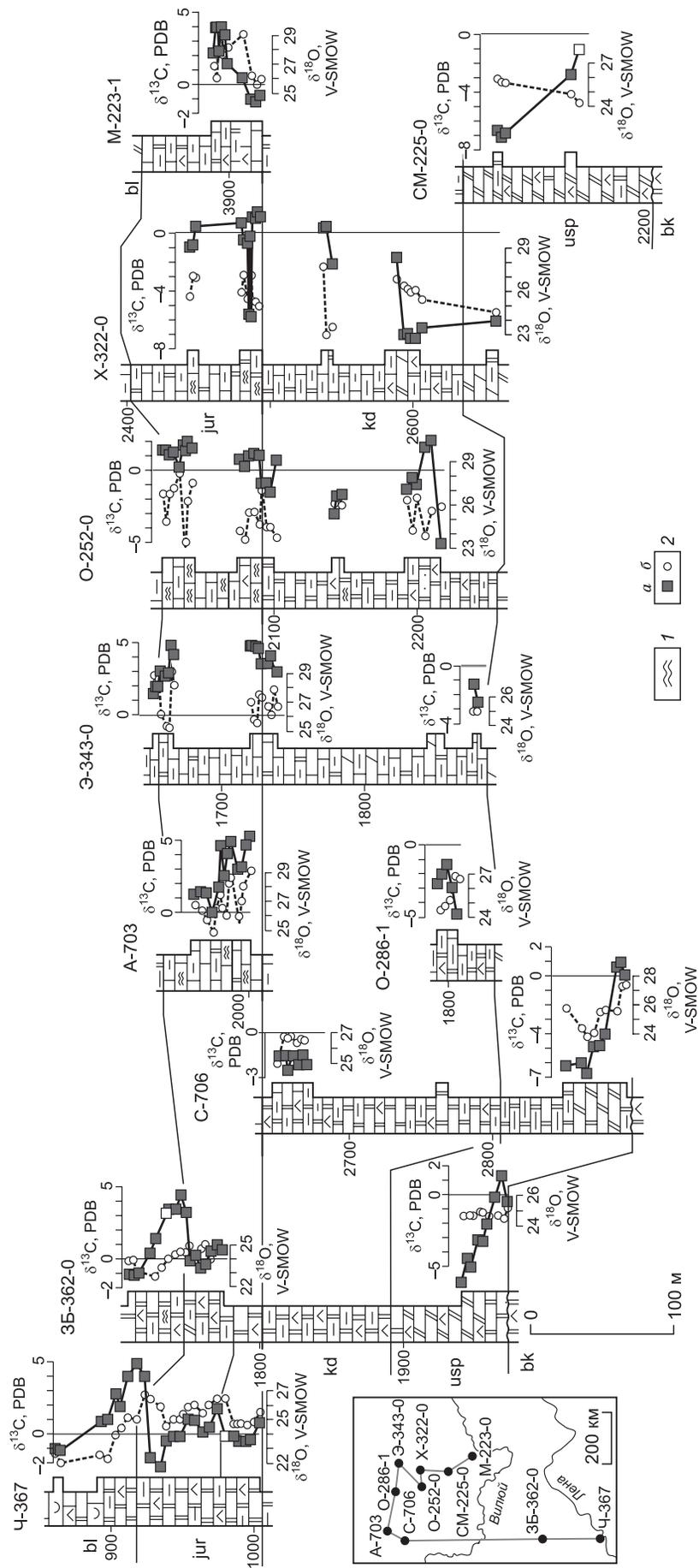


Рис. 4. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) в осадочных породах и корреляция отложений биллярской свиты и даниловского горизонта.

1 — биолитовые и строматолитовые карбонатные породы; 2 — значения $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$. Незакрашенные квадраты — значения $\delta^{13}\text{C}$ из образцов с малым (до 10 %) содержанием карбонатного материала. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

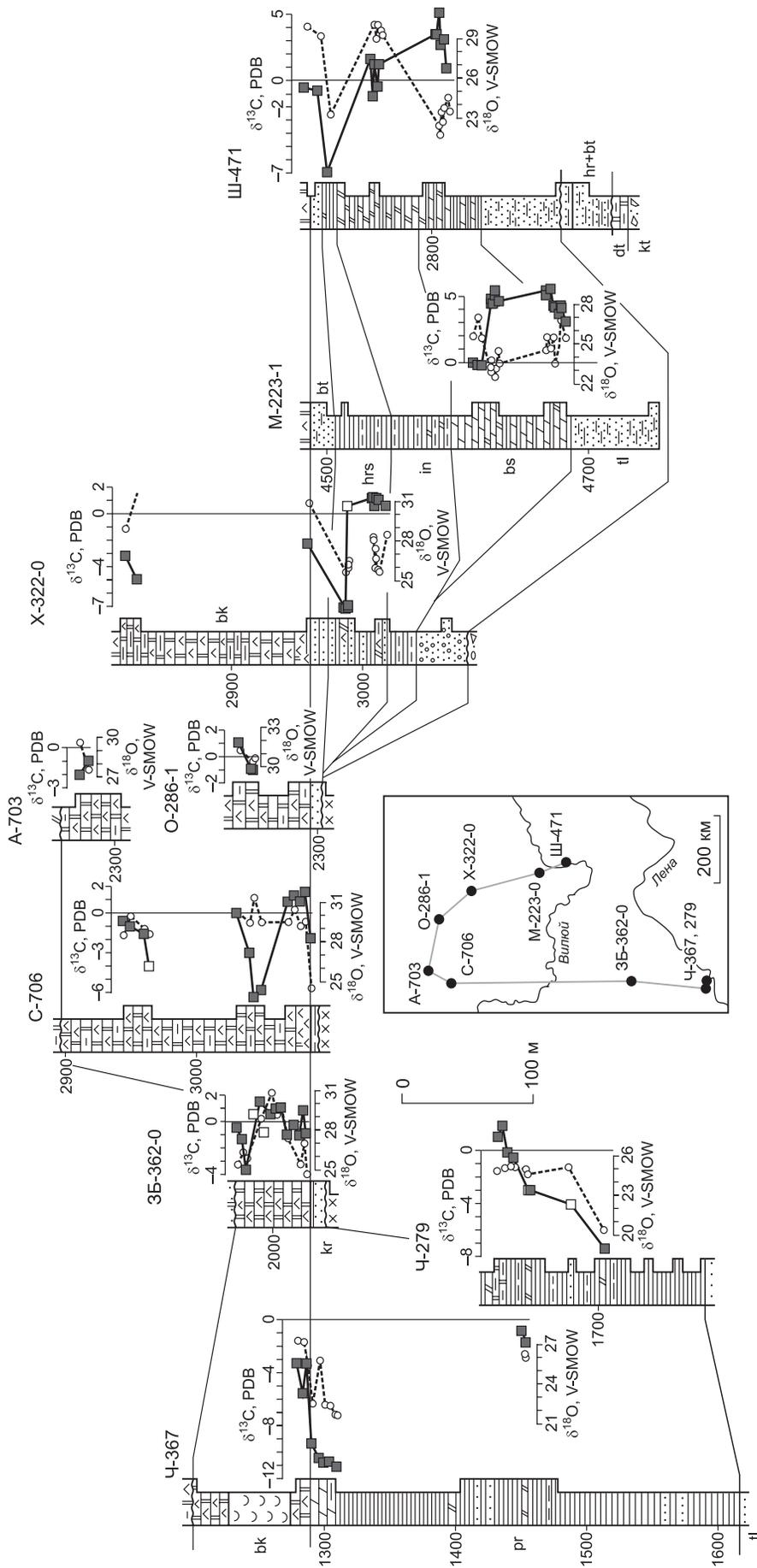


Рис. 5. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) в осадочных породах и корреляция отложений тирского и нельского горизонтов.

