

**C- AND Sr-ISOTOPE CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER PROTEROZOIC – LOWER CAMBRIAN TRANSITIONAL DEPOSITS IN THE LENA-ANABAR TROUGH (NORTHEASTERN SIBERIAN PLATFORM)****B.B. Kochnev** ^{1,2,3}✉, **B.G. Pokrovsky** ³, **A.B. Kuznetsov** ⁴

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

²Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia

³Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

⁴Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 2 Makarova Emb, Saint Petersburg, 199034, Russia

ABSTRACT. Studies have been made of the carbon and strontium isotope composition in carbonate sediments of the Khorbusuonka group and Kessyusa formation corresponding to the Upper Vendian in deep Khastakhskaya-930 and Burskaya-341-0 boreholes at the northeastern margin of the Siberian Platform. The maximum $\delta^{13}\text{C}$ values in carbonates of the Turkut and Kessyusa formations in the Khastakhskaya-930 borehole are +7.0...+7.4 ‰, while the minimum $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are as low as 0.7079. Such isotope-geochemical characteristics suggest that these formations are younger (Tommotian) or older (early Vendian) than it was supposed and allow for the possibility of alternatives to their regional correlation with the Burskaya-341-0 borehole and Olenek uplift sections. The deposition of sediments of the age considered, more intensive than in the adjacent regions, may be indicative of rift-related extension settings.

KEYWORDS: Vendian; Ediacaran; Lower Cambrian; C- and Sr-isotope chemostratigraphy; Siberian Platform; Lena-Anabar trough

FUNDING: Analytical studies were supported by RSF grant 20-77-10066. Data compilation was performed using RSF grant 22-77-10096. The area of research was coordinated with state assignments for scientific work FMUW-2021-0003, FMMG-2022-0002 and FWZZ-2022-0002.

**RESEARCH ARTICLE****Correspondence:** Boris B. Kochnev, kochnevbb@ipgg.sbras.ru

Received: October 13, 2022

Revised: December 28, 2022

Accepted: January 11, 2023

FOR CITATION: Kochnev B.B., Pokrovsky B.G., Kuznetsov A.B., 2023. C- and Sr-Isotope Chemostratigraphy of the Upper Proterozoic – Lower Cambrian Transitional Deposits in the Lena-Anabar Trough (Northeastern Siberian Platform). *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (3), 0698. doi:10.5800/GT-2023-14-3-0698

English version: see article page online

С- И Sr-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ – НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЛЕНО-АНАБАРСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Б.Б. Кочнев^{1,2,3}, Б.Г. Покровский³, А.Б. Кузнецов⁴

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

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

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

АННОТАЦИЯ. Изучен изотопный состав углерода и стронция в карбонатных осадочных породах хорбусуонской серии и кессюсинской свиты, относимых к верхнему венду, в разрезе глубоких скважин Хастахская-930 и Бурская-341-0 Лено-Анабарского прогиба северо-восточной окраины Сибирской платформы. Максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах туркутской и кессюсинской свит в скважине Хастахская-930 составляют до +7.0...+7.4 ‰, а минимальные соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равны 0.7079. Такие изотопно-геохимические характеристики отложений позволяют предполагать более молодой, чем принято ранее (томмотский), либо более древний (ранневендский) возраст этих свит, что допускает альтернативные варианты их региональной корреляции с разрезами Бурской скв. 341-0 и Оленекского поднятия. Более интенсивное осадконакопление для отложений рассматриваемого возраста в сравнении со смежными регионами может указывать на обстановки растяжения, связанные с процессами рифтогенеза.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: венд; эдиакарий; нижний кембрий; С- и Sr-изотопная хемотратиграфия; Сибирская платформа; Лено-Анабарский прогиб

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Аналитические исследования проведены при поддержке РФФ, грант № 20-77-10066, обобщение данных – при поддержке РФФ, грант № 22-77-10096. Тематика исследований скоординирована с проектами госзаданий НИР FMUW-2021-0003, FMMG-2022-0002 и FWZZ-2022-0002.

1. ВВЕДЕНИЕ

Отложения верхней части венда (550–530 млн лет) Общей стратиграфической шкалы (ОСШ), соответствующие верхней части эдиакария и фортуновскому ярусу терренувского отдела кембрия Международной хроностратиграфической шкалы (МХШ), помимо беспрецедентного роста биоразнообразия («кембрийский взрыв»), характеризуются высокоамплитудными и глобально прослеживаемыми вариациями изотопного состава углерода и стронция в морских карбонатных осадочных породах [Maloof et al., 2010; Xiao et al., 2016]. В частности, положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ 5р и 6р (ZHUCE) вблизи основания томмотского яруса ОСШ и отрицательный экскурс VACE в подошве фортуновского яруса МХШ широко используются для внутри- и межрегиональных корреляций, например ([Kouchinsky et al., 2017; Marusin et al., 2019; Grazhdankin et al., 2020a; и др.]). Глобальные вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ осложнялись чередованием аноксических и кислородных обстановок в областях прибрежной седиментации, а также палеогеографическими условиями в конкретном осадочном бассейне [Sperling et al., 2015; Wood et al., 2019; Paula-Santos et al., 2017; и др.]. Наличие таких вариаций в разрезе Оленекского поднятия предполагается, в частности, для отложений хатыспытской свиты позднего венда и для переходных слоев от венда к кембрию ОСШ [Cui et al., 2016; Vykova et al., 2020; Cherry et al., 2022].

Однако несмотря на большое количество новых данных о возрасте, полученных для разрезов этого района в последнее время [Bowring et al., 1993; Rogov et al., 2015; Vishnevskaya et al., 2017; Grazhdankin et al., 2020a], детальная корреляция вендских отложений Оленекского поднятия с другими районами Сибирской платформы затруднена из-за существенных различий в строении и составе. Одним из ближайших регионов, в котором описаны отложения венда, является восточная часть Лено-Анабарского прогиба, где этот стратиграфический уровень полностью вскрыт пробуренными в конце XX в. скважинами Бурская-341-0 (Б-341-0) и Хастахская-930 (Х-930); верхние горизонты венда вскрыты также скважинами Чарчикская-1 и Усть-Оленекская-237-0 (рис. 1). Первоначально [Grausman et al., 1996] предполагалось, что в наиболее полном разрезе скв. Б-341-0 вскрыты полные аналоги солоолийской серии рифея и хорбусуонской серии венда Оленекского поднятия, что подкреплялось интерпретацией сейсмических данных [Kontorovich et al., 2013]. Впоследствии вскрытые скважинами довендские отложения на основании био- и хемотратиграфических данных были отнесены к верхнему рифею ОСШ или к тонию МХШ [Khabarov, 2015; Nagovitsin et al., 2015], тогда как возраст солоолийской серии Оленекского поднятия на основании К-Аг и Rb-Sr датировок был определен как раннесреднерифейский [Zaitseva et al., 2017]. В скв. Х-930 на основании находок скелетных микроостатков,

