

Том 33, Номер 3

ISSN 0869-592X

Май – Июнь 2025



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 33, номер 3, 2025

Неоархейские Ba—Sr метадациты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: U—Pb геохронология, состав, Sm—Nd систематика. Эффузивные аналоги санукитоидов? <i>Ю. С. Егорова, В. П. Чекулаев, Г. А. Кучеровский, А. А. Иванова, Е. Б. Сальникова, Ю. В. Плоткина, Н. А. Арестова</i>	3
Тектоностратиграфия неопротерозоя северной части Киселихинского террейна (Енисейский кряж), фрагмента активной окраины Сибирского палеоконтинента <i>А. Б. Кузьмичев, М. К. Данукалова, Е. Ф. Бабицкий, Н. В. Брянский, А. С. Дубенский, В. Б. Хубанов</i>	26
Первые данные о возрасте и источниках протолита гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского континентального массива, Центрально-Азиатский складчатый пояс <i>Р. О. Овчинников, А. А. Сорокин, В. Л. Ксю, Х. Янг, Н. М. Кудряшов</i>	56
Пограничные ниже-среднепермские отложения Омолонского массива и его юго-восточного обрамления (Северо-Восток России): U—Th—Pb SIMS датирование цирконов, палеонтологическая и изотопная ($\delta^{13}\text{C}$) характеристика <i>А. С. Бяков, В. Г. Ганелин, Р. В. Кутыгин, Н. И. Караваева, И. В. Брынько, Г. О. Ползуненков, И. Л. Ведерников</i>	80
Геологические события в плиоцене Северо-Тихоокеанской области <i>Ю. Б. Гладенков</i>	108
Изменения климата, отраженные в изотопном составе углерода и кислорода голоценовых карбонатов озера Тере-Холь, Тыва (Южная Сибирь) <i>Б. Г. Покровский, А. В. Панин</i>	118

CONTENT

Vol. 33. No. 3. 2025

Neoproterozoic Ba–Sr Metadacites from the Karelian Province of the Fennoscandian Shield: U–Pb Geochronology, Composition, Sm–Nd Systematics. Are They Effusive Analogues of Sanukitoids? <i>Yu. S. Egorova, V. P. Chekulaev, G. A. Kucherovsky, A. A. Ivanova, E. B. Salnikova, Yu. V. Plotkina, and N. A. Arestova</i>	3
Tectonostratigraphy of the Neoproterozoic in the Northern Kiselikha Terrane (Yenisei Ridge), A Part of the Active Siberian Margin <i>A. B. Kuzmichev, M. K. Danukalova, E. F. Babitsky, N. B. Bryansky, A. S. Dubensky, and V. B. Khubanov</i>	26
The First Data on the Age and Sources of Gneisses Protolith of the Dichun Formation in the Northeastern Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt <i>R. O. Ovchinnikov, A. A. Sorokin, W. L. Xu, H. Yang, and N. M. Kudryashov</i>	56
Lower–Middle Permian Boundary Deposits of the Omolon Massif and Its Southeastern Framing (Northeast Russia): U–Th–Pb SIMS Dating of Zircons, Paleontological and Isotopic ($\delta^{13}\text{C}$) Characteristic <i>A. S. Biakov, V. G. Ganelin, R. V. Kutygin, N. I. Karavaeva, I. V. Brynko, G. O. Polzunenkov, and I. L. Vedernikov</i>	80
Geological Events in the Pliocene of the North Pacific Region <i>Yu. B. Gladenkov</i>	108
Climate Changes Reflected in the Carbon and Oxygen Isotope Composition of Holocene Carbonates of Lake Tere-Khol, Tyva (Southern Siberia) <i>B. G. Pokrovskiy and A. V. Panin</i>	118

УДК 552.313:551.71 (470.22)

НЕОАРХЕЙСКИЕ Ba–Sr МЕТАДАЦИТЫ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА: U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ, СОСТАВ, Sm–Nd СИСТЕМАТИКА. ЭФФУЗИВНЫЕ АНАЛОГИ САНУКИТОИДОВ?

© 2025 г. Ю. С. Егорова*, В. П. Чекулаев, Г. А. Кучеровский, А. А. Иванова,
Е. Б. Сальникова, Ю. В. Плоткина, Н. А. Арестова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: egorova@ipggras.ru*

Поступила в редакцию 18.09.2023 г.

После доработки 19.05.2024 г.

Принята к публикации 28.09.2024 г.

U–Pb (CA-ID-TIMS) методом по циркону получены новые прецизионные данные о возрасте метадацитов межезерской свиты Мегриярвинской структуры Гимольско-Суккозерского пояса Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита. Метадациты представлены мелкозернистой породой с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза в эпидот-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовой основной массе. Особенности их химического состава являются обогащение Ba (900–1300 мкг/г), Sr (в среднем 650 мкг/г), легкими РЗЭ (в среднем: $(La/Yb)_n = 20$; $La = 38$ мкг/г) и ярко выраженные Nb- и Ti-минимумы на спайдер-диаграммах. Конкордантный возраст циркона из метадацита составил 2735 ± 6 млн лет (СКВО = 0.061). По породе в целом получены значения $\varepsilon_{Nd}(t) +0.5$ и $+0.8$, $t_{Nd(DM)} 2.83–2.85$ млрд лет. Близкие по составу, структурным особенностям, возрасту и изотопному составу Nd неоархейские метаандезиты и метадациты присутствуют и в других зеленокаменных поясах как Центрально-Карельского домена, так и за его пределами. Они имеют близкий возраст и геохимическое сходство со средне-кислыми разностями пород санукитоидной серии Карельской провинции, но отличаются от примитивных умереннощелочных санукитоидов более низкими концентрациями MgO, Sr, Ni, щелочей, РЗЭ (особенно легких), Ba и Sr. В большей степени они соответствуют санукитоидам нормальнощелочной группы (имеющим промежуточный состав между породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации и умереннощелочными санукитоидами) и, возможно, являются их эффузивными аналогами. В Гимольско-Суккозерском поясе сходный состав и возраст с изученными метадацитами межезерской свиты имеют породы толщи полимиктовых конгломератов суккозерской свиты (плагиопорфировые гальки, матрикс, прослои биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев), в которой преобладает циркон с возрастом около 2.76 млрд лет. Это может указывать на субсинхронность вулканизма и осадконакопления в данной структуре в начале неоархея.