Сокращения названий стратиграфических подразделений: bt — ботубоинская пачка, dt — доломитовая толща. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3 и 4.

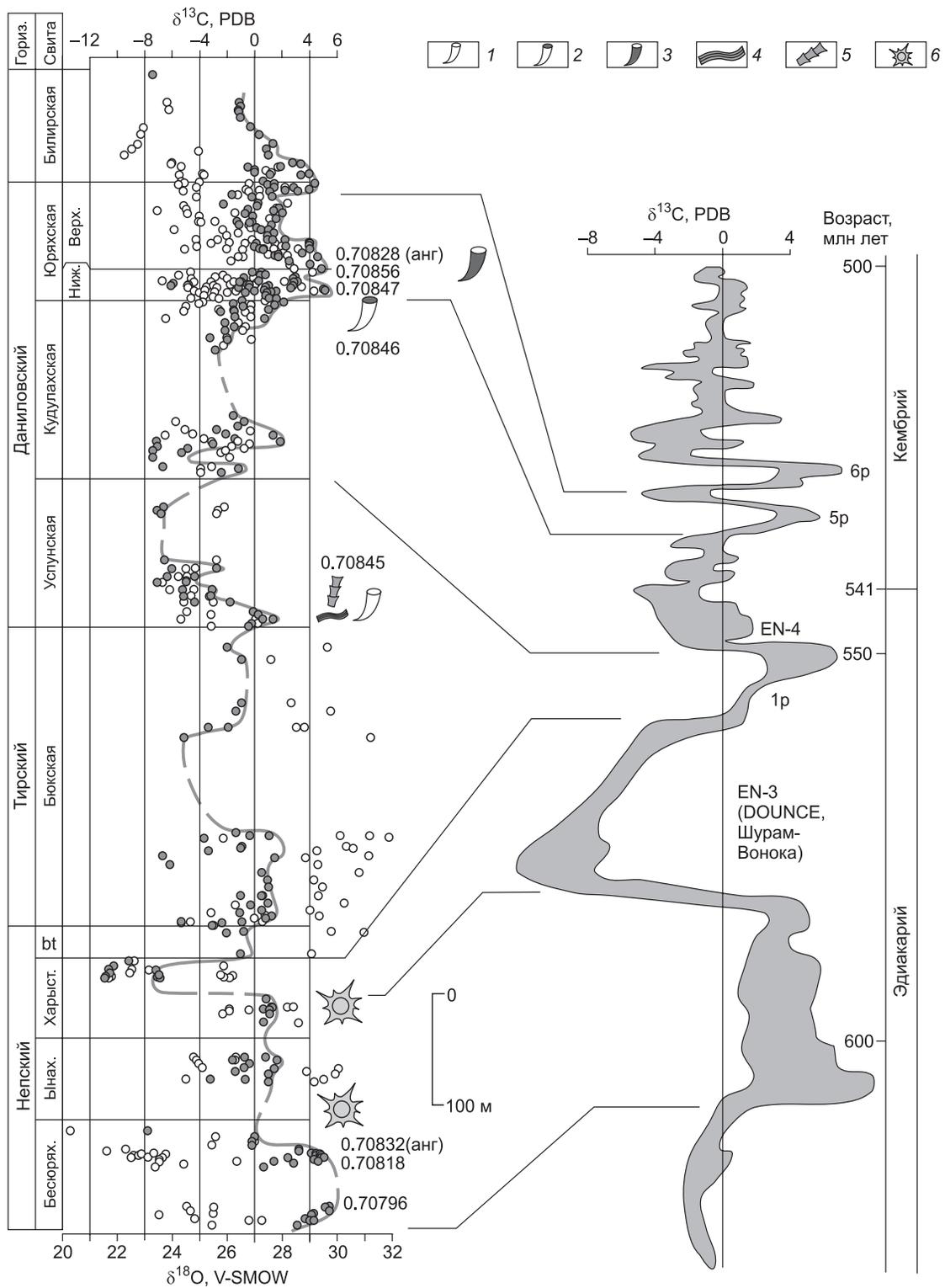


Рис. 6. Сводная кривая вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) в карбонатных породах для венда—нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы и вариант ее сопоставления с глобальной сводной кривой $\delta^{13}\text{C}$ [Saltzman, Thomas, 2012].

Справа от кривой приведены минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах и ангидритах (анг). 1—6 — положение находок палеонтологических остатков: 1 — зоны *Anabarites trisulcatus*, 2 — зоны *Purella antiqua*, 3 — томмотского яруса нижнего кембрия, 4 — вендотениевых водорослей, 5 — *Namacalathus* sp., 6 — эдиакарских акантоморфных микрофоссилий. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3—5.

ных на северо-востоке Сюгджерской седловины (см. рис. 1 и 4). В других разрезах этот нижний экскурс не проявлен; более того, в скв. Ханнинской-322-0 на этом уровне встречаются образцы с $\delta^{13}\text{C}$ до -5‰ . Примечательно, что в этом случае низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ связаны с доломитами, тогда как более высокие приурочены к горизонтам известняков. Вероятно, более высокие отношения $\delta^{13}\text{C}$ для данного уровня более приближены к первичной характеристике морской воды палеобассейна, тогда как резкое снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ может быть связано с последующей доломитизацией. Кроме того, заметна некоторая несинхронность границ свит и подсвит в используемых стратиграфических разбивках по отношению к резким колебаниям изотопного состава углерода (см. рис. 4).

В подстилающей кудулахской свите значения $\delta^{13}\text{C}$ умеренно-негативные (-1‰ – -3‰). Однако выражено резкое снижение $\delta^{13}\text{C}$ до -5‰ – -7‰ после небольшого позитивного экскурса в нижней части свиты (см. рис. 4), что отмечено в трех скважинах (О-286-1, О-252-0 и Х-322-0), причем вне зависимости от состава породы (известняк или доломит). В образцах из успунской свиты преобладают негативные (-6‰ – -7‰) значения $\delta^{13}\text{C}$, сменяющиеся слабоположительными (до 2‰) вблизи подошвы свиты. В бюкской свите тирского горизонта преобладают слабонегативные значения $\delta^{13}\text{C}$ и слабоположительные вблизи подошвы (рис. 5). Выделяются два уровня с пониженными до -5‰ – -7‰ значениями $\delta^{13}\text{C}$, которые отчетливо приурочены к горизонтам, обогащенным глинисто-алевритовым и песчаным обломочным материалом. В верхней части непского горизонта значения $\delta^{13}\text{C}$ резко снижаются до -7‰ – -8‰ на востоке района (харыстанская свита) и до -11‰ на западе (верхи паршинской свиты). Однако уже вблизи подошвы харыстанской свиты и в середине паршинской свиты значения возвращаются к околонулевым. Такие же или слабонегативные (до -1.3‰) значения наблюдаются в ынахской свите, а наиболее древние слои непского горизонта с карбонатами (бесюряхская свита) характеризуются выраженным положительным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ до 5.5‰ (см. рис. 5).

