

УДК 546:027(42)+551.7(8)

## УТОЧНЁННЫЙ ТРЕНД $\delta^{13}\text{C}$ В ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОЙ СЕРИИ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (ВЕНД, ЮГ СРЕДНЕЙ СИБИРИ)

© 2017 г. С. В. Рудько<sup>1,\*</sup>, П. Ю. Петров<sup>1</sup>,  
член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов<sup>2</sup>, А. В. Шацлло<sup>3</sup>, О. Л. Петров<sup>1</sup>

Поступило 10.02.2017 г.

Получены новые данные о вариациях  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в последовательности отложений дальнетайгинской серии западного и восточного крыльев Уринской антиклинали. Сводная кривая  $\delta^{13}\text{C}$  построена с учётом корреляции сиквенс-стратиграфических данных бассейнового анализа. В последовательности выявлена серия положительных аномалий. Рассмотрены варианты глобальной хемотратиграфической корреляции дальнетайгинской серии Уринского поднятия.

DOI: 10.7868/S0869565217350183

Отложения позднего докембрия Уринского поднятия (УП) в составе дальнетайгинской, жуинской, трёхверстной серий рассмотрены в качестве опорного разреза венда юга Средней Сибири [1]. Комплекс стратиграфических характеристик ставит этот разрез в один ряд с типовыми разрезами эдиакария в Китае, Намибии, Омане, Австралии, Канаде. Диамиктиты большепатовской свиты в основании разреза УП сопоставлены с оледенением “Марино” [1]. Вышележащая баракунская свита начинается маркирующим горизонтом “венчающих доломитов” [2] и охарактеризована находками вендских проблематик *Beltanelloides sorichevae* [3]. В верхней части уринской свиты дальнетайгинской серии обнаружен богатый комплекс акантоморфид [4]. Верхняя часть трёхверстной серии содержит мелкораквинную фауну немакит-далдынского яруса верхнего венда [5]. Отнесение жуинской и трёхверстной серий к венду подтверждается датировками детритных цирконов [6]. В последовательности отложений дальнетайгинской и жуинской серий установлены свойственные вендскому времени увеличение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и аномальные вариации  $\delta^{13}\text{C}$  от +9‰ в дальнетайгинской серии до –13‰ в жуинской [7–9].

Плотность определений показателя  $\delta^{13}\text{C}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в разрезе УП в интервале от кровли большепатовской свиты до жуинской серии недостаточна для

выявления тренда (22 и 2 определения соответственно на толщю мощностью 2 км) [7]. Устойчивый тренд незначительных вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в области высоких значений в разрезе дальнетайгинской серии УП (рис. 1) не согласуется с более широким разбросом значений  $\delta^{13}\text{C}$ , обнаруженным в удалённых разрезах дальнетайгинской серии и её предполагаемых аналогах в Патомском бассейне (ПБ) [7, 8]. Таким образом, возникает предположение, что при более детальном опробовании разреза дальнетайгинской серии на УП тренд  $\delta^{13}\text{C}$  может измениться. Его сопоставление с трендом в типовых разрезах эдиакария, в свою очередь, может повлиять на представления о стратиграфическом объёме разреза дальнетайгинской серии и зафиксированных в нём климатических и биотических событий.