Ключевые слова: вулканы, санукитоиды, возраст, неоархей, гимольская серия, U–Pb (CA-ID-TIMS) метод, Sm–Nd изотопные исследования, Гимольско-Суккозерский пояс, Центрально-Карельский домен

DOI: 10.31857/S0869592X25030016, EDN: TECVUB

ВВЕДЕНИЕ

Супракрустальные породы неоархея Карельской провинции (ранее гимольская серия) были детально геологически и петрографически описаны и закартированы в середине – второй половине XX века (Чернов, Стенарь, 1960; Чернов

и др., 1970; Кратц, 1963; Харитонов и др., 1966; Хейсканен и др., 1977; Горьковец и др., 1991; Костомукшский..., 2015 и др). При этом для них только в последние годы стали появляться прецизионные геохронологические данные, что имеет принципиальное значение не только для разработки и коррекции стратиграфической

шкалы раннего докембрия, но и для реконструкции условий неоархейского корообразования. Вопросы о возрасте и стратиграфической последовательности пород гимольской серии и о положении самой серии в общей стратиграфической шкале остаются до сих пор дискуссионными (Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991; Богданов, Робонен, 2011; Негруца, 2011; Максимов и др., 2015; Костомукшский..., 2015).

Наиболее крупным фрагментом неоархейской коры в Карельской провинции является Центрально-Карельский домен (Лобач-Жученко и др., 20006). Он сложен преимущественно гранитоидами, в основном гранит-мигматитами, субстратом которых являются породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ), а жильным материалом — микроклино-содержащие гранитоиды (Геология..., 1969; Чекулаев, 1996). В отличие от соседних доменов — Водлозерского на юго-востоке и Западно-Карельского на западе, Центрально-Карельский домен сложен породами, U–Pb возраст которых по циркону, как правило, не превышает 2.78 млрд лет, а значения $t_{Nd(DM)} = 2.85$ млрд лет (Лобач-Жученко и др., 20006; Ранний..., 2005).

Исключением являются мезоархейские метавулканиды на юго-западной границе домена (Ялонваара-Пертиньярвинская структура, 2.95–2.93 млрд лет; Мыскова и др., 2022; и зеленокаменный комплекс Коверо, 2.88 млрд лет; Nuhma et al., 2012a), которые скорее должны относиться к Западно-Карельскому домену.

Неоархейские супракрустальные породы — вулканиды преимущественно средне-кислого состава и метаосадочные породы — присутствуют в субмеридиональных структурах и занимают не более 10% от площади Центрально-Карельского домена (рис. 1а). Наиболее крупными из них являются пояса Иломанси (Хатту) и Хедозеро-Большозеро-Нюкозерский на западе, Западно-Сегозерский, Парандовско-Пебозерский на востоке—северо-востоке и Гимольско-Суккозерский пояс, в состав которого входит структура оз. Мегриярви, на юге домена. В подчиненном количестве неоархейские супракрустальные породы присутствуют и в составе мезо-неоархейских зеленокаменных поясов в обрамлении домена: Тикшозерского на северо-восточной границе Центрально-Карельского домена с Беломорской провинцией и Костомукшского, Типасъярви, Кухмо, Таканен в Западно-Карельском домене вдоль западной границы с Центрально-Карельским доменом (рис. 1а).

Согласно стратиграфической шкале (Общая..., 2002), супракрустальные породы с возрастами в интервале 2800–2500 млн лет относятся к гимольской серии гимольского надгоризонта верхнего лопия (неоархея — в международной стратиграфической шкале). Стратотипическими районами развития гимольской серии считаются Костомукшская и Гимольско-Суккозерская структуры, в строении которых исторически выделялись суккозерская, межезерская, костомукшская и кадиозерская (сурлампинская) свиты (рис. 2а). Позднее по результатам деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) (Богданов, Робонен, 2011) гимольская серия была отнесена к нижнему интервалу верхнего лопия (неоархея). Метаморфизованные вулканогенные и осадочные отложения Гимольско-Суккозерской структуры (суккозерская, межезерская и кадиозерская/сурлампинская свиты, которые ранее относились к гимольской серии) выделены в самостоятельную паданскую толщу, залегающую выше (рис. 2б), что вносит дополнительную путаницу при корреляции разрезов разных неоархейских структур. Такое расчленение верхнего лопия (неоархея) Карельской провинции легло в основу легенды и объяснительной записки к последней Госгеолкарте 1000/3 (Максимов и др., 2015).