Изотопный состав кислорода в изученных пробах также изменяется в довольно широком диапазоне — от 18.6 до 32.0‰ V-SMOW (-12‰ – $+1\text{‰}$ V-PDB). В билирской свите и в даниловском горизонте для основной части образцов $\delta^{18}\text{O}$ лежит в интервале 23 – 28‰ и не опускается ниже 22‰ V-SMOW. Обращают на себя внимание высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ до 30 – 32‰ в бюкской свите, где широко представлены эвапоритовые осадочные породы. В непском горизонте значения $\delta^{18}\text{O}$ характеризуются достаточно большим разбросом: в образцах с максимальным содержанием глинистой примеси оно снижа-

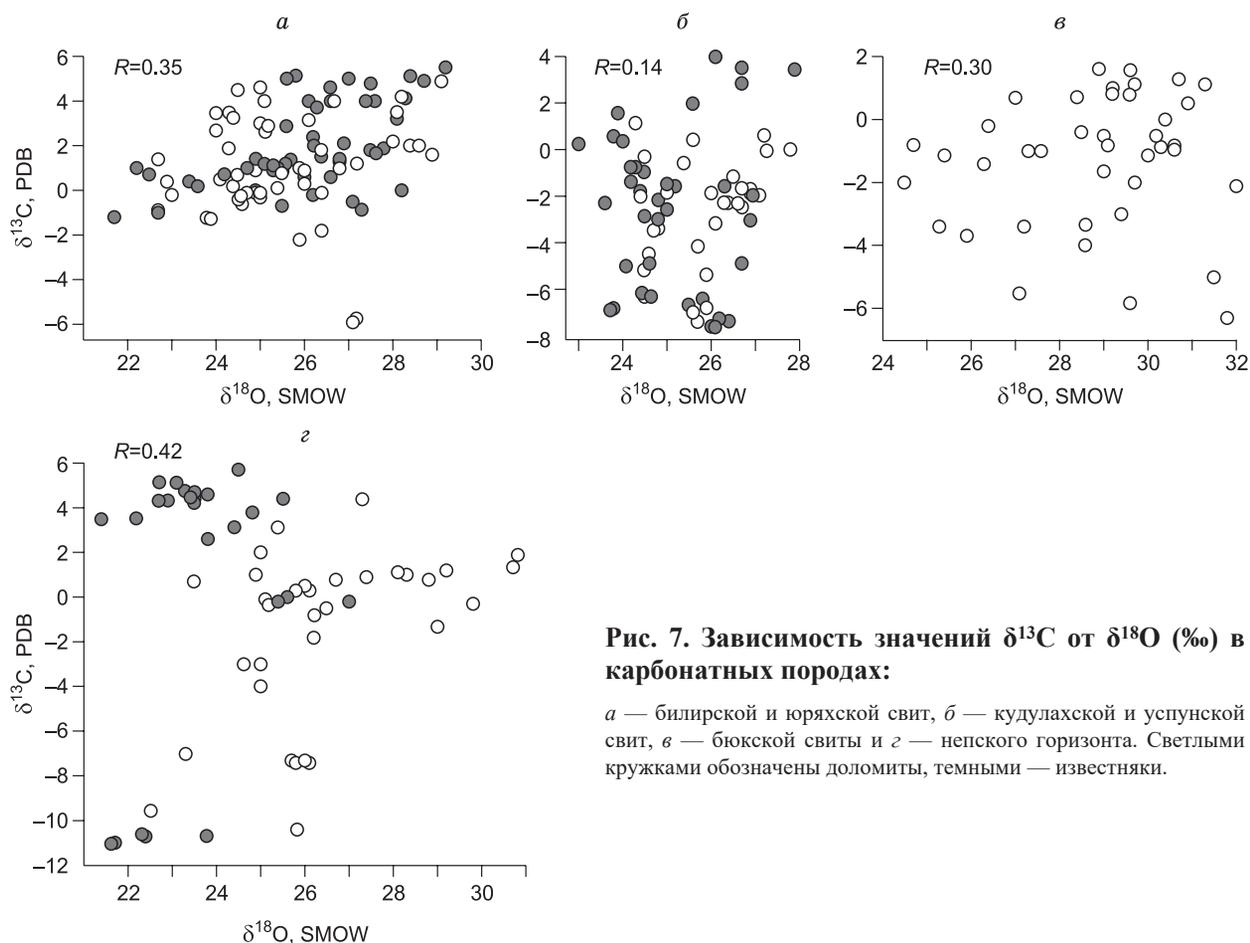


Рис. 7. Зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ от $\delta^{18}\text{O}$ (‰) в карбонатных породах:

a — билирской и юряхской свит, *b* — кудулахской и успунской свит, *v* — бюкской свиты и *z* — непского горизонта. Светлыми кружками обозначены доломиты, темными — известняки.

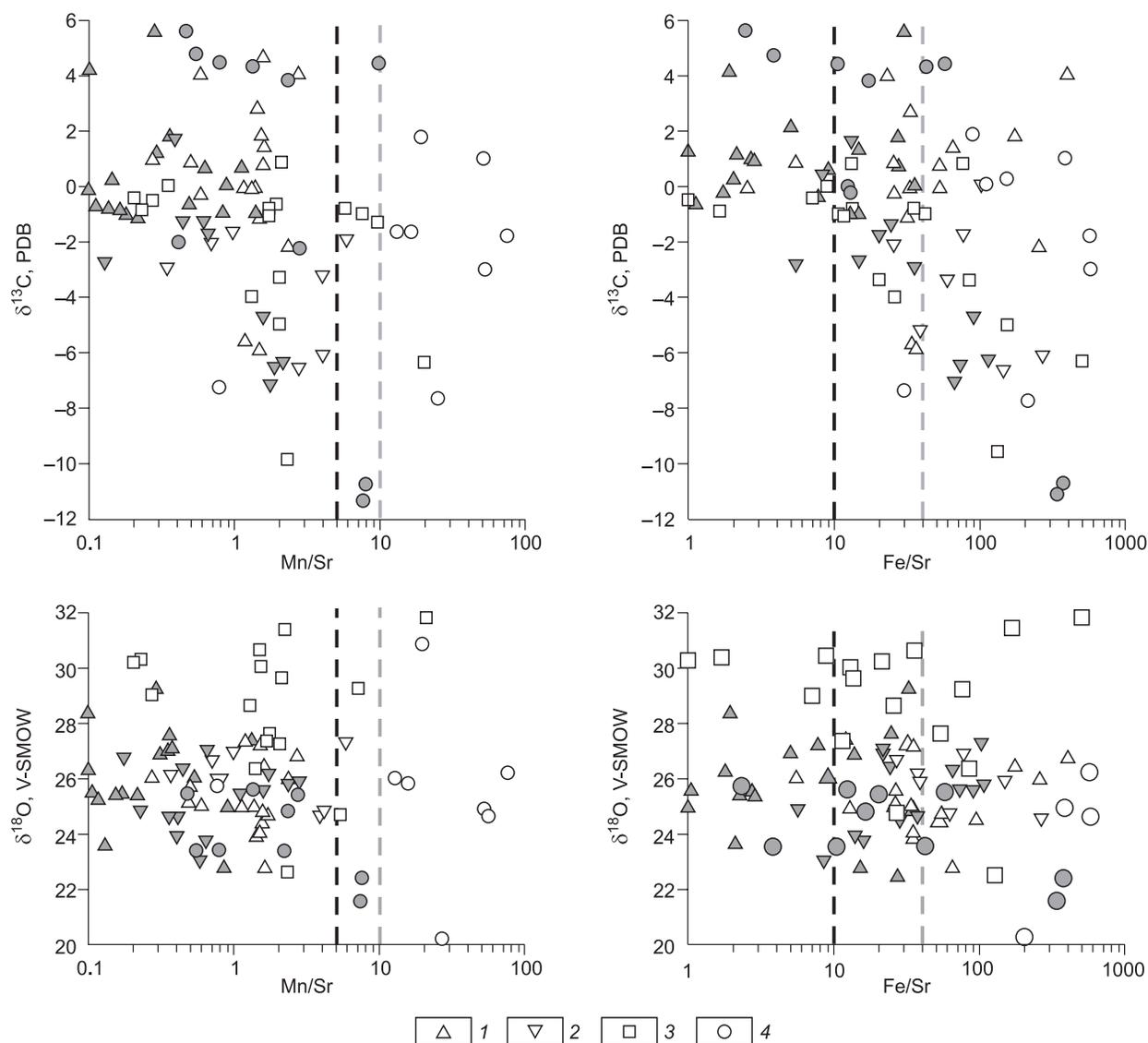


Рис. 8. Зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) от отношений Mn/Sr и Fe/Sr.