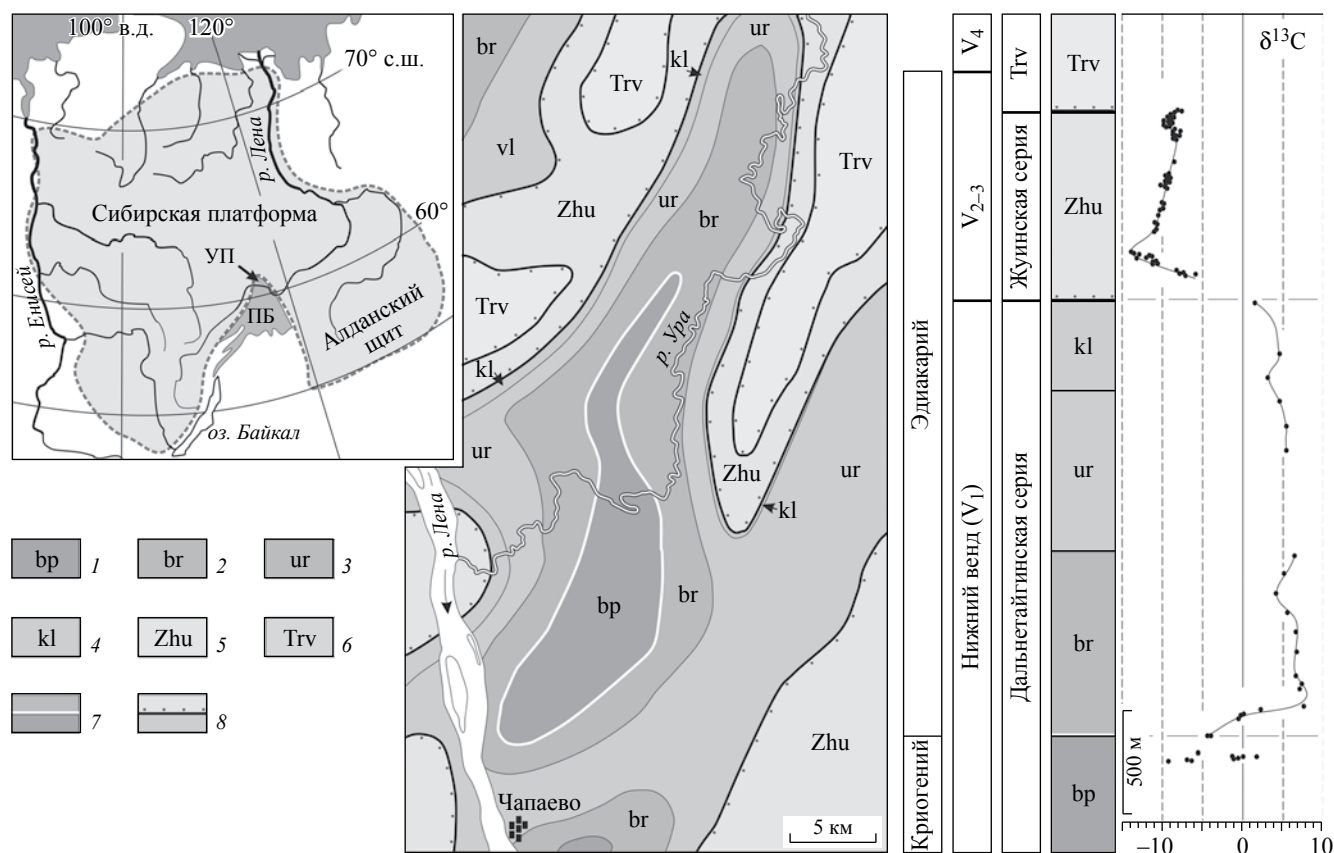
Для построения уточнённой кривой  $\delta^{13}\text{C}$  дальнетайгинской серии УП был проведён отбор проб в обнажениях баракунской, уринской, каланчёвской свит, вскрытых в долине р. Ура на западном и восточном крыльях Уринской антиклинали (рис. 1). Здесь обнажённость 24 и 27% от общей мощности западного и восточного разрезов соответственно. Поскольку мощность и фациальный состав отложений дальнетайгинской серии на крыльях антиклинали различаются, вид сводной кривой  $\delta^{13}\text{C}$  зависит от корреляции этих двух разрезов. Такая корреляция была проведена нами в рамках бассейнового и фациального анализов. В результате были выделены две секвенции в объёме баракунского и уринско-каланчёвского интервалов, разделённые согласной границей и в целом представляющие непрерывный трансгрессивно-регрессивный цикл, который ограничен в кровле преджуинским стратиграфическим несогласием (рис. 2).