Сама стратиграфическая последовательность неоархейских супракрустальных пород остается дискуссионной. По представлениям ряда исследователей (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991; Слабунов и др., 2021), в основании разреза гимольской серии залегают полимиктовые базальные конгломераты (суккозерская свита) (рис. 2а), налегающие непосредственно на площадную архейскую кору выветривания (Горьковец и др., 1991; Костомукшский..., 2015). Согласно другой точке зрения (Харитонов и др., 1966; Хейсканен и др., 1977; Максимов и др., 2015), толща конгломератов завершает неоархейский вулканогенно-осадочный разрез, в частности в Гимольско-Суккозерской структуре (рис. 2б). В поясе Иломанси (Хатту) аналогичные полимиктовые конгломераты также отнесены к верхним частям разрезов неоархейских супракрустальных пород (Sorjonen-Ward, 1993).

Другой проблемой исследования неоархейских пород является не только недостаток, но и противоречивость изотопно-геохронологических данных, т.е. остаются неясными время и последовательность формирования пород гимольской серии — стратотипа позднего архея

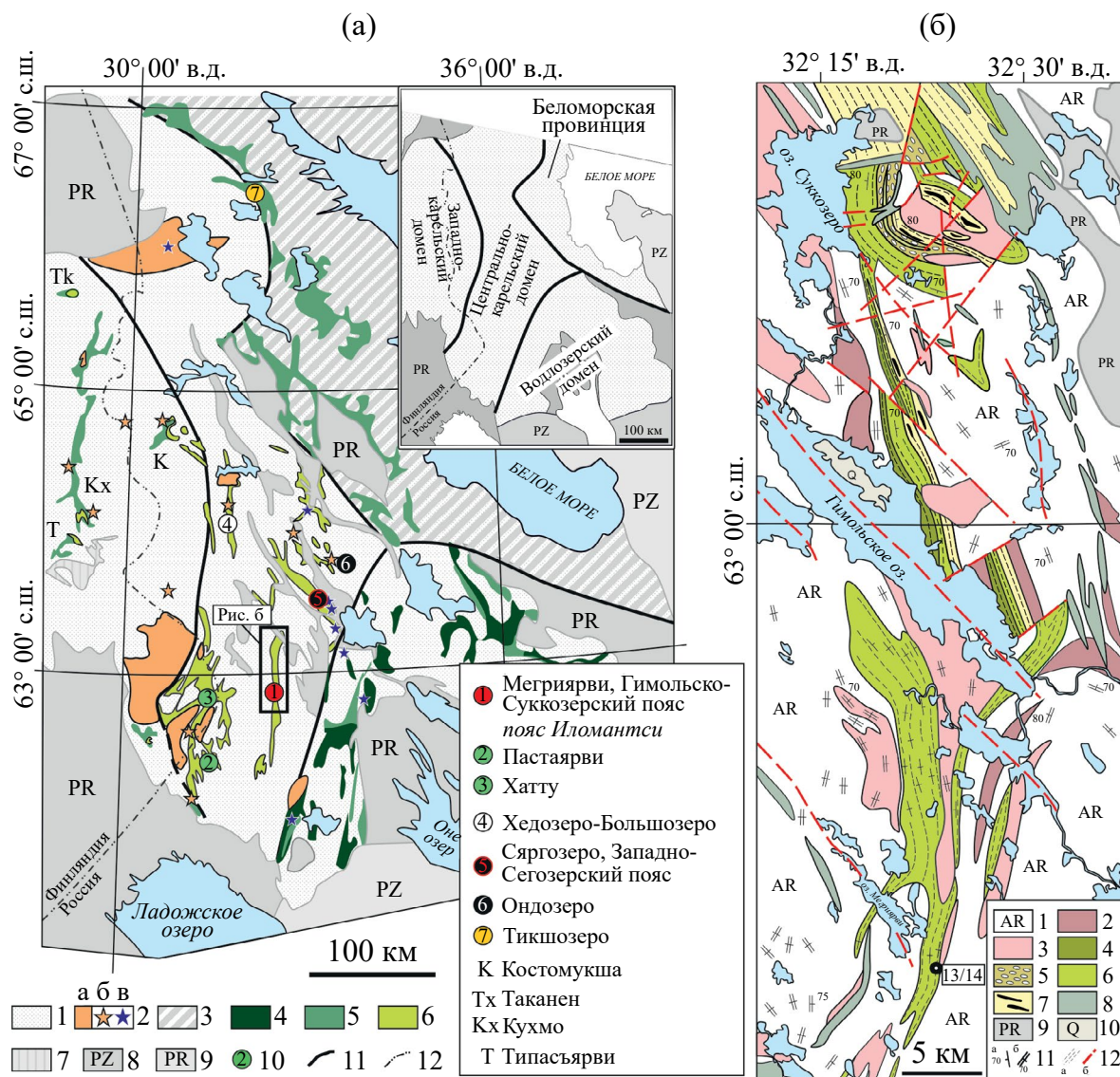
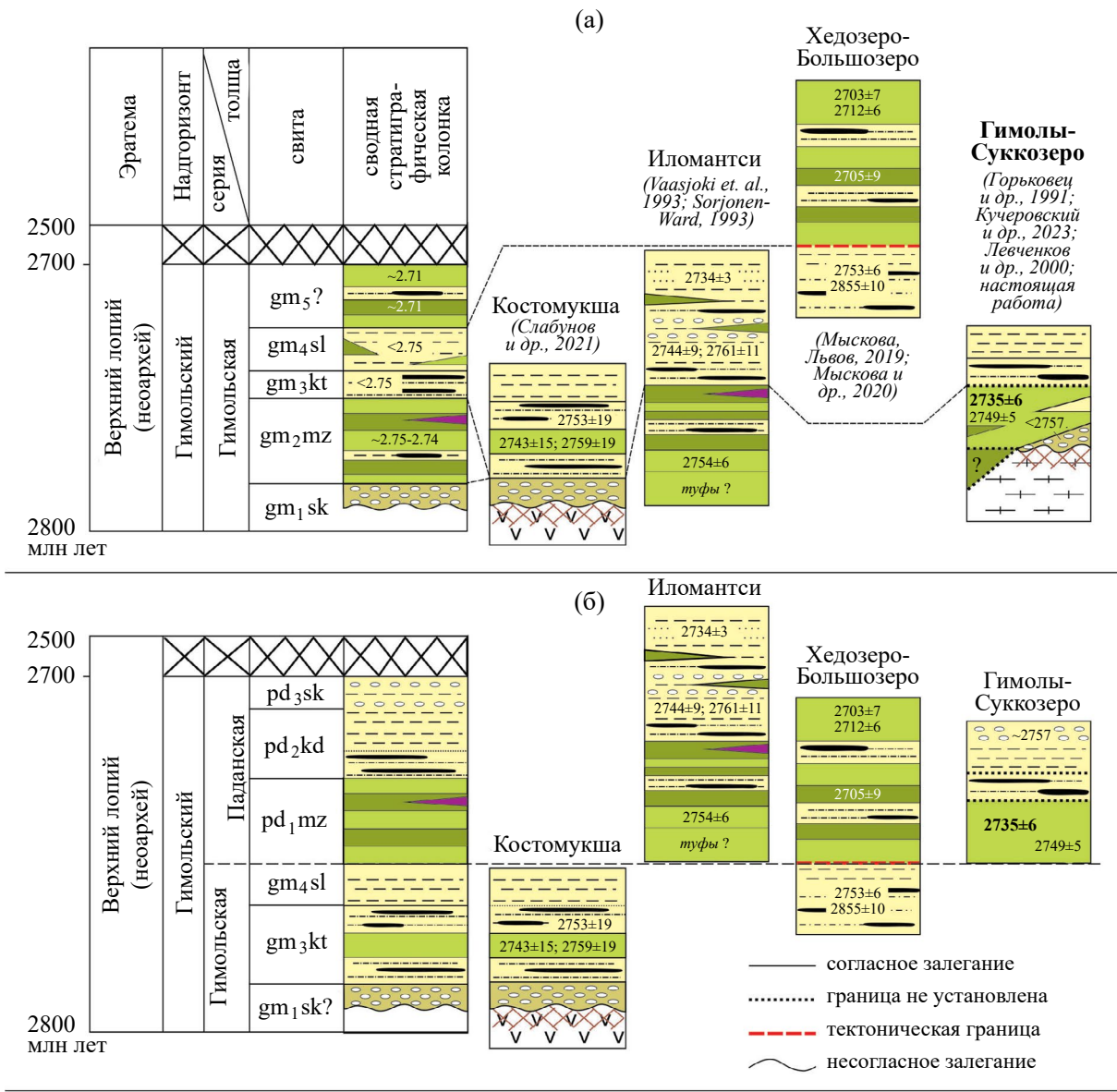