1 — билирская и юрхская свиты; 2 — кудулахская и успенская свиты; 3 — бюкская свита; 4 — непский горизонт. Светлыми значками обозначены доломиты, темными — известняки. Штриховыми линиями показаны значения Mn/Sr и Fe/Sr, согласно геохимическим критериям отделяющие неизменные породы от измененных (светлая линия для доломитов, темная линия для известняков).

ется до 21—22 ‰ и в одном образце составляет 18.6 ‰. Для более чистых карбонатных образцов, особенно в верхней части горизонта (ынахская и харыстанская свиты) оно может достигать 29—30 ‰.

При обобщении данных по изотопному составу углерода и кислорода для карбонатных пород венда и низов кембрия нами учитывались пропорциональное изменение мощности отдельных свит и размыв в верхней части бюкской свиты, характерный для центральных районов Непско-Ботуобинской антеклизы (скв. ЗБ-362-0). Сводная кривая вариаций $\delta^{13}\text{C}$ для внутренних районов Сибирской платформы (рис. 6), составлена по максимальным значениям $\delta^{13}\text{C}$ для каждого стратиграфического уровня, отвечающим образцам с ненарушенными (насколько это возможно) изотопными системами (см. ниже).

Изотопный состав стронция. Изучен 21 образец из четырех скважин (М-223-0, СМ-225-0, Х-322-0 и Ч-279). Из них 15 образцов карбонатных осадочных пород с нескольких стратиграфических уровней, пять образцов ангидритов из бесюрхской, харыстанской, бюкской и юрхской свит (см. табл. 3). Кроме того, был определен изотопный состав Sr в образце из включения магнезита в низах бюкской свиты. В верхней части разреза, отвечающей даниловскому горизонту, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в шести образцах известняков заключено в пределах 0.70841—0.70850. Эти значения соответствуют известным для переходных от венда к кембрию толщ, расположенных в окраинных бассейнах Сибирской платформы

[Kaufman et al., 1996; Семихатов и др., 2003; Кузнецов и др., 2014]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в одном образце ангидрита из юрхской свиты составило 0.70828, что достаточно близко к значениям, полученным по известнякам из этой свиты. В нижней части бюкской свиты тирского горизонта отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образце ангидрита составляет 0.70915. Однако в породах этого стратиграфического уровня часто наблюдается примесь глинистого материала до 20—25 %, что приводит к контаминации ангидрита радиогенным ^{87}Sr . Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образце магнезита из бюкской свиты составляет 0.71542, что значительно выше, чем в морских карбонатных осадках венда—кембрия. Подобная изотопная характеристика указывает на эпигенетическую природу магнезита [Кузнецов и др., 2007, 2008], либо на его осаждение в изолированном бассейне с резко аномальным составом вод.

В осадочных породах непского горизонта было изучено 10 образцов известняка, два доломита и один образец ангидрита (см. табл. 3). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в чистых известняках и в одном образце ангидрита лежит в интервале 0.70795—0.70832. Это значение повышается до 0.70856—0.70964 в известняках и ангидрите с большой (10—25 %) примесью глинистого материала. Самые высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70976—0.71002) относятся к глинистым доломитам. Таким образом, присутствие алюмосиликатной примеси искажает отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ первичного карбонатного осадка за счет радиогенного ^{87}Sr . Самые низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигают 0.70796—0.70798 и наблюдаются в известняках бесюрхской свиты в скв. М-223-1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Степень сохранности изотопных систем. В качестве геохимических критериев сохранности первичных изотопных соотношений и пригодности полученных результатов для стратиграфических интерпретаций использованы значения $\delta^{18}\text{O}$, зависимость отношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 7), отношения Fe/Sr и Mn/Sr (рис. 8), а также связь этих параметров между собой. Сравнительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в большинстве изученных образцов (выше 21—22 ‰ V-SMOW или -9.6...-8.6 ‰ V-PDB) можно рассматривать как свидетельство незначительных постседиментационных изменений [Kaufman, Knoll, 1995; Подковыров и др., 1998; Семихатов и др., 2004]. Соотношения $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ существенно различаются между свитами. Для юрхской и билирской свит нижнего кембрия (см. рис. 7, а) положительная связь между этими параметрами выражена неявно ($R = 0.35$). Выделяются две группы — одна с околонулевыми (-2...+2 ‰) и вторая с положительными (+4...+6 ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$. Доломиты в этой же выборке имеют в целом более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ в сравнении с известняками.

Для улупской и кудулахской свит зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ почти не выражена ($R = 0.14$) (рис. 7, б). Для бюкской свиты положительная зависимость между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ заметна лишь для образцов с наиболее высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 7, в). В непском горизонте положительная корреляция между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ ($R = 0.42$) намечается лишь для доломитов (см. рис. 7, г), тогда как известняки и мергели отчетливо распадаются на три группы с высокими (~4 ‰), околонулевыми и отрицательными (-10...-11 ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Отношения Fe/Sr и Mn/Sr для большинства изученных образцов достаточно высокие и превосходят пограничные значения 5.0 и 0.2 соответственно, принимаемые в качестве «граничных» при селекции образцов с наименее нарушенными Rb-Sr изотопными системами карбонатных минералов в осадочных породах [Кузнецов и др., 2005, 2008]. Исключение составляют лишь несколько образцов известняков из юрхской и кудулахской свит (см. табл. 3, рис. 8). Для прочих образцов, исходя из геохимических критериев, нельзя исключить некоторое обогащение радиогенным стронцием на стадии эпигенеза. С другой стороны, наиболее чистые от силикатной примеси известняки юрхской свиты часто представлены водорослевыми и обломочными разностями, которые в силу достаточно высокой начальной пористости и проницаемости сильнее подвержены различным постседиментационным изменениям в сравнении с более глинистыми разновидностями. Для изотопных систем углерода и кислорода используются менее жесткие критерии: Mn/Sr < 5 и Fe/Sr < 10 для известняков и Mn/Sr < 10 и Fe/Sr < 40 для доломитов [Kaufman et al., 1996; Подковыров и др., 1998; Семихатов и др., 2004; Хабаров, Изох, 2014]. В этом случае количество образцов, для которых значения $\delta^{13}\text{C}$ можно рассматривать как близкие к первичным, оказывается достаточно высоким (см. рис. 8). При этом превышение критического значения по показателю Fe/Sr наблюдается в большем количестве образцов, чем по соотношению Mn/Sr. Однако, принимая во внимание то, что содержания Fe в изученных образцах коррелируют с концентрациями кремнезема, глинозема и титана (см. табл. 2), можно предположить, что высокие содержания железа, определяемые в валовой пробе, связаны в основном с обломочной, а не с хемогенной составляющей. Таким образом, повышенные содержания силикатной примеси в некоторых образцах лишь незначительно повлияли на первичный изотопный состав углерода и кислорода в карбонатной фазе.