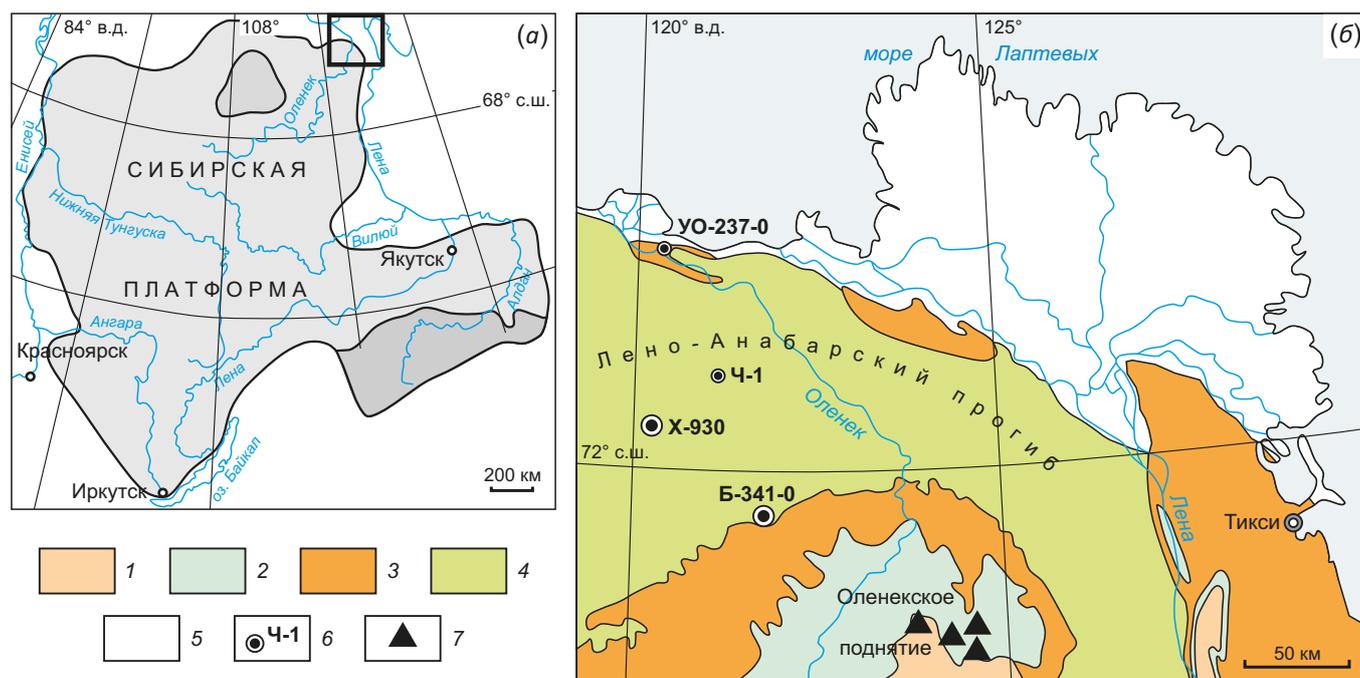


Рис. 1. Обзорная карта (а) и схема геологического строения северо-восточной окраины Сибирской платформы (б). (1–5) – отложения: 1 – докембрия, 2 – кембрия, 3 – позднего палеозоя, 4 – мезозоя, 5 – кайнозоя; 6 – глубокие скважины: УО-237-0 – Усть-Оленекская-237-0, Ч-1 – Чарчикская-1, Х-930 – Хастахская-930, Б-341-0 – Бурская 341-0; 7 – основные разрезы венды Оленекского поднятия.

Fig. 1. An overview map (а) and a geological scheme of the northeastern margin of Siberian Platform (б). (1–5) – sequences: 1 – Precambrian, 2 – Cambrian, 3 – Late Paleozoic, 4 – Mesozoic, 5 – Cenozoic; 6 – deep boreholes: УО-237-0 – Ust'-Olenekskaya-237-0, Ч-1 – Charchikskaya-1, Х-930 – Khastakhskaya-930, Б-341-0 – Burskaya-341-0; 7 – major sections of the Vendian strata of Olenek uplift.

стратиграфический объем отложений, относимых к венду, был сокращен до его самой верхней части (немакит-далдынский горизонт, или региоярус) [Nagovitsin et al., 2015]. Однако в этих же слоях, где были найдены скелетные остатки, обнаружен разнообразный комплекс органостенных микрофоссилий, которые, как считалось ранее, характерны лишь для раннего венда [Grazhdankin et al., 2020b].

Для получения дополнительных данных о возрасте и условиях формирования вендских отложений восточной части Лено-Анабарского прогиба нами проведены изотопно-геохимические исследования вендского интервала разреза скважин Бурская-341-0 и Хастахская-930. Полученные результаты ставят под сомнение принятые ранее расчленение и корреляцию отложений с опорным разрезом Оленекского поднятия, а также существующие представления об эволюции осадочного бассейна северо-восточной окраины Сибирского кратона на рубеже венда и кембрия.

2. СТРАТИГРАФИЯ

Вендские и переходные от венда к кембрию отложения, развитые на Оленекском поднятии и в восточной части Лено-Анабарского прогиба, представлены морскими эпиконтинентальными терригенно-карбонатными толщами, накапливавшимися на различных участках шельфа. Для них характерна относительно

небольшая (первые сотни метров) суммарная мощность, уменьшающаяся от окраины кратона к его центру, широкое развитие перерывов в осадконакоплении, проявления бимодального рифтогенного магматизма в пограничном интервале венда – кембрия [Shpunt et al., 1979; Rogov et al., 2015; Nagovitsin et al., 2015; Kiselev et al., 2016]. Возраст отложений обосновывается био-стратиграфическими [Grazhdankin et al., 2008; Rogov et al., 2012, 2015; Nagovitsin et al., 2015], изотопно-геохимическими [Knoll et al., 1995; Vishnevskaya et al., 2017] и геохронологическими [Bowring et al., 1993; Grazhdankin et al., 2020a] данными. Расчленение вендских отложений в разрезах глубоких скважин ввиду очень небольшого отбора керн проводится в основном по данным каротажа [Kontorovich et al., 2013]. Принятая в работе стратификация разрезов глубоких скважин, за исключением скв. Хастахская-930, соответствует опубликованной ранее [Grausman, 1995; Nagovitsin et al., 2015] (рис. 2).

Наиболее древние отложения венда в регионе представлены маастахской свитой, подразделяющейся на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью до 30 м, обнаженная по р. Хорбусуонка и вскрытая в скв. Б-341-0, сложена красноцветными, в нижней части глинистыми грубозернистыми песчаниками и гравелитами, в верхней части с крупной разнонаправленной косо слоистостью. В северной части Оленекского поднятия