Рис. 1. Схемы геологического строения: (а) Карельской гранит-зеленокаменной области Фенноскандинавского щита по (Любач-Жученко и др., 2000б; Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2011; Hölttä et al., 2012; Костомукшский..., 2015), с дополнениями авторов, (б) северной и центральной частей Гимольско-Суккозерского пояса по (Горьковец и др., 1991), данным Госгеолкарты 1965 г. (1 : 200000), 2015 г. (1 : 1000000) и полевым материалам авторов.

Условные обозначения для рис. 1а: 1–7 – архей: 1 – нерасчлененные породы фундамента, преимущественно гранитоиды; 2 – санукитоиды (по Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Neilimo et al., 2011); а, б – нормально-щелочная группа (а – в масштабе схемы, б – вне масштаба), в – умеренно-щелочная группа; 3 – области существенной переработки архейской коры в протерозое; 4–6 – метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы зеленокаменных поясов с возрастом: 4 – 3.1–2.92 млрд лет, 5 – 2.88–2.74 млрд лет, 6 – 2.75–2.71 млрд лет; 7 – парагнейсовые пояса; 8 – протерозойские супракрустальные образования; 9 – палеозойские образования, 10 – тектонические структуры, в которых описаны Ba–Sr андезиты и дациты, 11 – граниты доменов, 12 – государственная граница. На врезке деление Карельской провинции на домены по (Любач-Жученко и др., 2000б). Положение санукитоидных интрузий по (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Егорова, 2014; Neilimo et al., 2010).

Условные обозначения для рис. 1б: 1–7 – архей: 1 – нерасчлененные породы фундамента, преимущественно ТТГ и мигматиты по ним; 2 – мигматизированные Вт-гнейсы; 3 – неоархейские интрузии плагиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов; 4–7 – метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы Гимольско-Суккозерского пояса: 4 – подушечные лавы метабазальтов (контокская серия по (Горьковец и др., 1991)); 5–7 – “гимольская серия” (“паданская толща” по (Максимов и др., 2015)): 5 – полимиктовые конгломераты (суккозерская свита), 6 – метавулканиды андезит-дацитового и риодацитового состава с прослоями метаосадочных пород (межезерская свита), 7 – преимущественно метаосадочные хемогенные (в том числе магнетитовые кварциты (BIF)) и терригенные породы (костомукшская и кадиозерская (сурлампинская) свиты); 8 – дайки и интрузии габбро; 9 – протерозойские супракрустальные образования; 10 – четвертичные образования; 11 – элементы залегания: а – слоистости, б – кристаллизационной сланцеватости и гнейсовидности; 12а – кристаллизационная сланцеватость, 12б – предполагаемые линии разломов. Кругом отмечено место отбора геохронологической пробы.