Изучение шлифов с различных стратиграфических уровней показало, что перекристаллизация первичных карбонатных зерен наиболее выражена для значительной части органогенно-обломочных известняков юрхской и билирской свит. На этом же уровне распространена доломитизация, избира-

тельность которой проявляется в самом различном масштабе — от долей миллиметра до десятков метров. Кроме того, интенсивная перекристаллизация обычна для ангидритистых доломитов бюксской свиты. С ростом содержания алевритово-глинистой составляющей, постседиментационный рост зерен карбонатных минералов уменьшается, однако в случае присутствия ангидрита остается все же заметным. На меньшую подверженность глинистых карбонатных пород постседиментационным изменениям, искажающим первичный С-изотопный состав, указывается в предыдущих исследованиях [Подковыров и др., 1998; Хабаров, Пономарчук, 2005; и др.].

Присутствие в выборке достаточно большого количества образцов с высоким содержанием силикатного материала существенно ограничивает применение геохимических критериев, поскольку содержания Fe и Mn в них, как правило, многократно превышают таковые в «чистых» карбонатах. Поэтому другим аргументом в пользу хорошей сохранности первичных С- и О-изотопных характеристик большинства образцов свидетельствует повторяемость вариаций кривой $\delta^{13}\text{C}$ на одинаковом или близком стратиграфическом уровне в скважинах, удаленных друг от друга на многие десятки километров (рис. 4, 5). С постседиментационными изменениями, вероятно, связаны лишь пониженные на ~5 ‰ значения $\delta^{13}\text{C}$ в отдельных образцах доломитизированных известняков юрхской свиты, отмеченные в узком стратиграфическом диапазоне и не повторяющиеся в других скважинах. Учитывая высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в этих образцах, можно предположить, что обеднение тяжелым изотопом углерода произошло в данном случае на стадии диагенеза в результате взаимодействия карбонатов с продуктами окисления органического вещества. Широкое распространение битуминозных разностей карбонатных пород на этом стратиграфическом уровне может быть косвенным аргументом в пользу этой точки зрения.

Важнейшие С-изотопные события в разрезе венда—нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы. В сводной кривой $\delta^{13}\text{C}$ для этого стратиграфического интервала (см. рис. 6) выделяется ряд крупных позитивных и негативных экскурсов, которые могут быть с различной степенью уверенности сопоставлены с глобальными вариациями изотопного состава карбонатного углерода эдиакария и кембрия [Halverson et al., 2010; Maloof et al., 2010a; Saltzman, Thomas, 2012]. Два позитивных (до 5.5 ‰) пика в нижней части юрхской и билирской свит, нижний из которых близок к подошве томмотского яруса, сравнимы с аналогичными экскурсами («5р» и «бр») в нижней части кембрия, которые были установлены в разрезах Марокко [Maloof et al., 2005, 2010b]. Согласно U-Pb датировкам по циркону из туфов, верхний экскурс имеет возраст 525—527 млн лет, а нижний около 530—533 млн лет [Maloof et al., 2010a]. В разрезе Оленекского поднятия северо-востока Сибирской платформы представительный комплекс томмотских окаменелостей появляется в разрезах кессюсинской серии чуть ниже крупного положительного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ до 5 ‰ [Марусин, 2016]. В слоях, где обнаружен этот экскурс, из прослая туфов получен U-Pb возраст по циркону 529.56 ± 0.24 млн лет [Kaufman et al., 2012]. Таким образом, положение основания томмотского яруса, датируемое по уточненным данным около 530 млн лет, независимо устанавливается вблизи подошвы юрхской свиты как палеонтологическими, так и изотопно-геохимическими данными. Наблюдаемое несовпадение в пределах нескольких (до 7—8) метров положения как нижнего, так и верхнего томмотских экскурсов относительно подошв билирской и юрхской свит в разных скважинах, в большей степени является следствием миграции фаций, чем асинхронностью изменения параметров глобального углеродного цикла и изотопных аномалий.

В дотоммотском интервале сводной глобальной кривой $\delta^{13}\text{C}$ после серии экскурсов второго порядка следующим значительным С-изотопным событием является негативный пик EN-4, который в Международной шкале располагается вблизи подошвы фортуновского яруса и датируется примерно 541 млн лет [Zhu, Xiao, 2007]. В этой и ряде других обобщающих работ [Maloof et al., 2010a] предполагается, что этот уровень соответствует возрасту массового появления мелких скелетных остатков. Вместе с тем древнейшие представители этой группы *Cambrotubulus* известны в разрезах Оленекского поднятия в отложениях древнее 544 млн лет [Рогов и др., 2015], а во внутренних районах они найдены в катангской свите, являющейся стратиграфическим аналогом успунской свиты [Кочнев, Карлова, 2010]. Не исключено, что аналогом экскурса EN-4 является негативный экскурс в нижней части кудулахской свиты (нижележащий негативный экскурс в успунской свите явно более протяженный, чем EN-4), но к сожалению, отсутствие находок мелкораковинных остатков зоны *Purella antiqua* в нижней части кудулахской свиты пока не позволяет это подтвердить.

Следующим в ряду изотопных событий позднего венда и эдиакария является относительно кратковременный положительный экскурс «1р» до 5—6 ‰, наблюдаемый в разрезе Намибии, Омана и Китая и датируемый около 548—551 млн лет [Fike et al., 2006]. В разрезах Сибирской платформы вероятный аналог этого позитивного экскурса с амплитудой около 4 ‰ наблюдается на близком стратиграфическом уровне в нижней части старореченской свиты Западного Прианабарья [Kaufman et al., 1996], в нижней части хатысытской свиты Оленекского поднятия [Knoll et al., 1995] и в устьюдомской свите Учуро-Майского региона [Семихатов и др., 2004]. На юге Сибирской платформы его наличие предполагается в нижней части жербинской свиты в разрезах запада Патомского нагорья, тогда как на востоке данного региона этот стратиграфический уровень с высокими (5—6 ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$

может выклиниваться [Покровский, Буякайте, 2015] либо нивелироваться постседиментационными изменениями. В предлагаемой сводной кривой вариаций $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 5) для внутренних районов платформы столь высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в верхневендской части разреза не обнаружены. Вместе с тем в нижней части тирского горизонта (как и в нижней части даниловского) присутствует положительный экскурс с амплитудой до 4—5 ‰, однако на фоне преобладания отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ в вышележащих толщах это соотношение не превышает на этом уровне 1—2 ‰, что существенно ниже, чем в нижней части жербинской свиты запада Патомского нагорья.