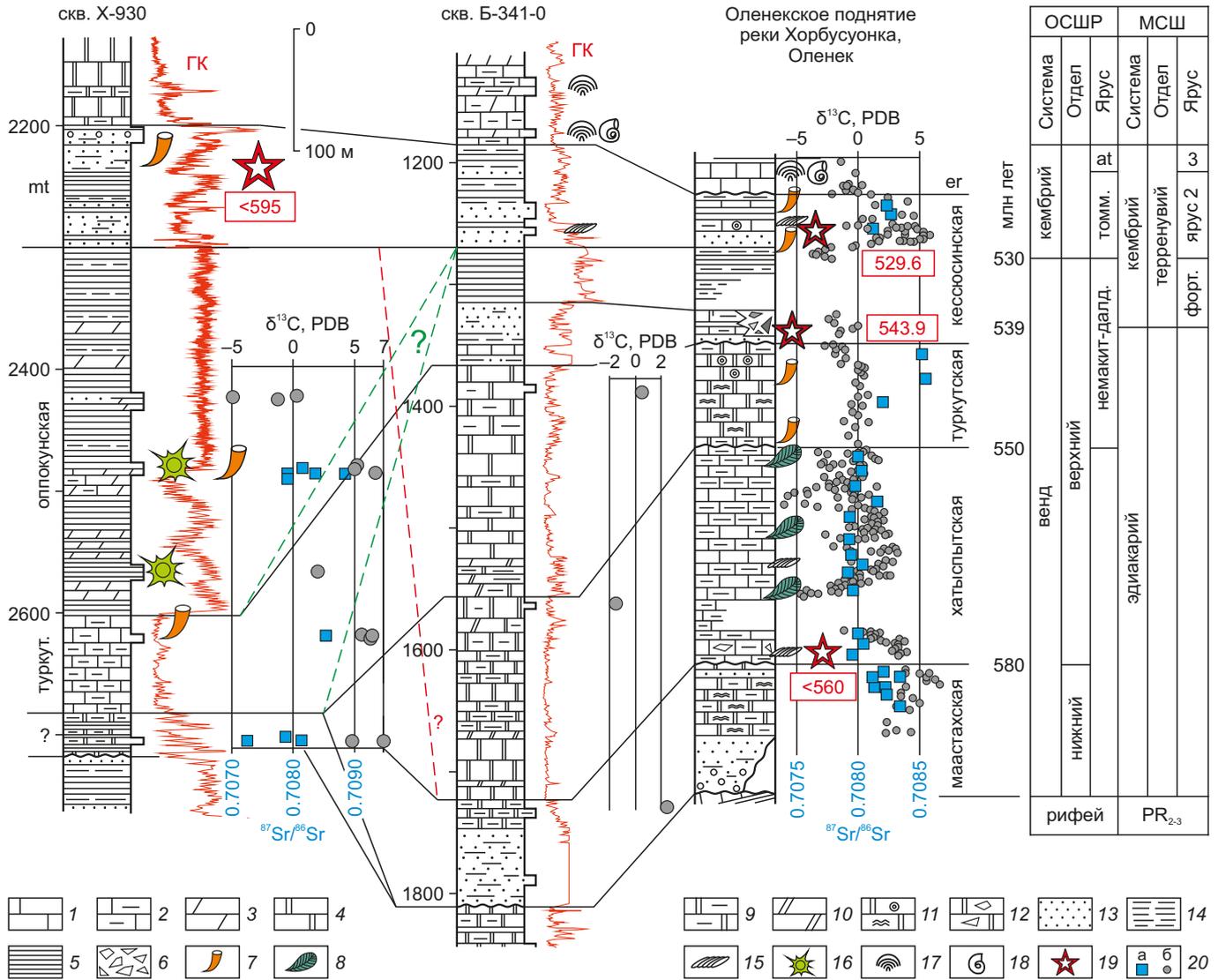


Рис. 2. Изотопно-геохимические данные и корреляция вендских отложений скважин восточной части Лено-Анабарского прогиба и разреза Оленекского поднятия.

1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – мергели; 4 – доломиты; 5 – глинистые доломиты; 6 – доломитовые мергели; 7 – биоламинитовые и оолитовые доломиты; 8 – брекчированные доломиты; 9 – песчаники; 10 – алевролиты; 11 – аргиллиты; 12 – туфобрекчии; 13–18 – ископаемые остатки [Grausman et al., 1996; Nagovitsin et al., 2015; Rogov et al., 2015; Grazhdankin et al., 2008, 2020a, 2020b]: 13 – мелкораквинная фауна (SSF), 14 – эдиакарская биота, 15 – ихнофоссилии, 16 – акантоморфные органостенные микрофоссилии, 17 – трилобиты, 18 – гастроподы; 19 – U-Pb возраст вулканических пеплов [Bowring et al., 1993; Grazhdankin et al., 2020a] и максимальный возраст осадконакопления по обломочным цирконам [Khudoley et al., 2015; Vishnevskaya et al., 2017]; 20: а – отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Vishnevskaya et al., 2017; Grazhdankin et al., 2020a; и данная работа], б – $\delta^{13}\text{C}$ [Knoll et al., 1995; Vishnevskaya et al., 2017; Grazhdankin et al., 2020a; и данная работа]. ГК – гамма-каротаж, mt – маттайская свита, er – еркекетская свита; ат – атдабанский ярус; томм. – томмотский ярус; форт. – фортуновский ярус. Цветными пунктирными линиями показаны возможные варианты корреляции (см. пояснения в тексте).

Fig. 2. Isotope and geochemical data and correlation between the Vendian deposits opened by boreholes in the eastern Lena-Anabar trough and viewed in the Olenek uplift section.

1 – limestones; 2 – clayey limestones; 3 – marls; 4 – dolostones; 5 – clayey dolostones; 6 – dolomite marls; 7 – biolaminite and oolite dolostones; 8 – dolostone breccias; 9 – sandstones; 10 – siltstones; 11 – claystones; 12 – tuff breccias; 13–18 – fossils [Grausman et al., 1996; Nagovitsin et al., 2015; Rogov et al., 2015; Grazhdankin et al., 2008, 2020a, 2020b]: 13 – small-shelly fossils, 14 – ediacara biota, 15 – ichnofossils, 16 – acantomorphous organic-walled microfossils, 17 – trilobites, 18 – gastropods; 19 – U-Pb ages of volcanic ashes [Bowring et al., 1993; Grazhdankin et al., 2020a] and maximum sedimentation ages of detrital zircons [Khudoley et al., 2015; Vishnevskaya et al., 2017]; 20: a – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios after [Vishnevskaya et al., 2017; Grazhdankin et al., 2020a; and in the present paper], б – $\delta^{13}\text{C}$ values after [Knoll et al., 1995; Vishnevskaya et al., 2017; Grazhdankin et al., 2020a; and in the present paper]. Abbreviations: ГК – gamma-logging; mt – Mattaia formation; er – Erkeket formation; ат – Atdabanian stage; томм. – Tommotian stage; форт. – Fortunian stage. Alternative variants of correlations are marked by colored dashed lines (see text for explanation).

песчаники нижней подсвиты выклиниваются. Верхняя подсвита, мощностью порядка 50 м, в обнажениях представлена глинистыми и кремнистыми биоламинитовыми, интракластовыми и фитолитовыми доломитами, формировавшимися в мелководных обстановках. Вблизи кровли свиты выделяется горизонт кварцевых доломитистых песчаников. Имеющиеся данные о возрасте свиты в стратотипическом разрезе Оленекского поднятия включают минимальный возраст обломочных цирконов в ее верхней части около 600 млн лет, а также результаты углеродной и стронциевой хемотратиграфии [Knoll et al., 1995; Vishnevskaya et al., 2017], позволяющие с некоторой условностью ограничить максимальный возраст свиты ранним вендом (570–600 млн лет).

Хатыспытская свита, мощностью в бассейне р. Хорбусуонка до 180 м, с перерывом в основании перекрывает маастахскую свиту либо рифейские отложения и представлена чередованием тонкослоистых, реже – интракластовых и биогермных известняков различной степени глинистости. В скв. Б-341-0 в интервале, относимом к хатыспытской свите, вскрыты серые микритовые доломиты. Возраст свиты оценивается как поздневендский (не древнее 550–560 млн лет) согласно находкам разнообразных ископаемых макроостатков [Grazhdankin et al., 2008; Nagovitsin et al., 2015] и ихнофоссилий [Rogov et al., 2012], что согласуется с данными C- и Sr-изотопной хемотратиграфии [Knoll et al., 1995; Cui et al., 2016; Vishnevskaya et al., 2017], а также U-Pb датирования обломочных цирконов [Cherry et al., 2022].

Туркутская свита мощностью до 100–110 м на Оленекском поднятии сложена разнообразными (обломочными, брекчированными, биогермными) доломитами. В скв. Б-341-0, Ч-1 и Х-930 в интервалах, относимых к туркутской свите, встречаются также известняки [Grausman et al., 1996; Nagovitsin et al., 2015]. На подстилающей хатыспытской свите туркутская свита залегает с небольшим перерывом [Rogov et al., 2015]. Возраст свиты на основании находок мелкораквинных окаменелостей и геохронологических определений из перекрывающих отложений может быть оценен в интервале 550–544 млн лет [Bowring et al., 1993; Rogov et al., 2015].