Литологические типы пород	
	Отсутствие стратиграфических подразделений в разрезе
	Сурламтинская (кадиозерская) свита (sl): преимущественно терригенные метаосадки флишеидного типа: ритмично-слоистые Qtz-Pl-Bt/Mus сланцы (±гранат, амфибол, кордиерит), гнейсосланцы и кварцито-гнейсы
	Костомукшская свита (kt): хемогенные и терригенные метаосадки: Mgt-Amp-кварциты (BIF), высокоглиноземистые сланцы, графитистые сланцы с Sulf
	андезиты, дациты, риодациты и их туфы
	базальты, андезибазальты коматииты
	Суккозерская свита (sk): полимиктовые конгломераты, граувакки
	Кора химического выветривания
	Контокская серия: метавулканы: базальты, коматииты, риодациты с прослоями метаосадков
	Архейские ТТГ фундамента
	Межезерская свита (mz): метавулканы

Рис. 2. Варианты общей стратиграфической колонки и корреляции сводных стратиграфических разрезов неоархейских супракрустальных пород опорных районов: (а) на основе сопоставления современных геохронологических данных и представлений о геологическом строении района (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991; Костомукшский..., 2015); (б) по результатам деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) (Богданов, Робонен, 2011) и на основе современной легенды к Госгеолкарте 1000/3 (Максимов и др., 2015). Ссылки в скобках указывают на источник геологических и геохронологических данных, на основании которых построены колонки.

в стратиграфической шкале докембрия России. Эта проблема начала активно решаться в последние годы для неоархейских вулканитов и терригенных пород Центрально-Карельского домена и прилегающей восточной окраины Западно-Карельского домена (рис. 3).

Несмотря на неоднозначность некоторых геохронологических данных, становится очевидным, что неоархейский средне-кислый вулканизм на этапе 2.75–2.71 млрд лет имел широкое распространение на большой территории от восточной части Западно-Карельского домена до западной границы Беломорской провинции (рис. 1а). Так, близкие значения U–Pb возраста по циркону получены для метавулканитов Пастаярвинской структуры (2733 ± 9 млн лет, SIMS SRIMP II; Мыскова и др., 2022) и пояса Хатту (2754 ± 9 млн лет, TIMS; Vaasjoki et al., 1993) зеленокаменного пояса Иломанси юго-западной окраины Центрально-Карельского домена. Для порфириидов (метадацитов) Гимольско-Суккозерской структуры центральной части Центрально-Карельского домена получено сходное значение возраста 2749 ± 5 млн лет (TIMS, Левченков и др., 2000), однако эти данные не имеют точной геологической привязки, кроме указания принадлежности образца к кадиозерской свите района пос. Суккозеро. Близкие оценки возраста – 2.72–2.74 млрд лет (рис. 3) были получены для метавулканитов хизоваарской свиты Кичанской структуры Тикшозерского пояса на северо-западной границе Беломорской провинции с Центрально-Карельским доменом (Мыскова и др., 2022). Для цирконов из аналогичных по составу пород Хедозерско-Большезерской структуры получены более молодые оценки возраста: ~2.71 млрд лет (SIMS SRIMP II; Мыскова, Львов, 2019), хотя ранее для дайки метариолита, секущей вулканиты Большезерской структуры, был получен возраст 2730 ± 5 млн лет (SIMS Nordsim; Самсонов и др., 2001). Столь же противоречивые данные получены при определении возраста Нюкозерской интрузии умереннощелочных пород в северной части структуры (рис. 3): $2709–2716$ млн лет (SIMS Nordsim; Bibikova et al., 2005) и 2732 ± 4 млн лет (TIMS, Чекулаев и др., 2004).

С другой стороны, в зеленокаменной структуре Таканен (Восточная Финляндия, к северу от пояса Суомуссалми; рис. 1а) были установлены неоархейские метадациты (2706 ± 4 млн лет, LA-ICP-MS; Jarvinen et al., 2023), близкие по возрасту к вулканитам Большезерской структуры. Однако метадациты Таканен отличаются от большезерских существенно меньшим содержанием K, Ba, Sr и легких редкоземельных элементов (Jarvinen et al., 2023).

Результаты изучения детритового циркона из метаосадочных пород поясов Западной Карелии (Финляндия) (Nuhma et al., 2012a; Lehtonen et al., 2016) и матрикса полимиктовых конгломератов суккозерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса Центрально-Карельского домена (Кучеровский и др., 2023) свидетельствуют о преобладании в источнике сноса неоархейских пород с возрастом около 2.75 млрд лет (рис. 2, 3). Такая же нижняя возрастная граница установлена для метаосадков Хедозерско-Большезерской структуры (Мыскова, Львов, 2019). Таким образом, можно предположить, что накопление терригенных толщ происходило близко по времени с вулканической активностью. Это подтверждается плохой сортировкой, слабой степенью изменения осадков и близостью их химического состава к таковому вулканитов (Чекулаев, Арестова, 2020; Кучеровский и др., 2023). Формирование осадочной толщи синхронно с кислым вулканизмом 2.76–2.74 млрд лет назад было установлено также для пород гимольской серии Костомукшского зеленокаменного пояса (Слабунов и др., 2021).