Происхождение резкой отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ (до $-8\text{...}-11\text{‰}$) в верхней части непского горизонта дискуссионно. С одной стороны, такие признаки аноксидных обстановок, как зеленовато-серая окраска и включения пирита, могут указывать на существенное влияние раннедиагенетических процессов и окисленного органического вещества на облегченный изотопный состав карбонатного углерода. Резкое преобладание силикокластических пород на этом уровне обусловило высокие содержания Fe и Mn, что не позволяет использовать геохимические критерии сохранности изотопных систем. С другой стороны, верхненепский негативный экскурс по амплитуде, мощности, литотипам и положению в разрезе идентичен негативному C-изотопному событию DOUNCE в верхней части формации Доушаньто Южного Китая [Lu et al., 2013], коррелируемому со среднеэдиакарским (580—551 млн лет) C-изотопным событием Шурам-Вонока, хорошо распознаваемым во многих эдиакарских карбонатных бассейнах мира. Как и негативный экскурс DOUNCE, отрицательная аномалия в верхней части непского горизонта также не превосходит по мощности нескольких десятков метров, о чем свидетельствуют околонулевые значения $\delta^{13}\text{C}$ в средней части паршинской и в нижней части харыстанской свит (см. рис. 5, 6). Точный возраст, длительность и происхождение C-изотопной аномалии Шурам-Вонока является предметом дискуссии, выходящей далеко за рамки данной работы. Однако его высокий корреляционный потенциал, по крайней мере на юге Сибирской платформы, определяется присутствием карбонатов с ультраин-

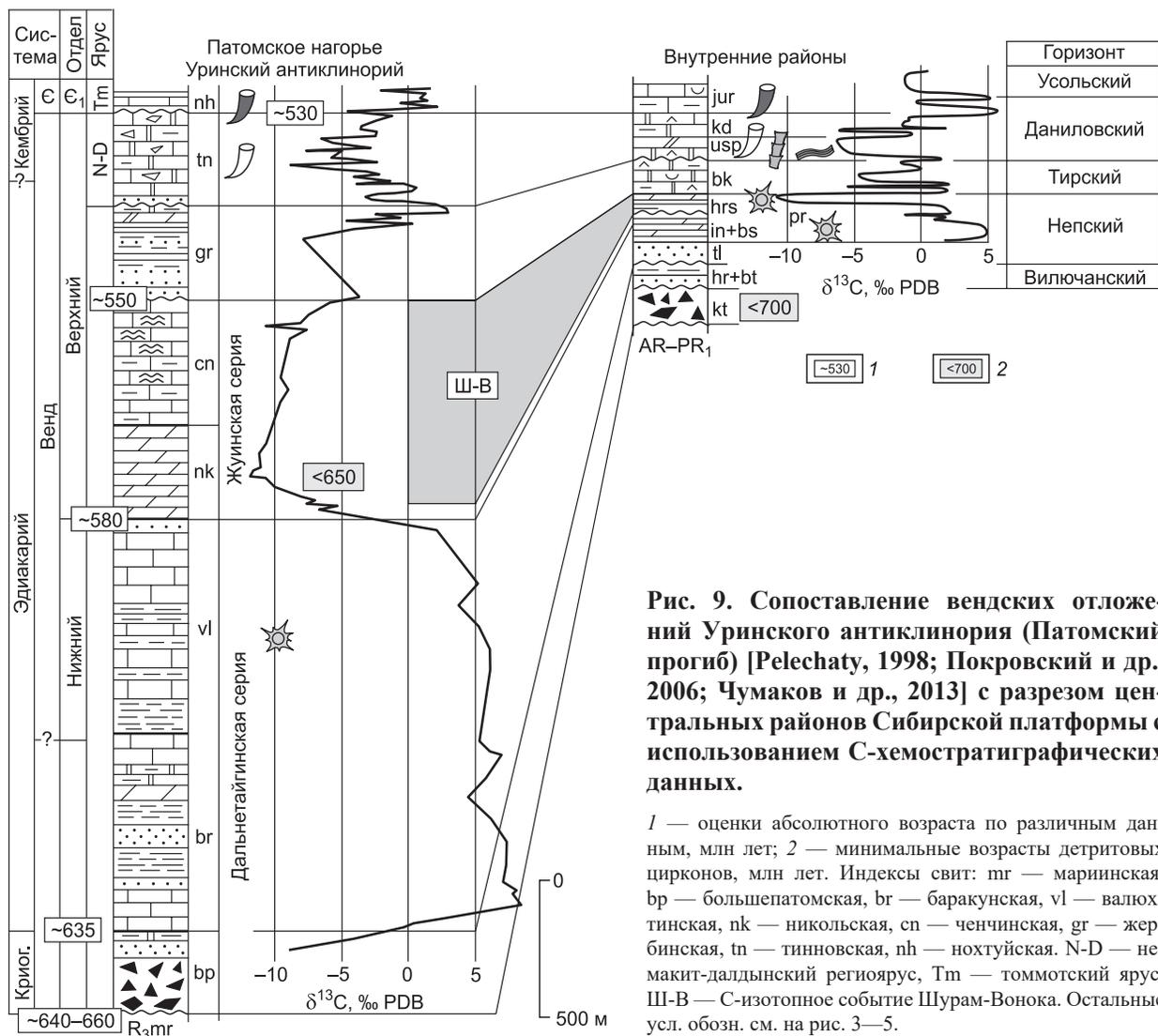


Рис. 9. Сопоставление вендских отложений Уринского антиклинория (Патомский прогиб) [Pelechaty, 1998; Покровский и др., 2006; Чумаков и др., 2013] с разрезом центральных районов Сибирской платформы с использованием C-хемостратиграфических данных.

1 — оценки абсолютного возраста по различным данным, млн лет; 2 — минимальные возрасты детритовых цирконов, млн лет. Индексы свит: mg — маринская, br — большепатомская, br — баракунская, vl — валохтинская, nk — николевская, cn — ченчинская, gr — жербинская, tn — тинновская, nh — нохтуйская. N-D — немакит-далдынский региоюрс, Tm — томмотский ярус. Ш-В — C-изотопное событие Шурам-Вонока. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3—5.

кими (–8...–12 ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях юкандинской свиты Юдомо-Майского прогиба, жуинской серии Патомского прогиба и их аналогов, имеющих самую различную фациальную природу — от мелководных строматолитовых и оолитовых известняков до карбонатно-глинистых отложений дистального шельфа [Семихатов и др., 2004; Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009; Покровский, Буякайте, 2015].

Нижняя часть непского горизонта в объеме бесюряхской свиты характеризуется положительными (до 5.5 ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 5, 6). В глобальной кривой вариаций $\delta^{13}\text{C}$ этот уровень может полностью или частично соответствовать достаточно протяженному интервалу, отвечающему раннему (580—635 млн лет) эдиакарию. Выше этого интервала иногда выделяется еще один негативный экскурс EN2 [Zhu, Xiao, 2007], однако наши данные, за исключением единственного определения $\delta^{13}\text{C}$ (–7.7 ‰) в скв. Ч-279, не позволяют его проследить. От отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в кровле непского горизонта эта часть кривой отделена достаточно протяженным интервалом с околонулевыми (–2...+1 ‰) значениями, наблюдаемыми в нижней части харыстанской и в средней части паршинской свит, а также в бнахской свите.

Таким образом, в сводном разрезе центральных районов Сибирской платформы в интервале от нижнего венда до томмотского яруса нижнего кембрия распознается существенная часть глобальных С-изотопных событий. Это в первую очередь крупные положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ вблизи подошвы и в средней части томмотского яруса нижнего кембрия, а также негативный экскурс, близкий к событию Шурам-Вонока и нижележащий положительный экскурс. Другие С-изотопные события эдиакария распознаются не столь уверенно, что связано либо с выклиниванием отдельных стратиграфических уровней, либо их корреляция пока слабо обоснована ввиду недостаточной геохронологической и палеонтологической изученности региона. Кроме того, мы не можем исключать наличия внутрибассейновых вариаций $\delta^{13}\text{C}$, обусловленных палеоглубиной, газовым режимом вод и влиянием эдиакарских бентосных микробиальных сообществ на изотопное фракционирование углерода вблизи границы вода—осадок. Существенная роль этих факторов для эпиплатформенных бассейнов показана в разрезе эдиакария Южного Китая [Zhu et al., 2013; Cui et al., 2015; и др.].