Кессюсинская свита залегает на туркутской с перерывом. В последние годы предложено кессюсинскую свиту перевести в ранг серии и в ней выделять сыргалахскую, маттайскую и чускунскую свиты, а в глубоких скважинах в качестве аналога сыргалахской свиты выделять оппокунскую свиту [Nagovitsin et al., 2015; Rogov et al., 2015]. Однако в дальнейшем в работе используется традиционная номенклатура подразделений, а названия вновь выделенных свит до их официального утверждения относятся к пачкам (подсвитам) в составе кессюсинской свиты. В основании кессюсинской свиты в разрезах Оленекского поднятия местами залегают туфобрекчии тас-юряхского вулканического комплекса [Rogov et al., 2015]. Собственно

кессюсинская свита сложена в нижней части песчаниками, часто известковистыми (сыргалахская свита/пачка). Средняя часть кессюсинской свиты сложена алевролитами и аргиллитами, которые в верхней части сменяются песчаниками с горизонтами известняков (маттайская свита/пачка). Самая верхняя часть кессюсинской свиты, обособляемая в чускунскую пачку (свиту), сложена песчаниками и алевролитами. Мощность кессюсинской свиты на Оленекском поднятии достигает 130–140 м.

В глубоких скважинах в интервалах, относимых к кессюсинской свите, преобладают тонкообломочные породы, тогда как верхняя часть свиты обычно сложена песчаниками и гравелитами (оппокунская и маттайская свиты согласно [Nagovitsin et al., 2015]). Мощность свиты здесь увеличивается и достигает 420 м в скв. Х-930. Время накопления кессюсинской свиты устанавливается по U-Pb датировкам цирконов из туфовых прослоев, прорывающих туфобрекчии и из обломочных цирконов в основании (543 млн лет) и в верхней части (529 млн лет) свиты [Bowring et al., 1993; Vishnevskaya et al., 2017; Grazhdankin et al., 2020a] и подтверждается многочисленными находками различных органических остатков [Grazhdankin et al., 2020a; Rogov et al., 2015; и ссылки в данных работах]. Граница венда и кембрия ОСШ проходит в 25–40 м ниже кровли свиты и устанавливается по появлению раннетоммотских мелкораквинных окаменелостей и по хемотратиграфическим данным [Grazhdankin et al., 2020a].

3. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохимические и изотопные исследования проведены по 20 образцам наименее глинистых и окремненных карбонатных пород из керна из скважин Х-930 (17 образцов) и Б-341-0 (3 образца) (см. рис. 1; табл. 1). Фрагменты керна распиливались, и из участков образца с наиболее однородной структурой небольшим сверлом высверливалась порция порошка для дальнейшего анализа. Содержание Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в карбонатной фракции в 11 образцах из скв. Х-930 изучено методом атомно-эмиссионной спектроскопии из солянокислотной вытяжки в Ресурсном центре методов анализа состава вещества СПбГУ (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в работе [Kochnev et al., 2018].

Изотопный состав углерода и кислорода 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 КН-2, С-0-1 и NBS-19 проводилось с помощью H_3PO_4 при 50 °С. Значения $\delta^{13}C$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}O$ – в промилле относительно стандарта V-SMOW. Точность определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ составляет ± 0.2 и ± 0.1 ‰ соответственно.

Определение изотопного состава стронция в карбонатных породах проводилось на масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН). Изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород проведено по методике, включающей

Табл. 1. Химический и изотопный состав карбонатных отложений, вскрытых скв. Хастакская-930 и Бурская-341-0
Table 1. Chemical and isotope composition of carbonate sediments from the Khastakhskaya-930 and Burskaya-341-0 borehole sections

Глубина, м	Свита	% карб.	Ca, мкг/г	Mg, мкг/г	Fe, мкг/г	Mn, мкг/г	Sr, мкг/г	Rb, мкг/г	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	$\delta^{13}\text{C}$, V-PDB, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, V-SMOW, ‰	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
скв. Хастакская-930															
2419.1+3.2	ks	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	23.6	-	
2419.1+4.25	ks	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-4.9	23.2	-	
2419.1+5.4	ks	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-1.3	19.9	-	
2477.6+0.15	ks	91.97	526000	10000	4072	2206	542	0.89	0.02	7.51	4.07	5.1	28.3	0.7081	
2477.6+4.3	ks	82.30	511000	9400	10742	2422	323	1.48	0.02	33.3	7.50	-	-	0.7088	
2482.1+0.1	ks	75.92	527000	10200	14023	2892	638	1.89	0.02	22.0	4.53	5.0	23.7	0.7083	
2482.1+1.1	ks	90.80	561000	4600	6393	1176	1202	0.97	0.01	5.32	0.98	-	-	0.7079	
2482.1+1.35	ks	92.38	550000	4700	6313	643	1406	0.92	0.01	4.49	0.45	-	-	0.7079	
2482.1+2.8	ks	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.0	23.2	-	
2482.1+3.55	ks	82.55	545000	7400	782	10367	1654	1.47	0.01	0.47	6.27	-	-	0.7079	
2567.9+0.3	ks	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.1	24.0	-	
2618	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.6	25.3	-	
2618+1.9	tr	74.93	321000	143000	1539	1581	130	1.39	0.45	11.83	12.16	6.3	25.8	-	
2618+3.1	tr	86.34	326000	148000	1939	1699	126	0.62	0.45	15.39	13.48	6.2	23.1	0.7085	
2702+0.1	?tr	81.36	324000	147000	7812	1153	129	0.66	0.45	60.56	8.93	7.4	28.7	0.7074	
2702+1.2	?tr	90.74	324000	139000	12833	6298	105	0.25	0.43	122.2	59.99	4.9	28.8	0.7076	
2702+1.7	?tr	93.79	323000	146000	11030	1945	127	0.55	0.45	86.85	15.31	-	-	0.7072	
скв. Бурская-341-0															
1382+1.0	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	26.0	-	
1561+0.1	ht	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-1.6	30.4	-	
1730.3+0.6	ms	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.2	24.4	-	

Примечание. Прочерк – не определялось. Индексы свит: ks – кессюсинская, tr – туркутская, ht – хатыспытская, ms – маастакская. Полуужирным шрифтом выделены образцы с наименее нарушенными, согласно геохимическим критериям, изотопными системами.

Note. Dash – not defined. Formation indexes: ks – Kessyusa, tr – Turkut, ht – Khatyspyt, ms – Maastakh. Samples with the least altered isotopic systems are marked in bold.

предварительное выщелачивание навески (50 мг) для обогащения образца первичным карбонатным материалом [Kuznetsov et al., 2005]. 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 ($2\sigma_{\text{средн.}}$, $n=35$) и 0.709209 ± 0.000008 ($2\sigma_{\text{средн.}}$, $n=27$).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Химический состав был изучен для тех образцов из скв. X-930, которые впоследствии использованы для определения изотопного состава стронция: кессюсинская свита, интервал 2477.6–2487.6 м, и туркутская свита, интервалы 2618–2624.8 и 2702–2708 м (табл. 1). Изученные породы кессюсинской свиты представлены в различной степени глинистыми (содержание нерастворимого остатка 8–18 %) известняками ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.01\text{--}0.02$). Содержание марганца в известняках составляет от 643 до 2892 мкг/г, железа – от 6300 до

14000 мкг/г и стронция – от 323 до 1654 мкг/г. Содержание рубидия находится в пределах 0.89–1.89 мкг/г. Четыре образца из шести по геохимическим критериям ($\text{Mn}/\text{Sr} < 5$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 10$) [Podkovyrov et al., 1998; Semikhatov et al., 2004] пригодны для оценки первичного изотопного состава углерода, тогда как отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как минимум в трех образцах из шести следует рассматривать как завышенное по отношению к существовавшему в воде палеобассейна.