С другой стороны, на этом же этапе 2.74–2.71 млрд лет назад происходило становление санукитоидных интрузий на всем Карельском кратоне (рис. 1а). Установлено, что внедрение санукитоидов было после формирования ТТГ фундамента и толщи супракрустальных пород зеленокаменных поясов (Ранний..., 2005). Однако появление в последние годы новых геохронологических данных указывает на субсинхронность различных типов магматизма в Карельской гранит-зеленокаменной области в начале неоархея (рис. 3; Nuhma et al., 2012a;

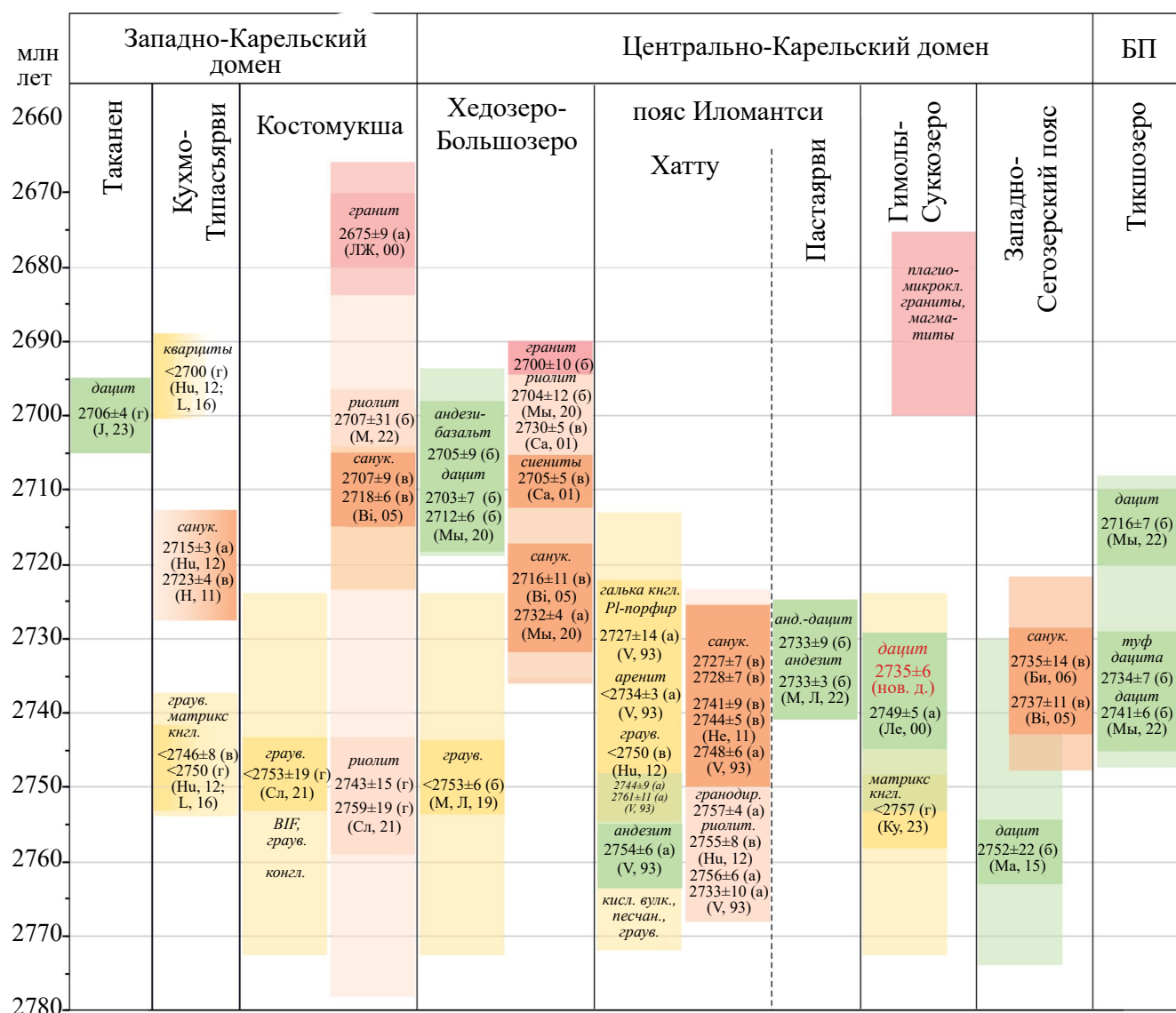


Рис. 3. Схема корреляции U–Pb (по циркону) геохронологических данных для неогарейских вулканических и осадочных пород гимольского надгоризонта (левый столбец); для субвулканических и интрузивных пород (правый столбец), полученных: (а) классическим методом (TIMS), (б) SIMS, SHRIMP II, (в) SIMS, Nordsim, (г) LA-ICP-MS.

Ссылки на источник данных: (Би, 77) – Бибикова и др., 1977; (Би, 06) – Бибикова и др., 2006; (Ку, 23) – Кучеровский и др., 2023; (ЛЖ, 00) – Лобач-Жученко и др., 2000а; (Ле, 00) – Левченков и др., 2000; (Ма, 15) – Максимов и др., 2015; (М, Л, 19) – Мысцова, Львов, 2019; (Мы, 20) – Мысцова и др., 2020; (М, Л, 22) – Мысцова, Львов, 2022; (Мы, 22) – Мысцова и др., 2022; (Са, 01) – Самсонов и др., 2001; (Сл, 21) – Слабунов и др., 2021; (Ч, 04) – Чекулаев и др., 2004; (Би, 05) – Bibikova et al., 2005; (Не, 11) – Heilimo et al., 2011; (Ну, 12) – Nuhma et al., 2012а; (J, 23) – Jarvinen et al., 2023; (L, 16) – Lehtonen et al., 2016; (V, 93) – Vaasjoki et al., 1993. БП – Беломорская провинция. Названия пород указаны без приставки мета. Возраст приведен в млн лет.

Дмитриева и др., 2021). Близость неогарейских среднекислых вулканитов по возрасту и химическому составу к санукитоидам послужила основанием более детального сравнительного анализа пород этих двух серий, результаты которого приведены в данной работе.