Региональная корреляция с использованием хемостратиграфических данных. Наиболее близкими к рассмотренным разрезам и изученными в том числе в изотопно-геохимическом плане являются разрезы Патомского прогиба, которые предлагается рассматривать в качестве опорных для венда Южной Сибири [Чумаков и др., 2013]. В верхней части патомского разреза (тинновская и жербинская свиты) из-за существенных постседиментационных изменений изотопные системы в карбонатных осадочных породах, по всей видимости, были нарушены [Pelechaty, 1998], поэтому для корреляции этого интервала решающее значение имеют находки мелкораковинных окаменелостей [Хоментовский и др., 2004] (рис. 9). Перерыв в подошве тинновской свиты сопоставляется с аналогичным перерывом в подошве даниловского горизонта. Регрессивно построенная жербинская свита является аналогом бюкской свиты тирского горизонта. Крупная негативная С-изотопная аномалия в жуинской серии в таком случае будет отвечать верхней части непского горизонта, что, кроме наших данных, подтверждается литологической и хемостратиграфической корреляцией верхней части торгинской свиты в скважинах Березовского прогиба, с одной стороны, с непским горизонтом во внутренних районах платформы [Стратиграфия..., 2005], а с другой, — с жуинской серией Патомского прогиба [Покровский и др., 2006]. Нижняя часть непского горизонта с положительным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ соответствует всей дальнетайгинской серии или ее части. Кроме изотопно-геохимических данных, такая корреляция подтверждается появлением на одном уровне сложно орнаментированных органостенных микрофоссилий, типичных для эдиакария [Голубкова и др., 2010; и др.]. Диамиктиты большепатомской свиты могут с определенной условностью быть сопоставлены с ледниковым комплексом в основании разреза внутренних районов. Такой корреляции также не противоречат данные по минимальным возрастам обломочных цирконов из жуинской серии [Чумаков и др., 2011] и из диамиктитов конгломератовой толщи [Кочнев и др., 2015] (см. рис. 9).

Возраст основания дальнетайгинской серии Патомского прогиба прямыми методами не установлен, однако, исходя из минимальных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баракунской свите 0.7073 [Покровский и др., 2006], предполагается, что он древнее 600 млн лет. С учетом возможной корреляции большепатомских тиллитов с глобальным оледенением Марино (635—650 млн лет) [Чумаков, 2015], подошва дальнетайгинской серии может быть несколько древнее значения 635 млн лет, принятого в Международной шкале для основания эдиакария [Кузнецов и др., 2014]. Это стало одним из аргументов для удревления нижней границы венда Общей стратиграфической шкалы до 640 млн лет [Семихатов и др., 2015]. Вне зависимости от того, будет ли возраст нижней границы венда в будущем пересмотрен, либо значение 600 млн лет, полученное для основания венда на Среднем Урале [Гражданкин, Маслов, 2015], будет оставлено в Общей шкале как отделяющее венд от рифея, вывод о близком стратиграфическом объеме патомского комплекса южного обрамления и разреза центральных районов Сибирской платформы имеет важное значение для ряда прикладных задач. В частности, он дает основу для более точной корреляции позднедокембрийских нефтегазоносных отложений, развитых в северном и восточном обрамлении Патомского прогиба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные изотопно-геохимические исследования позволили составить первую представительную кривую вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных отложениях венда и томмотского яруса нижнего кембрия для центральных районов Сибирской платформы. Высокие ($>22\%$ V-SMOW) значения $\delta^{18}\text{O}$, повторяемость большинства крупных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ от разреза к разрезу на близком уровне, а также соответствие существенной части образцов геохимическим критериям позволяют сделать вывод о высокой степени сохранности изотопных систем в карбонатных осадочных породах для большинства стратиграфических уровней. Постседиментационные преобразования, значительно нарушившие начальные значения $\delta^{13}\text{C}$, выявлены в верхней части изученного разреза и более характерны для юго-запада региона, где преобладают высокопроницаемые и засоленные породы, образовавшиеся в мелководных условиях.

В пределах изученного стратиграфического интервала значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных осадочных породах изменяются от -11 до $+6\%$ V-PDB. В нижней части билирской и юрхской свит устанавливаются два крупных положительных экскурса. Верхний экскурс (до 5%) в основании билирской свиты более выдержан по простиранию. Нижний экскурс (до 5.5%) вблизи основания юрхской свиты встречается лишь в скважинах на северо-востоке, где влияние постседиментационных изменений менее проявлено. Вблизи подошвы нижнего экскурса впервые появляются остатки томмотского яруса нижнего кембрия, что позволяет сопоставлять эту часть разреза с экскурсом «5р» на глобальной кривой вариаций $\delta^{13}\text{C}$, имеющим возраст около 530 млн лет. Положение верхней границы эдиакария в изученных разрезах пока остается дискуссионным ввиду недостатка других данных о возрасте. В средней и нижней части даниловского горизонта и в бюксской свите преобладают околонулевые или негативные, до $-5\ldots -7\%$ значения $\delta^{13}\text{C}$, которые вблизи основания успунской и бюксской свит повышаются до слабо положительных ($1\text{—}2\%$).

В верхней части непского горизонта обнаружена толща мощностью до нескольких десятков метров с высокоамплитудной негативной аномалией $\delta^{13}\text{C}$ до $-8\ldots -11\%$, по своему положению в разрезе близкая к глобальному отрицательному С-изотопному событию Шурам-Вонока (EN3, DOUNCE). Ниже этого экскурса расположен интервал с околонулевыми значениями $\delta^{13}\text{C}$, а нижняя карбонатно-глинистая часть непского горизонта в объеме бесюрхской свиты охарактеризована положительным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ до 5.5% , который характерен для раннего эдиакария (древнее 580 млн лет). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах и ангидритах даниловского горизонта составляют $0.70845\text{—}0.70856$, что соответствует известным ранее для отложений, переходных от венда к кембрию. В тирском и непском горизонте значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по всей видимости, существенно завышены по отношению к исходным в морской воде, главным образом из-за отсутствия чистых карбонатных пород и контаминации радиогенной стронция из глинистой примеси.

Полученная сводная кривая изменений изотопного состава углерода дает почву для различных корреляций отложений как на Сибирской платформе, так и за ее пределами. В частности, наиболее важным является сопоставление непского горизонта и подстилающих его отложений с дальнетайгинской и жуинской сериями Патомского прогиба южной окраины Сибирской платформы. Помимо изотопно-геохимических данных, такая корреляция подтверждается появлением на близком или одинаковом стратиграфическом уровне типичного эдиакарского комплекса микрофоссилий и ледниковых отложений ниже по разрезу. Таким образом, в наиболее стратиграфически полных разрезах центральных районов Сибирской платформы венд Общей шкалы и эдиакарий Международной шкалы представлены в полном объеме.

Авторы благодарны В.П. Жерновскому и Д.А. Петрову (ГУГГП «Якутскгеология», г. Якутск), а также А.М. Фомину, М.Ю. Скузоватову и Д.А. Токареву (ИНГТ СО РАН) за помощь при изучении керн на скважин.