Породы, относимые к туркутской свите, представлены глинистыми и кремнистыми (содержание нерастворимого остатка 6–25 %) слабоизвестковистыми ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.43\text{--}0.46$) доломитами (табл. 1). Содержание Fe (1540–12830 мкг/г) в доломитах сравнимо с известняками кессюсинской свиты, тогда как Mn (1150–6300 мкг/г) многократно выше, а концентрации стронция (105–130 мкг/г) существенно ниже. Даже по менее строгим геохимическим критериям для доломитов ($\text{Mn}/\text{Sr} < 10$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 40$) [Podkovyrov et al., 1998; Semikhatov et al., 2004] эти образцы не могут рассматриваться

как отражающие изотопный состав воды палеобасейна. Тем не менее, как показано ниже, полученные из этого интервала значения $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ так же важны для хемостратиграфических построений.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в кессюсинской свите в скв. X-930 меняются в широких пределах: в интервале 2419.1–2425.0 м (три образца), где вскрыты известковистые алевролиты и алевропесчаники, они составляют от -4.9 до $+0.5$ ‰. Ниже по разрезу (инт. 2477.6–2487.6 м) значения $\delta^{13}\text{C}$ по трем образцам существенно выше и составляют $+5$... $+7$ ‰. За исключением одного образца известковистого алевролита с глубины 2568.2 м, где $\delta^{13}\text{C}=2.1$ ‰ (рис. 2), все нижележащие отложения, относимые к туркутской свите [Nagovitsin et al., 2015], характеризуются достаточно высокими положительными (4.9 ... 7.4 ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$ (табл. 1). Кроме разреза скв. X-930, нами изучены три образца из керна скв. Бурская-341-0, согласно имеющимся разбивкам относящиеся к туркутской, хатыспытской и маастакской свитам (рис. 2), значения $\delta^{13}\text{C}$ в которых, соответственно, равны $+0.5$, -1.6 и $+2.2$ ‰ (табл. 1). Несмотря на немногочисленность этих данных, связанную с крайне слабой сохранностью керна материала, их важность состоит в том, что они очень близки к полученным ранее значениям из этих свит в обнажениях. Что касается изотопного состава кислорода, то значения $\delta^{18}\text{O}$ во всей изученной коллекции, за исключением одного образца, находятся в пределах 23.1 ... 30.4 ‰ V-SMOW (-7.5 ... -1.0 ‰ V-PDB) и слабо ($R=0.22$) коррелируют со значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для осадочных пород кессюсинской свиты изучено в интервале 2477.6–2487.6 м скв. X-930, где в кернах вскрыты прослои относительно чистых известняков. В пяти образцах из шести изученных оно лежит в пределах 0.7079 ... 0.7083 . Доломиты, относимые к туркутской свите в предыдущих разбивках [Nagovitsin et al., 2015], в интервале 2618–2624.8 м в одном образце показали значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0.7085 , тогда как в трех образцах доломитов из интервала 2702–2708 м оно составляет от 0.7072 до 0.7076 (рис. 2; табл. 1).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение изотопно-геохимических характеристик осадочных карбонатных пород венда, вскрытых в скважине Хастахская-930, с данными по разновозрастным отложениям Оленекского поднятия демонстрирует существенные различия между ними. В частности, в кессюсинской свите в разрезе Оленекского поднятия значения $\delta^{13}\text{C}$ свыше $+5$ ‰ наблюдаются лишь в ее верхней части (аналог экскурса 5p или ZHUCE) [Grazhdankin et al., 2020a]. В глубоких скважинах Лено-Анабарского прогиба этот стратиграфический уровень, согласно принятой ранее корреляции, сложен преимущественно песчаниками и гравелитами (рис. 2), поскольку известняки верхней части кессюсинской свиты (суордахский пласт), в которых найден этот экскурс, на Оленекском поднятии имеют ограниченное

латеральное распространение [Grazhdankin et al., 2020a]. В прослоях известняков в нижележащих тонкотерригенных отложениях маттайской пачки значения $\delta^{13}\text{C}$ быстро снижаются до -3.4 ‰, что также наблюдается и в верхней части оппокунской пачки в скв. X-930 (рис. 2, интервал 2419.1–2425.1 м). Однако высокие положительные (до 7 ‰) значения, которые получены для известняковых прослоев средней части оппокунской пачки, не известны в нижней и средней части кессюсинской свиты, а также они не отмечаются в подстилающих томмотский ярус отложениях других районов Сибирской платформы, где преобладают околонулевые либо отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ [Marusin et al., 2019; Grazhdankin et al., 2020a].

Кроме нетипичного для этого стратиграфического уровня изотопного состава углерода, известняки, вскрытые скв. X-930 в интервале 2477.6–2487.6 м, имеют минимальные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0.7079 , которые заметно ниже полученных ранее для кессюсинской свиты в обнажениях. Так, в разрезе Оленекского поднятия в верхней части свиты минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют 0.70815 [Grazhdankin et al., 2020a]. В других разрезах пограничных слоев венда – кембрия Сибирской платформы эти значения не опускаются ниже 0.7082 – 0.7083 [Vinogradov et al., 1994; Kochnev et al., 2018]. Тем не менее в некоторых разрезах минимальные из известных для этого интервала значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70806$ известны для нижнетоммотских известняков пестроцветной свиты в среднем течении р. Лены [Derry et al., 1994], а также 0.70802 по р. Олекме [Pokrovsky et al., 2020], что гораздо ближе к полученным нами минимальным значениям для кессюсинской свиты.

Туркутская свита в скв. Хастахская-930 также имеет изотопные характеристики, отличающиеся от известных для разрезов Оленекского поднятия [Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996; Vishnevskaya et al., 2017]. Значения $\delta^{13}\text{C}$, лежащие в интервале 4.9 ... 7.4 ‰ в скв. X-930, существенно выше тех, что установлены для туркутской свиты в обнажениях, где они обычно лежат в интервале от -1 до $+1$ ‰ и лишь в отдельных образцах возрастают до $+3.2$ ‰ [Knoll et al., 1995; Vishnevskaya et al., 2017]. Что касается изотопного состава стронция, то для большинства образцов из туркутской свиты в разрезах по р. Хорбусуонка значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из-за явных постседиментационных изменений (доломитизация, перекристаллизация и др.) рассматриваются как завышенные по отношению к исходным [Vishnevskaya et al., 2017]. Тем не менее минимальное значение для одного образца из нижней части свиты составляет 0.70825 , что можно рассматривать как наиболее приближенную оценку исходного изотопного состава карбоната, поскольку при постседиментационных изменениях изотопный состав стронция обычно смещается в сторону более высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Kuznetsov et al., 2014, и ссылки в данной работе]. К приведенному выше значению довольно близко соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7085 , полученное для доломитов верхней

части туркутской свиты в скв. X-930 (инт. 2618–2624 м). Однако ниже по разрезу, в интервале 2702–2708 м, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снижаются до 0.7072...0.7076, что существенно меньше, чем известные для позднего венда, и более характерно для нормально-морских отложений неопротерозоя не моложе 580–600 млн лет [Kuznetsov et al., 2014; Xiao et al., 2016; Chen et al., 2022]. Исходя из этого, нижняя глинисто-доломитовая часть разреза «туркутской» свиты в Хастахской скв. 930 в интервале 2680–2720 м к ней, по всей видимости, не относится и имеет более древний (ранневендский или даже позднерифейский) возраст, поскольку начиная с позднего венда значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатах не опускаются ниже 0.7075 вплоть до конца палеозоя [Kuznetsov et al., 2014].