Для уточнения времени проявления андезит-дацитового вулканизма в Центрально-

Карельском домене, а также для его корреляции с другими геологическими событиями неогарей U–Pb (CA-ID-TIMS) методом было выполнено прецизионное определение возраста циркона из Ba–Sr метадацита межезерской свиты района оз. Мегриярви, где метавулканиды слагают центральную часть Гимольско-Суккозерского пояса (рис. 1).

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Структура Мегриярви является частью Гимольско-Суккозерского зеленокаменного пояса, расположенного в южной части Центрально-Карельского домена (рис. 1а, 1б). Пояс представляет собой узкую синклиналь меридионального простирания (Горьковец и др., 1991), прослеживаемую от восточного берега оз. Суккозеро через оз. Мегриярви до оз. Суоярви в виде прерывистой полосы шириной от 1 до 10 км. Пояс ограничен с запада и востока антиклинальными поднятиями, а местами осложнен и центральным поднятием фундамента (архейские гнейсоидные ТТГ и мигматиты по ним) и разбит на блоки разломами преимущественно СЗ простирания (рис. 1б). Слагающие пояс архейские супракрустальные породы метаморфизованы и смяты в серию мелких изоклинальных, иногда опрокинутых складок. Точное установление геологических границ и первичной природы пород внутри комплекса затруднено из-за наложенных структурно-метаморфических изменений и плохой обнаженности, что определяет наличие различных взглядов на внутреннее строение и стратиграфическую последовательность пород. По данным ряда исследователей (Чернов, Стенарь, 1960; Чернов и др., 1970; Кратц, 1963; Горьковец и др., 1991), в основании вулканогенно-осадочного комплекса Гимольско-Суккозерской структуры (ранее относимого к гимольской серии) залегает толща полимиктовых конгломератов, переслаивающихся с амфибол-биотитовыми и кварц-плагиоклаз-биотитовыми сланцами (суккозерская свита) (рис. 2а), в которых преобладает детритовый циркон с возрастом около 2.75 млрд лет (Кучеровский и др., 2023). В районе пос. Суккозеро описан непосредственный контакт конгломератов суккозерской свиты с подстилающей корой химического выветривания по гнейсо-гранодиоритам фундамента (Горьковец и др., 1991). Выше по разрезу толща конгломератов согласно перекрывается метавулканитами андезит-дацитового и риодацитового состава межезерской свиты с линзами и прослоями метатерригенных пород. Верхние части разреза представлены метаморфизованными хемогенными (включая BIF – железистые кварциты) и терригенными флишеподобными осадками костомукшской и кадиозерской (сурлампинской) свит (Горьковец и др., 1991). Ряд других исследователей (Харитонов и др., 1966; Хейсканен и др., 1977; Максимов и др., 2015) придерживается точки зрения о положении толщи

полимиктовых конгломератов в верхних частях разреза (рис. 2б).

Литологические и фациальные разновидности пород архейского супракрустального комплекса района не выдержанны по простиранию. В западном крыле синклинали на восточном берегу оз. Гимольского полимиктовые конгломераты суккозерской свиты отсутствуют (рис. 1б), а в основании разреза установлена толща metabазальтов с реликтами подушечных текстур, отсутствующая в других частях структуры (Горьковец и др., 1991). Границы толщи не установлены. Метабазальты были отнесены к контоксской серии (Горьковец и др., 1991) по аналогии с Костомукшской структурой. Такое сопоставление является не совсем однозначным, так как в Костомукшской структуре metabазальты контоксской серии представлены метатолитами и отделены от вышележащих пород гимольской серии структурным несогласием, корой химического выветривания и базальными конгломератами (рис. 2). Гимольские metabазальты отличаются от костомукшских более высокими содержаниями SiO_2 и щелочей (Горьковец и др., 1991) и по химическому составу ближе к неоархейским известково-щелочным андезибазальтам Хедозерско-Большезерской структуры (Мыслова и др., 2020). Поэтому нельзя исключать принадлежность metabазальтов к неоархейскому вулканогенному комплексу, по аналогии со строением поясов Иломанси и Хедозерско-Большезерского (рис. 2).

Породы архейского вулканогенно-осадочного комплекса секутся дайками габброидов и жилами неоархейских плагиомикроклиновых пегматитовидных гранитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА по стандартной методике; редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) измерены методом ICP-MS на приборах VRA-30 и ELAN-DRC-6100 соответственно в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Калибровка измерений проводилась с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15%, для остальных редких элементов (Ti, Zr, Sr, Y) не более 5%.

U–Pb геохронологические и Sm–Nd изотопные исследования были выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Отобранные для

U—Pb геохронологических исследований микронавески наиболее чистых и прозрачных кристаллов циркона (1–50 зерен) подвергались высокотемпературному отжигу в муфельной печи SNOL E5CC в керамических или кварцевых тиглях при 850°C в течение 48 ч (Mattinson, 2005) с последующей кислотной обработкой смесью 35% HF + 15% HNO₃ в пропорции 5 : 1 в течение 2–4 ч при температуре 180 или 220°C. После предварительной обработки циркон был проанализирован по стандартной методике (Krogh, 1973). Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ²⁰²Pb—²³⁵U. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом и динамическом (при помощи счетчика ионов) режимах. Точность определения U/Pb отношений, а также содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проведена с использованием программ PbDAT и ISOPLOT (Ludwig, 1991, 2003). При расчете возрастов были использованы значения констант распада урана по (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с эволюционной моделью Стейси—Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