<sup>1</sup> Геологический институт Российской Академии наук, Москва

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург

<sup>3</sup> Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва

\*E-mail: svrudko@gmail.com

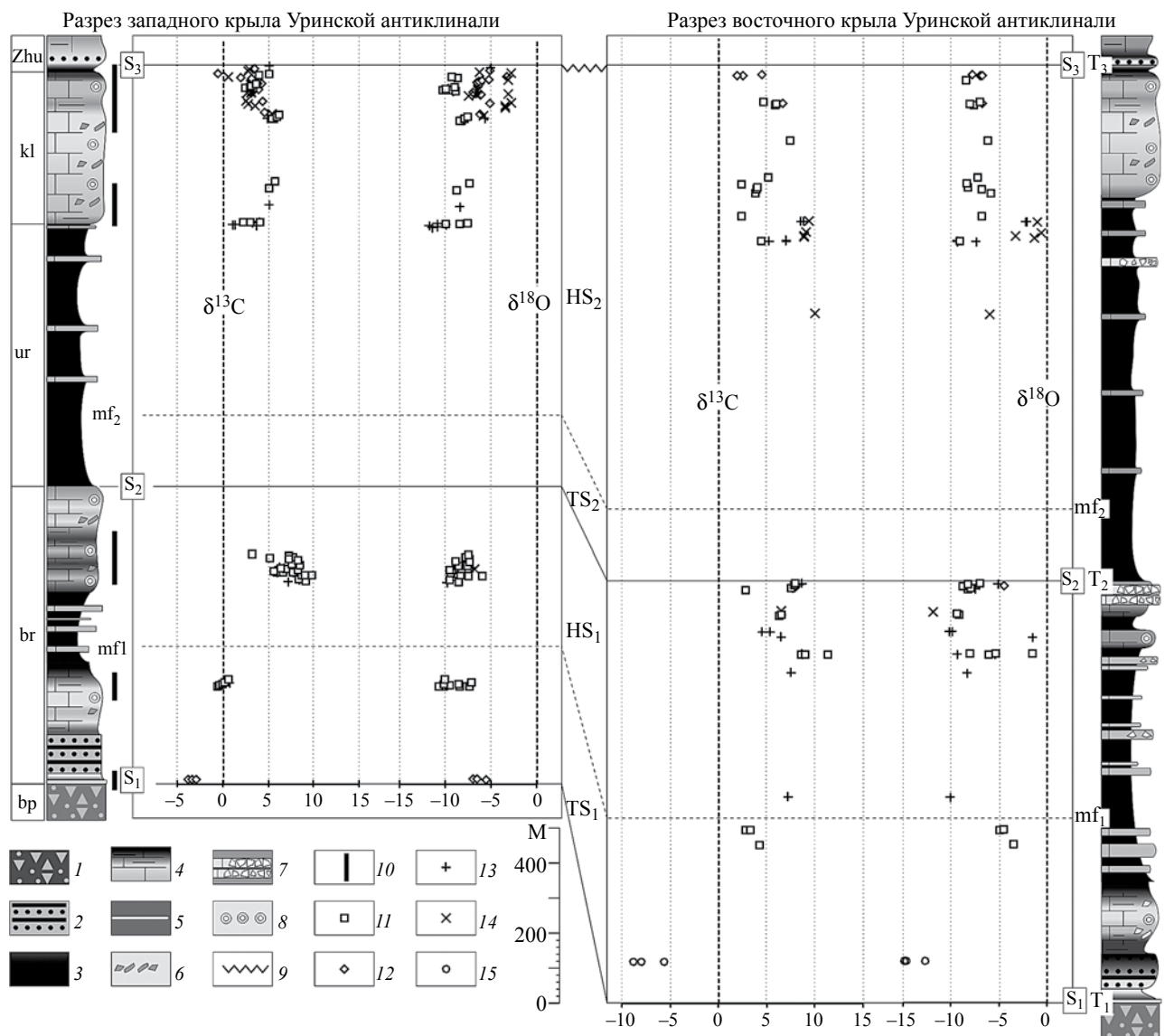


**Рис. 1.** Географическое положение Патомского бассейна, схематическая геологическая карта центральной части УП, сводная стратиграфическая последовательность отложений и вариации изотопного состава углерода в разрезе дальнетайгинской и жуинской серий по [7]. 1 – диамиктиты большепатомской свиты; 2 – баракунская свита, карбонаты, песчаники, аргиллиты; 3 – уринская свита, алевролиты, аргиллиты; 4 – каланчёвская свита, карбонаты, мергели; 5 – жуинская серия, карбонаты, мергели; 6 – трёхвёрстная серия, песчаники, карбонаты; 7 – горизонт венчающих доломитов; 8 – стратиграфические перерывы. ПБ – Патомский бассейн.

Основной объём осадков (64–74%), приуроченный к средней части всего дальнетайгинского цикла, накапливался в условиях интенсивного пригибания, в обстановке глубоководного гомоклинального карбонат-глинистого рампа. Погружение рампа к юго-востоку (в современных координатах) определило более глубоководную обстановку формирования и большую мощность проградационного клина в пределах восточного крыла Уринской антиклинали. Осадки нижней (15–13%) и верхней (21–13%) частей цикла формировались на сублиторали раннебаракунского терригенно-карбонатного шельфа и Каланчёвской карбонатной платформы соответственно. Тектоническая обстановка и фациальные особенности Дальнетайгинского бассейна указывают на непрерывный высокий темп седиментации вплоть до конца каланчёвского времени, когда в разрезе появляются признаки палеокарста и площадной эрозии, отмечающие преджуинский перерыв.

Всего получено 169 определений изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ . Из них 113 для сводного разреза западного крыла мощностью 2030 м и 56 для восточного, мощностью 2700 м. Микропробы для изотопного анализа отбирали на свежем спиле из микропороды карбонатной породы, лишённой крупнокристаллических жил и пигментации. Для изучения разнородности изотопного состава углерода в породах были опробованы спаритовые цементы. Определения проводили по [7]. Воспроизводимость определения  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  в стандартах составила не более  $\pm 0,1\%$  и  $\pm 0,2\%$  соответственно. Значения указаны относительно стандарта V-PDB.