С позиций изотопной хемотратиграфии, причиной нетипичных для позднего венда низких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах кессюсинской и туркутской свит в скв. X-930 может быть либо неверная оценка возраста отложений, либо изолированный характер осадочного бассейна. Примером позднеэдиакарского (поздневендского) осадочного бассейна с аномальными изотопно-геохимическими характеристиками осадочных карбонатных пород, обусловленными изоляцией от открытого моря, является серия Бамбуи (Bambui Group) кратона Сао-Франциско в Южной Америке [Paula-Santos et al., 2017]. Предполагается, что затрудненный водообмен внутриконтинентального бассейна с открытым морем приводил к аноксическим условиям, накоплению в осадке неокисленного органического вещества и обогащению вод изотопом ^{13}C . Аномальный изотопный состав стронция в осадочных карбонатах объясняется преобладанием в областях эрозии пород с низким изотопным соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Caetano-Filho et al., 2019].

Имеющиеся геологические данные не позволяют сколько-либо обоснованно использовать модель изолированного бассейна для верхневендско-нижнекембрийских отложений Лено-Анабарского прогиба. Во внутренней части кратона в конце венда и в начале кембрия располагалась обширная область эпиконтинентальных, как правило мелководных, бассейнов и разделяющих их рифовых барьеров [Shabanov, 2016], а изотопный состав углерода и стронция в формировавшихся в них карбонатных отложениях близок к типовым значениям в сводных кривых [Kochnev et al., 2018]. В настоящее время нет данных, позволяющих предполагать наличие седиментационного барьера к северу от Лено-Анабарского прогиба, отделявшего его от открытого моря. В разрезе расположенной на побережье моря Лаптевых Усть-Оленекской скв. 237-0 после уточнения возраста отложений по минимальным возрастам детритовых цирконов выяснилось, что аналоги кессюсинской свиты здесь имеют такое же строение, как и в других глубоких скважинах восточной части Лено-Анабарского прогиба [Priyatkina et al., 2017]. Свидетельства того, что эпиконтинентальный осадочный

бассейн мог распространяться далеко за современные арктические границы Сибирской платформы, имеются для раннего палеозоя [Danukalova et al., 2014]. Таким образом, нет признаков существования крупных массивов суши, которые могли бы ограничивать эту часть осадочного бассейна как от внутренних областей кратона, так и от открытого моря, располагавшегося к северо-востоку в современных координатах.

Сочетание аномально низких для пограничных слоев венда – кембрия значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах могло бы свидетельствовать о более древнем, в частности ранневендском, возрасте рассматриваемых толщ. Однако, помимо достаточно высокого положения в разрезе, основным аргументом для датирования оппокунской пачки и подстилающих ее известняков туркутской свиты служат находки скелетных микроостатков анабаритид, появляющихся лишь в конце эдиакария МХШ или в позднем венде ОСШ [Nagovitsin et al., 2015]. Версия о том, что эти скелетные остатки появились в раннем венде, выглядит менее вероятной, в сравнении с гипотезой о том, что крупные, сложно орнаментированные органостенные микрофоссилии, найденные в кессюсинской свите скв. X-930, не вымерли в среднем венде/эдиакарии, а продолжали обитать и сохраняться в специфических обстановках [Grazhdankin et al., 2020b, и ссылки в данной работе]. В случае, если ранневендский возраст выделяемых в Хастахской скважине оппокунской пачки и туркутской свиты будет подтвержден независимыми методами, придется, во-первых, признать наличие крупного перерыва в кровле оппокунской пачки, из-за которого в разрезе полностью выпадают верхневендские отложения, а во-вторых, предположить, что анабаритиды как одна из первых групп скелетных организмов появилась не в конце венда, а как минимум на 40–50 млн лет раньше, в отложениях, сопоставляемых с дальнетайгинской серией Патомского нагорья юга Сибирской платформы и датированных не моложе 575 млн лет [Rud'ko et al., 2021].

Другим возможным объяснением появления высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ в прослоях известняков оппокунской пачки в скв. X-930 может быть их приуроченность к крупным положительным экскурсам кривой $\delta^{13}\text{C}$ вблизи основания томмотского яруса нижнего кембрия ОСШ. Нижний из этих экскурсов (5p) установлен в верхней части кессюсинской свиты, где максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают +5 ‰ [Grazhdankin et al., 2020a]. В разрезах Омана, которые хорошо охарактеризованы геохронологическими датировками, эти значения еще выше и достигают +6...+7 ‰ [Malooof et al., 2010]. В этом случае так же существенно изменяется принятая ранее корреляция между разрезами глубоких скважин и обнажений: оппокунская пачка будет соответствовать не средней, дотоммотской тонкотерригенной части кессюсинской свиты, а ее верхней части (рис. 2). Если такое сопоставление верно, то накопление большей верхней части преимущественно тонкотерригенной оппокунской пачки

могло произойти за весьма короткое время, которое составляло не более 10 млн лет. Оно оказывается ограниченным датировкой основания томмотского яруса 530 млн лет [Grazhdankin et al., 2020a] и возрастом карбонатных отложений аналогов еркекетской свиты, которые содержат трилобиты атдабанского яруса (<521 млн лет). Высокие скорости седиментации в сочетании с резким преобладанием в составе оппокунской пачки тонкотерригенных пород можно было бы объяснить локальными обстановками растяжения, связанными с рифтогенезом, происходившим в этой части Сибирской платформы в переходном венд-кембрийском интервале [Pokrovskii et al., 2006]. Однако они не объясняют появление высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ – до +6.3 ‰ – ниже по разрезу, в известняках аналогов туркутской свиты. В том случае, если эти известняки, вскрытые в скв. X-930 в интервале 2618–2624 м, тоже будут иметь томмотский возраст, все вышележащие отложения будут также иметь раннекембрийский (томмотский и моложе) возраст в понимании ОСШ. Учитывая то, что толща доломитов, подстилающая «туркутские» известняки, имеет минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7072, неизвестные в отложениях моложе самого раннего венда/эдиакария [Xiao et al., 2016], можно говорить о практическом отсутствии здесь отложений позднего и частично раннего венда в таком варианте корреляции.

Несмотря на то, что два изложенных выше варианта корреляции разреза Хастахской скв. 930 являются, по сути, взаимоисключающими, с ними обоими неплохо согласуются имеющиеся данные по изотопному составу стронция. В нижнем венде Сибири минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют около 0.7074 [Pokrovskii et al., 2006], но при постседиментационных изменениях либо при захвате образующегося в терригенной фракции породы радиогенного стронция они могут быть значительно выше. В пограничном интервале венда – кембрия минимальные известные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют около 0.7080...0.7081 (см. выше), что достаточно близко к минимальному значению 0.7079 для известняков оппокунской пачки.