Тема работы скоординирована с программой фундаментальных научных исследований РАН, проект IX.126.1.1 и задания 0153-2018-0009 и 0135-2016-0017. Изучение и опробование керн, анализ изотопного состава стронция и окончательная подготовка рукописи выполнены при поддержке грантов РФФИ № 14-05-00274 и 17-05-00418. Анализ изотопного состава углерода и кислорода, изучение химического состава осадочных пород осуществлялось при поддержке грантов РФФИ № 16-05-00487 и РНФ № 17-17-01241.

ЛИТЕРАТУРА

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 верхнекембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые, 1994, № 4, с. 49—76.

Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Минаева М.А., Покровский Б.Г. Изотопные признаки условий накопления и преобразования соленосных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Сообщение 3. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 3, с. 301—310.

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса Средней Сибири // ДАН, 2008, т. 419, № 6, с. 782—787.

Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 4, с. 3—27.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 703—717.

Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 5, с. 28—41.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Новожилова Н.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия в центральных районах Сибирской платформы: новые изотопно-геохимические и палеонтологические данные // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2014. X Междунар. науч. конгр. (8—18 апреля 2014 г., Новосибирск) Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология»: сб. материалов в 4 т. Т. 1. Новосибирск, СГГА, 2014, с. 62—66.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И. Верхненеопротерозойский гляциокомплекс центральных областей Сибирской платформы // ДАН, 2015, т. 464, с. 448—451.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т. 11, № 5, с. 3—39.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полезные ископаемые, 2005, № 3, с. 227—249.

Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в нижнерифейских карбонатных породах магнезитсодержащей саткинской свиты, Южный Урал // ДАН, 2007, т. 414, № 2, с. 233—238.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая 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. Геологическая корреляция, 2014, т. 22, № 6, с. 3—25.

Лебедев М.В., Чернова Л.С. Фациальные модели терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (10), с. 51—64.

Лебедев М.В., Моисеев С.А., Топешко В.А., Фомин А.М. Стратиграфическая схема терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 874—890.

Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. Т.И. Гуровой, Л.С. Черновой. М., Недра, 1988, 254 с.

Марусин В.В. Ископаемые следы жизнедеятельности из пограничных отложений венда и кембрия Оленекского поднятия Сибирской платформы. Автореф. дис... к.г.-м.н. Новосибирск, ИНГТ СО РАН, 2016, 21 с.

Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофаии вендской ископаемой биоты юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 748—760.

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. Геологическая корреляция, 1998, т. 6, № 4, с. 3—19.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // ДАН СССР, 1991, т. 320, № 5, с. 1245—1250.

Покровский Б.Г., Миссаржевский В.В. Изотопная корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия Сибирской платформы // ДАН, 1993, т. 329, № 6, с. 768—771.

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., 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, 2006, № 5, с. 505—530.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, Sr и хемотратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые, 2012, № 2, с. 197—220.

Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск, СНИИГТиМС, 1989, 64 с.

Рогов В.И., Карлова Г.А., Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В. Время формирования первой биостратиграфической зоны венда в сибирском гипостратотипе // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 735—747.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Pb-Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских 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., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 5, с. 3—28.

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. Геологическая корреляция, 2015, т. 23, № 6, с. 16—27.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Н.В. Мельников. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2005, 428 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1 / Ред. Ю.Я. Шабанов. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2016. 491 с.

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.

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.

Хоментовский В.В., Файзуллин М.Ш., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юго-запада Сибирской платформы // ДАН, 1998а, т. 362, № 6, с. 813—815.

Хоментовский В.В., Федоров А.Б., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия во внутренних районах севера Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1998б, т. 6, № 1, с. 3—11.

Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (4), с. 465—484.

Чумаков Н.М. Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М., ГЕОС, 2015, 160 с.

Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. Вендский возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: U-Pb LA-ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 2, с. 115—119.

Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, т. 21, № 4, с. 26—51.

Шемин Г.Г., Терлеев А.А., Постников А.А., Токарев Д.А., Кочнев Б.Б. Особенности строения разреза вендско-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы, вскрытых Чайкинской параметрической скв. 279 // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2011, № 4, с. 21—29.

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.

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.

Cui H., Kaufman A.J., Xiao S., Zhu M., Zhou C., Liu X.-M. Redox architecture of an Ediacaran ocean margin: Integrated chemostratigraphic ($\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{34}\text{S}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —Ce/Ce*) correlation of the Doushantuo Formation, South China // Chem. Geol., 2015, v. 405, p. 48—62.

- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E.** Oxidation of the Ediacaran Ocean // *Nature*, 2006, v. 444, p. 744—747.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M.** Neoproterozoic chemostratigraphy // *Precambrian Res.*, 2010, v. 182, p. 337—350.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.** Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // *Precambrian Res.*, 1995, v. 73, p. 27—49.
- 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.
- Kaufman A.J., Peek S., Martin A.J., Cui H., Grazhdankin D., Rogov V., Buchwaldt R.** A shorter fuse for Cambrian explosion? // *GSA Abstr.*, 2012, v. 44 (7), p. 326.
- 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 Pestrotsvet Fm. in the Selinde section on the Siberian craton: Carbon isotopic evidence // *Geol. Mag.*, 2005, v. 142, p. 1—7.
- Kouchinsky A.V., Bengston S., Pavlov V., Runnegar B., Torssander P., Young E., Ziegler K.** Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian-Cambrian Sukharikha River Section, northwestern Siberian platform // *Geol. Mag.*, 2007, v. 144 (3), p. 1—10.
- 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.
- Lu M., Zhu M., Zhang J., Shields-Zhou G., Li G., Zhao F., Zhao X., Zhao M.** The DOUNCE event at the top of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Broad stratigraphic occurrence and non-diagenetic origin // *Precambrian Res.*, 2013, v. 225, p. 86—109.
- 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., Schrag D., Crowley J., Bowring S.M.** An expanded record of early Cambrian carbon cycling from the Anti-Atlas margin, Morocco // *Canad. J. Earth Sci.*, 2005, v. 42, p. 2195—2216.
- Maloof A.C., Porter S.M., Moore J.L., Dudas F.O., Bowring S.A., Higgins J.A., Fike D.A., Eddy M.P.** The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change // *GSA Bull.*, 2010a, v. 122, p. 1731—1774.
- 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*, 2010b, v. 38 (7), p. 623—626.
- 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.
- Moczydlowska M.** Taxonomic review of some Ediacaran achrirarchs from the Siberian platform // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136, p. 283—307.
- Pelechaty S.M.** Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London*, 1998, v. 155, p. 957—973.
- Pelechaty S.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A.** Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian-Cambrian basin dynamics, northeast Siberian craton // *J. Geol.*, 1996, v. 104, p. 543—563.
- Saltzman M.R., Thomas E.** Carbon isotope stratigraphy / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Shmitz, G.M. Ogg. *The geologic time scale*, 2012, Elsevier, p. 207—232.
- Zhu M., Xiao S.** Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China // *Chem. Geol.*, 2007, v. 237, p. 89—108.
- Zhu M., Zhang J., Yang A.** Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2007, v. 254, p. 7—61.
- Zhu M., Lu M., Zhang J., Zhao F., Li G., Aihua Y., Zhao X., Zhao M.** Carbon isotope chemostratigraphy and sedimentary facies evolution of the Ediacaran Doushantou Formation in western Hubei, South China // *Precambrian Res.*, 2013, v. 225, p. 7—28.