Дополнительно нами изучено 4 образца известняков, удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности ( $\text{Mn}/\text{Sr} < 0,2$ ;  $\text{Fe}/\text{Sr} < 4$ ) из баракунской свиты, обнаженных на р. Малый Патом. Здесь  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  растёт вверх по разрезу от 0,70756 до 0,70793 в нижней части свиты и от 0,70839 до 0,70847 в верхней. Эти значения согласуются с полученными ранее [8].

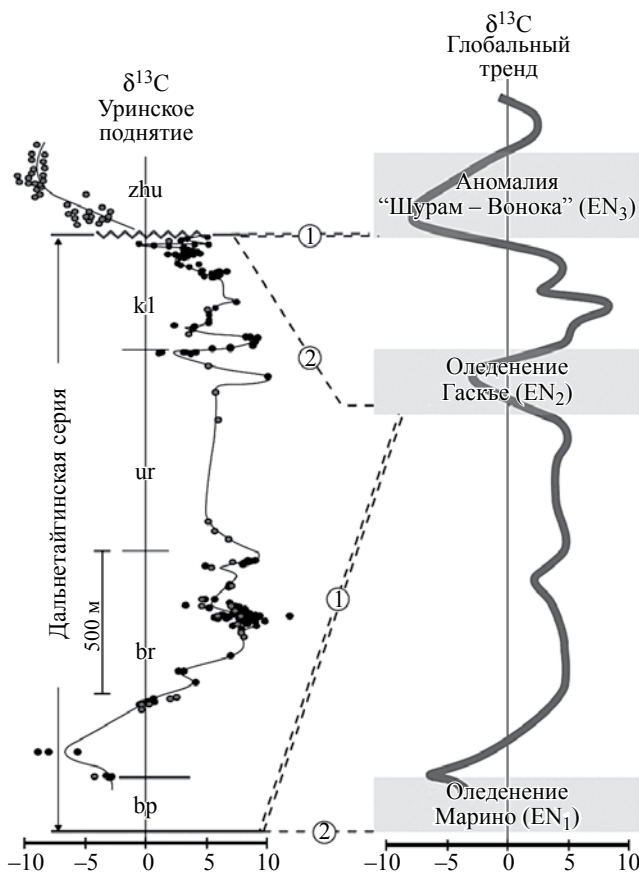


**Рис. 2.** Вариации  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  в отложениях дальнетайгинской серии западного и восточного крыльев Уринской антиклинали и их корреляция на основе бассейнового анализа. 1–8 – состав отложений: 1 – диамиктиты, 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, 3 – алевро-аргиллиты, 4 – карбонаты, глинистые карбонаты, мергели, 5 – горизонт венчающих доломитов, 6 – интракластиты, 7 – оползневая брекчия, 8 – оолиты; 9 – стратиграфический перерыв; 10 – стратиграфическое положение изученных разрезов; 11–15 – значения  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  в породах: 11 – известняки, 12 – доломиты, 13 – известковые мергели, 14 – доломитовые мергели, 15 – песчаники. Секвентная стратиграфия: S – границы секвенций; mf – границы максимального подъема уровня моря; T – трансгрессивные границы; TS – трансгрессивный тракт; HS – тракт высокого положения уровня моря. Свиты: bp – большепатомская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчѣвская; Zhu – жуинская серия.

Разница значений  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  между аллохемами и цементом в изученных образцах не более 1‰. При этом позднедиагенетический цемент всегда обеднен  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$  по сравнению с аллохемами. Вариации  $\delta^{13}\text{C}$  в отложениях дальнетайгинской серии проявлены субсинхронно в литологически различных породах – известняках, доломитах, известковых и доломитовых мергелях (рис. 2), которые в соответствии с условиями формирования и проницаемостью по-разному

подвергались постседиментационным преобразованиям. Это свидетельствует о том, что измеренные вариации  $\delta^{13}\text{C}$  отражают изменения изотопного состава C среды седиментации. Сохранность изотопной системы C на отдельных уровнях подтверждается наличием обратной корреляции между показателями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ .

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в нижней части баракунской свиты понижаются от –3‰ в кэп-доломитах до –8‰



**Рис. 3.** Сводная кривая вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  для дальнetaйгинской серии УП и варианты её корреляции к глобальному тренду  $\delta^{13}\text{C}$  по [11]. Обозначения отрицательных аномалий ( $\text{EN}_1$ ,  $\text{EN}_2$ ,  $\text{EN}_3$ ) по [13], их корреляция с оледенениями Гаскье и “Марино” по [11]. Чёрные точки – значения  $\delta^{13}\text{C}$ , серые – скорректированные по мощности значения из [7]. Разные варианты корреляции дальнetaйгинской серии – пунктирные линии, 1 и 2 соответственно.

в нижней части свиты (рис. 3). В средней части разреза наблюдается постепенный рост значений  $\delta^{13}\text{C}$  до  $+11\text{‰}$ , который сменяется уверенным понижением до  $+4\text{‰}$ . В верхней части баракунской свиты значения  $\delta^{13}\text{C}$  снова возрастают до  $+9\text{‰}$ . Отложения уринской свиты в изученных разрезах обнажаются слабо, но, по [7], в нижней и верхней частях свиты  $\delta^{13}\text{C} \sim 5\text{‰}$ . Полученные нами значения  $\delta^{13}\text{C}$  в прослое доломитового мергеля из верхней части уринской свиты  $+10\text{‰}$ , а в кровле уринской свиты они снижаются до  $1\text{--}3\text{‰}$ . В каланчёвской свите постепенный рост  $\delta^{13}\text{C}$  от  $+4$  до  $+7,5\text{‰}$ . В верхней части свиты значения  $\delta^{13}\text{C}$  постепенно понижаются до  $+3\text{‰}$ , а у кровли дальнetaйгинской серии они скачкообразно изменяются от  $-0,5$  до  $+5\text{‰}$ .

Таким образом, в разрезе дальнetaйгинской серии УП наблюдаются вариации  $\delta^{13}\text{C}$  от низких до аномально высоких положительных значений, что

позволяет выделить один отрицательный экскурс и серию положительных аномалий, разделённых умеренными положительными значениями.

Согласно современным исследованиям формации Доушаньто [10] на обобщающей кривой  $\delta^{13}\text{C}$  от оледенения “Марино” ( $\sim 630$  млн лет) до отрицательной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$  “Шурам-Вонока” ( $\text{EN}_3$ ) выделяется еще один отрицательный экскурс ( $\text{EN}_2$ ), разделяющий интервалы с изменчивыми положительными значениями [11]. Этот экскурс, сопровождаемый синхронным положительным экскурсом  $\delta^{18}\text{O}$  и признаками падения уровня моря, сопоставляется с субглобальным оледенением Гаскье ( $\sim 580$  млн лет). Вероятность перерыва, вызванная эвстатическим падением уровня моря, объясняет отсутствие ( $\text{EN}_2$ ) во многих других разрезах эдиакария. Корреляция отрицательной аномалии жуинской серии с аномалией “Шурам-Вонока” подтверждается спецификой изотопного состава O, Sr [9, 11]. Вместе с тем в разрезе дальнetaйгинской серии УП, и её стратиграфических аналогах в пределах Патомского бассейна [7, 8] отрицательный экскурс ( $\text{EN}_2$ ) не обнаружен. Следовательно, согласно хемотратиграфической корреляции (рис. 3) существует стратиграфически значимый перерыв в основании жуинской серии либо диамиктиты большепатомской свиты соответствуют гляциогоризнту Гаскье. Последнее не противоречит принятой корреляции дальнetaйгинской серии с байкальской серией [1], возраст известняков из средней части которой  $560 \pm 30$  млн лет [12], и снимает противоречие, касающееся несоответствия в возрасте регионального несогласия в основании дальнetaйгинской и байкальской серий со временем коллизии Байкало-Муйского террейна и Сибирской платформы, возраст которой 600 млн лет [13].

Мы благодарим Н. М. Чумакова и Б. Г. Покровского за плодотворное обсуждение.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекты 15–35–21059, 16–05–00139, 17–05–00021).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26.
2. Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
3. Леонов М.В., Рудько С.В. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 1–4.
4. Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. // J. Paleontol. 2011. V. 85. № 5. P. 987–1011.
5. Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.

6. Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 18. № 2. С. 115–119.
7. Покровский Б.Г., Буякайте М.И. // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 159.
8. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
9. Melezhik V. A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I. // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. № 1. P. 183–191.
10. Tahata M., Ueno Y., Ishikawa T., Sawaki Y., Murakami K., Han J., Komiya T. // Gondwana Res. 2013. V. 23. № 1. P. 333–353.
11. Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A., Halverson G.P., Narbonne G.M., Johnston D.T., Higgins J.A. // Chem. Geol. 2013. V. 362. P. 250–272.
12. Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 51–66.
13. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. // Precamb. Res. 2015. V. 267. P. 39–71.