Наиболее существенным геодинамическим следствием из полученных данных является вывод о весьма высоких в сравнении с соседними районами скоростях осадконакопления толщ, формировавшихся вблизи современной северо-восточной окраины Сибирской платформы в венде и/или раннем кембрии. Интенсивное прогибание, вероятнее всего, являлось результатом растяжения земной коры вследствие рифтогенеза, признаки которого в виде основного либо бимодального магматизма, сопровождавшегося наземным и субаквальным вулканизмом в возрастном интервале 544–526 млн лет, известны как на Оленекском, так и на Хараулахском поднятии [Kiselev et al., 2016; Prokopiev et al., 2016]. Кроме северо-востока Сибирской платформы, близковозрастные рифтогенные события известны и на других палеоконтинентах, в частности в Лаврентии [Golonka, Gaweda, 2012; Brueseke et al., 2016],

что позволяет связывать их с раскрытием палеоокеана Япетус [Vishnevskaya et al., 2017].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные изотопно-геохимические характеристики ($\delta^{13}\text{C}$ до +7 ‰; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7079$) для карбонатных отложений, относимых к верхнему венду в восточной части Лено-Анабарского прогиба (скв. Хастахская-930), вступают в очевидное противоречие с другими геологическими данными – прежде всего с биостратиграфическими. Предлагаемые альтернативные варианты датирования и корреляции разреза скв. X-930 с разрезами Бурской скв. 341-0 и Оленекского поднятия допускают существенные различия в мощности и составе толщ на сопоставляемых стратиграфических уровнях, которые еще более выражены по сравнению с предыдущими вариантами корреляций [Grausman et al., 1996; Kontorovich et al., 2013; Nagovitsin et al., 2015]. Одним из вариантов разрешения этого противоречия может стать коррекция представлений о глобальной эволюции изотопного состава углерода и стронция, отраженная в имеющихся эталонных кривых. До получения дополнительных данных о возрасте отложений, что вряд ли возможно без проходки дополнительных глубоких скважин, точка зрения о принадлежности оппокунской пачки и туркутской свиты скв. X-930 к верхнему венду продолжает оставаться дискуссионной, что должно учитываться при построении региональных стратиграфических и палеотектонических схем.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P.N., 1993. Calibrating Rates of Early Cambrian Evolution. *Science* 261 (5126), 1293–1298. <https://doi.org/10.1126/science.11539488>.

Brueseke M.E., Hobbs J.M., Bulen C.L., Mertzmann S.A., Pucket R.E., Walker J.D., Feldman J., 2016. Cambrian Intermediate-Mafic Magmatism along the Laurentian Margin: Evidence for Flood Basalt Volcanism from Well Cuttings in the Southern Oklahoma Aulacogen (U.S.A.). *Lithos* 260, 164–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.016>.

Bykova N., Izokh O.P., Marusin V.V., Gill B.C., 2020. The Redox Framework of Precambrian-Cambrian Transition in the Arctic Siberia. *Geological Society of America Abstracts*

with Programs 52 (6), 360066. <https://doi.org/10.1130/abs/2020AM-360066>.

Caetano-Filho S., Paula-Santos G.M., Guacaneme C., Babiniski M., Bedoya-Rueda C., Peloso M., Amorim K., Afonso J., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Trindade R.I.F., 2019. Sequence Stratigraphy and Chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian Foreland-Related Carbonate Ramp (Bambui Group, Brazil). *Precambrian Research* 331, 105365. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105365>.

Chen X., Zhou Y., Shields G.A., 2022. Progress Towards an Improved Precambrian Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Curve. *Earth-Science Reviews* 224, 103869. <https://doi.org/10.1016/j.earsci.2021.103869>.

Cherry L.B., Gilleaudeau G.J., Grazhdankin D.V., Romaniello S.J., Martin A.J., Kaufman A.J., 2022. A Diverse Ediacara Assemblage Survived under Low-Oxygen Condition. *Nature Communications* 13, 7306. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-35012-y>.

Cui H., Grazhdankin D.V., Xiao S., Peek S., Rogov V.I., Bykova N.V., Sievers N.E., Liu X.-M., Kaufman A.J., 2016. Redox-Dependent Distribution of Early Macro-Organisms: Evidence from the Terminal Ediacaran Khatyspyt Formation in Arctic Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461, 122–139. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.015>.

Danukalova M.K., Kuzmichev A.B., Korovnikov I.V., 2014. The Cambrian of Bennet Island (New Siberian Islands). *Stratigraphy and Geological Correlation* 22, 347–369. <https://doi.org/10.1134/S0869593814040042>.

Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., 1994. Sr and C Isotopes in Lower Cambrian Carbonates from the Siberian Craton: A Paleoenvironmental Record during the 'Cambrian Explosion'. *Earth and Planetary Science Letters* 128 (3–4), 671–681. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90178-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90178-3).

Golonka J., Gaweda A., 2012. Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurussia in the Paleozoic. In: E. Sharkov (Ed.), *Tectonic-Recent Advances*. InTech, Rijeka, p. 261–282. <https://doi.org/10.5772/50009>.

Grausman V.V., 1995. Geological Section of the Ust'-Olenek Borehole 2370 (Interval 3605–2700). *Russian Journal of Pacific Geology* 14 (4), 137–140 (in Russian) [Граусман В.В. Геологический разрез Усть-Оленекской скв. 2370 (инт. 3605–2700) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 137–140].

Grausman V.V., Rudavskaya V.A., Vasil'eva N.I., 1996. Upper Precambrian and Lower Cambrian Stratigraphy of the Olenek Uplift. *National Geology* 8, 30–35 (in Russian) [Граусман В.В., Рудавская В.А., Васильева Н.И. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленекского поднятия // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 30–35].

Grazhdankin D.V., Baltasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B., 2008. Carbonate-Hosted Avalon-Type Fossils in Arctic Siberia. *Geology* 36 (10), 803–806. <https://doi.org/10.1130/G24946A.1>.

Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.A., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z.,

Peek S., Cui H., Kaufman A.J., 2020a. Quo Vadis, Tommotian? *Geological Magazine* 157 (1), 22–34. <https://doi.org/10.1017/S0016756819001286>.

Grazhdankin D., Nagovitsin K., Golubkova E., Karlova G., Kochnev B., Rogov V., Marusin V., 2020b. Doushantuo-Peratataka-Type Acantomorphs and Ediacaran Ecosystem Stability. *Geology* 48 (7), 708–712. <https://doi.org/10.1130/G47467.1>.

Khabarov E.M., 2015. Sedimentology and Isotope Geochemistry of Precambrian Carbonate Deposits of the North-Eastern Siberian Platform and Kharaulakh Uplift. In: *Evolution of Sedimentary Processes in the Earth History. Proceedings of the 8th All-Russian Lithological Conference (September 27–30, 2015). Vol. 2. Gubkin Oil and Gas RSU, Moscow*, p. 156–159 (in Russian) [Хабаров Е.М. Седиментология и изотопная геохимия докембрийских карбонатных отложений северо-востока Сибирской платформы и Хараулахского поднятия // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: Материалы 8-го всероссийского литологического совещания (27–30 октября 2015 г.). М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. Т. 2. С. 156–159].

Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopyev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J. et al., 2015. Proterozoic Supercontinental Restorations: Constraints from Provenance Studies of Mesoproterozoic to Cambrian Clastic Rocks, Eastern Siberian Craton. *Precambrian Research* 259, 78–94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.003>.

Kiselev A.I., Kochnev B.B., Yarmolyuk V.V., Rogov V.I., Egorov K.N., 2016. The Early Paleozoic Basite Magmatism in the Northeastern Siberia. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 233–250 (in Russian) [Киселев А.И., Кочнев Б.Б., Ярмольюк В.В., Рогов В.И., Егоров К.Н. Раннепалеозойский базитовый магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 233–250]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0204>.

Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P., 1995. Integrated Approaches to Terminal Proterozoic Example from the Olenek Uplift, Northeastern Siberia. *Precambrian Research* 73 (1–4), 251–270. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00081-2](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00081-2).

Kochnev B.B., Pokrovsky B.G., Kuznetsov A.B., Marusin V.V., 2018. C and Sr Isotope Chemostratigraphy of Vendian – Lower Cambrian Carbonate Sequences in the Central Siberian Platform. *Russian Geology and Geophysics* 59 (6), 585–605. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.05.001>.

Kontorovich V.A., Kontorovich A.E., Gubin I.A., Zoteev A.M., Lapkovsky V.V., Malyshev N.A., Soloviev M.V., Fradkin G.S., 2013. The Neoproterozoic-Phanerozoic Section of the Lena-Anabar Province: Structural Framework, Geological Model and Petroleum Potential. *Russian Geology and Geophysics* 54 (8), 980–996. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.014>.

Kouchinsky A., Bengston S., Landing E., Steiner M., Vendrasco M., Ziegler K., 2017. Terrenuvian Stratigraphy and Faunas from the Anabar Uplift, Siberia. *Acta Palaeontologica*

Polonica 62 (2), 311–440. <https://doi.org/10.4202/app.00289.2016>.

Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., 2014. The Sr Isotope Chemostratigraphy as a Tool for Solving Stratigraphic Problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigraphy and Geological Correlation* 22, 553–575. <https://doi.org/10.1134/S0869593814060033>.

Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Maslov A.V., Kaurova O.K., Ellmies R., 2005. Diagenesis of Carbonate and Siderite Deposits of the Lower Riphean Bakal Formation, the Southern Urals: SR Isotopic Characteristics and Pb-Pb Age. *Lithology and Mineral Resources* 40, 195–215. <https://doi.org/10.1007/s10987-005-0022-z>.

Maloof A.C., Porter S.M., Moore J.L., Dudas F.O., Bowring S.A., Higgins J.A., Fike D.A., Eddy M.P., 2010. The Earliest Cambrian Record of Animals and Ocean Geochemical Change. *GSA Bulletin* 122 (11–12), 1731–1774. <https://doi.org/10.1130/B30346.1>.

Marusin V.V., Kochnev B.B., Karlova G.A., Nagovitsin K.E., 2019. Resolving Terrenuvian Stratigraphy in Subtidal-Intertidal Carbonates: Palaeontological and Chemostratigraphical Evidence from the Turukhansk Uplift, Siberian Platform. *Lethaia* 52 (4), 454–485. <https://doi.org/10.1111/let.12325>.

Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., Karlova G.A., Kolesnikov A.V., Bykova N.V., Grazhdankin D.V., 2015. Revised Neoproterozoic and Terrenuvian Stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and North-Western Slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform. *Precambrian Research* 270, 226–245. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.012>.

Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Babinski M., Trindade R.I.F., Guacaneme C., 2017. Tracking Connection and Restriction of West Gondwana São Francisco Basin through Isotope Chemostratigraphy. *Gondwana Research* 42, 280–305. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.012>.

Pelechaty S.M., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., 1996. Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ Chemostratigraphy for Intrabasinal Correlation: Vendian Strata of Northeast Siberia. *GSA Bulletin* 108 (8), 992–1003. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0992:EOCCFI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0992:EOCCFI>2.3.CO;2).

Podkovyrov V.N., Kuznetsov A.B., Vinogradov D.P., Semikhatov M.A., Kislova I.V., Kozlov V.I., 1998. Carbonate Carbon Isotopic Composition in the Upper Riphean Stratotype, the Karatau Group, Southern Urals. *Stratigraphy and Geological Correlation* 4, 319–335.

Pokrovskii B.G., Melezhik V.A., Bujakaite M.I., 2006. Carbon, Oxygen, Strontium and Sulfur Isotopic Compositions in Late Precambrian Rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 1. Results, Stratigraphy, and Dating Problems. *Lithology and Mineral Resources* 41, 450–474. <https://doi.org/10.1134/S0024490206050063>.

Pokrovsky B.G., Bujakaite M.I., Petrov O.L., Kolesnikova A.A., 2020. The C, O, and Sr Isotope Chemostratigraphy of the Vendian (Ediacaran) – Cambrian Transition, Olekma River, Western Slope of the Aldan Shield. *Stratigraphy and Geological Correlation* 28, 479–492. <https://doi.org/10.1134/S086959382005007X>.

Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V., 2017. The Proterozoic Evolution of Northern Siberian Craton Margin: A Comparison of U-Pb-Hf Signatures from Sedimentary Units of the Taimyr Orogenic Belt and the Siberian Platform. *International Geology Review* 59 (13), 1289341. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1289341>.

Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Koroleva O.V., Kazakova G.G., Lokhov D.K., Malyshev S.V., Zaitsev A.I., Roev A.I., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Vasiliev D.A., 2016. The Early Cambrian Bimodal Magmatism in the Northeastern Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 155–175. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.011>.

Rogov V.I., Karlova G.A., Marusin V.V., Kochnev B.B., Nagovitsin K.E., Grazhdankin D.V., 2015. Duration of the First Biozone in the Siberian Hypostratotype of the Vendian. *Russian Geology and Geophysics* 56 (4), 573–583. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.03.016>.

Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Yu., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D., 2012. The Oldest Evidence of Bioturbation on Earth. *Geology* 40 (5), 395–398. <https://doi.org/10.1130/G32807.1>.

Rud'ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurova O.K., 2021. Pb-Pb Dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura Uplift of Southern Siberia: Implication for Correlation of C-Isotopic and Biotic Events in the Ediacaran. *Precambrian Research* 362, 106285. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>.

Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Podkovyrov V.N., Bartley J.K., Davydov Yu.V., 2004. The Yudoma Group of Stratotype Area: C-Isotope Chemostratigraphic Correlations and Yudomian–Vendian Relation. *Stratigraphy and Geological Correlation* 12 (5), 435–459.

Shabanov Yu.Ya. (Ed.), 2016. *Stratigraphy of Siberian Oiland-Gas Basins. Cambrian of the Siberian Platform. Vol. 1.* Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, 497 p. (in Russian) [Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы / Ред. Ю.Я. Шабанов. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. Т. 1. 497 с.].

Shpunt B.R., Shapovalova I.G., Shamshina E.A., Labeznik K.A., Savvinov V.T., Permyakov E.D., Kelle E.Ya., Yankovsky E.V., 1979. Proterozoic of the North-Eastern Margin of the Siberian Platform. *Nauka, Novosibirsk*, 215 p. (in Russian) [Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А., Лабезник К.А., Саввинов В.Т., Пермяков Э.Д., Келле В.Я., Янковский Е.В. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.].

Sperling E.A., Knoll A.H., Girguis P.R., 2015. The Ecological Physiology of Earth's Second Oxygen Revolution. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 46, 215–235. <https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-110512-135808>.

Vinogradov V.I., Pokrovsky B.G., Pustyl'nikov A.M., Muraviev V.I., Shatsky G.V., Bujakaite M.I., Lukanin A.O., 1994. Isotope Geochemical Features and Age of the Upper Precambrian Deposits of the West of Siberian Platform. *Lithology and Mineral Resources* 4, 49–76 (in Russian) [Виноградов В.И.,

Покровский Б.Г., Пустыльников А.М., Муравьев В.И., Шатский Г.В., Буякайте М.И., Луканин А.О. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // *Литология и полезные ископаемые*. 1994. № 4. С. 49–76].

Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I., Kochnev B.B., Dril S.I., 2017. Chemostratigraphy and Detrital Zircon Geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian Platform. *Gondwana Research* 51, 255–271. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.010>.

Wood R., Liu A.G., Bowyer F., Wildby P.R., Dunn F.S., Kenchington C.G., Cuthill J.F.H., Mitchell E.G., Penny A., 2019. Integrated Records of Environmental Change and Evolution

Challenge the Cambrian Explosion. *Nature Ecology & Evolution* 3, 528–538. <https://doi.org/10.1038/s41559-019-0821-6>.

Xiao Sh., Narbonne G.M., Zhou Ch., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczydlowska-Vidal M., Cui H., 2016. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols and Prospects. *Episodes* 39 (4), 540–555. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2016/v39i4/103886>.

Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Ivanovskaya T.A., Kuznetsov A.B., Dorzhieva O.V., 2017. Rb-Sr and K-Ar Age of Globular Phyllosilicates and Biostratigraphy of the Riphean Deposits of the Olenek Uplift (North Siberia). *Stratigraphy and Geological Correlation* 25, 581–606. <https://doi.org/10.1134/S0869593817060077>.