Химическое разложение проб и выделение Sm и Nd методом ионообменной хроматографии выполнено согласно методике, описанной в (Саватенков и др., 2004). Определение изотопного состава Sm и Nd проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM_987. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к табличному значению стандарта La Jolla (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860). Среднее значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в изотопном стандарте jNd-1 в период работы составило 0.512098 ± 0.000008 (2σ, n = 6). Уровень холостого опыта за время исследований равнялся 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ± 0.5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ± 0.5%, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ± 0.005% (2σ). Для расчета значений ε_{Nd}(t) использованы параметры для однородного хондритового резервуара на сегодняшний день: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 (Фор, 1989). Расчет

модельного Sm—Nd возраста t_{Nd(DM)} выполнен согласно модели (DePaolo, 1981).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАДАЦИТОВ ОЗЕРА МЕГРИЯРВИ

В районе оз. Мегриярви выходы метавулканитов межезерской свиты приурочены к полосе протяженностью до 15 км и шириной 5–7 км, ориентированной в субмеридиональном направлении (Мегриярвинская структура) и прослеживаемой на север почти до Гимольской зеленокаменной структуры (рис. 1б). Геологическое строение данного района, как и всей южной части Центрально-Карельского домена, было детально изучено С.Б. Лобач-Жученко с коллегами в 1963–1965 гг. под руководством К.О. Кратца. Из-за плохой обнаженности, неоднократных структурно-метаморфических преобразований, разнообразных процессов ультраметаморфизма (Геология..., 1969) размеры и количество выходов метавулканитов так же, как и их границы с окружающими гранитоидами, остаются неясными. Наблюдаются постепенные переходы метадацит-порфиоров в порфиробластические гнейсы с реликтовой бластопорфировой структурой и гнейсогранитоиды в разных частях структуры (Геология..., 1969). В то же время здесь имеются выходы слабоизмененных пород. В одном из таких выходов (62°45'06.4" с.ш.; 32°23'13.6" в.д.) отобрана проба метадацита 13/14 для геохронологических исследований (рис. 1б).

Метадацит представляет собой плотную мелкозернистую породу с хорошо сохранившейся первичной структурой, выраженной наличием вкрапленников плагиоклаза размером 1–4 мм, составляющих от 5 до 20% породы, в эпидот-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовой основной массе (рис. 4).

По химическому составу изученные метавулканиты относятся к магнезиальным дацитам-трахидацитам повышенной щелочности: SiO₂ = 64 мас.%; K₂O+Na₂O = 6.7–7.6 мас.%; K₂O/Na₂O = 0.9; #mg = 45–48 (табл. 1, рис. 5а, 5б, 8). Особенностью их химического состава является обогащение Ba (900–1300 мкг/г), Sr (в среднем 650 мкг/г), LREE (в среднем: (La/Yb)_n = 20, La = 38 мкг/г) и ярко выраженные Nb- и Ti-минимумы на спайдер-диаграммах (рис. 5в, 9).

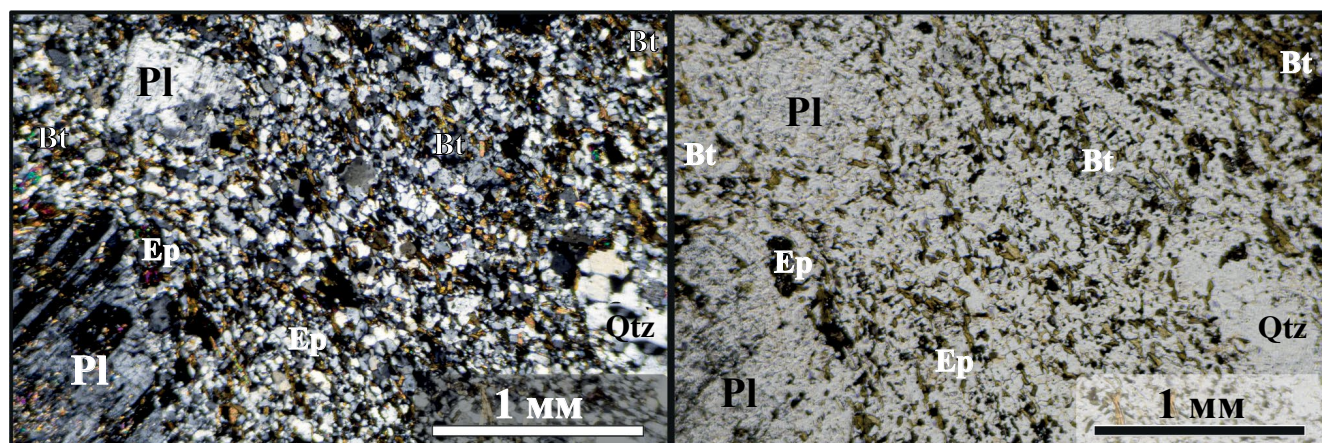


Рис. 4. Микрофотографии шлифа метадацита Мегриярвинской структуры: в поляризованном (слева) и проходящем свете (справа).

Таблица 1. Содержания главных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в неоархейских средне-кислых вулканитах (1–7) зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена в сравнении с представительными анализами состава пород толщи полимиктовых конгломератов суккозерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса (8, 9), а также со средними составами неоархейских ТТГ Центрально-Карельского домена (10) и санукитоидов среднекислого состава ($\text{SiO}_2 > 55$ мас.%) Карельской провинции (11, 12)

Район	Центрально-Карельский домен							
Структура	Мегриярви		Сяргозеро	Ондозеро			Среднее для домена	
Порода	Метавулканиты							
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	
№ пробы	13/14	15/14	37/14a	452e	935a-85	592	59/38*	Ст. откл.
SiO ₂	64.08	64.26	65.44	60.8	66.75	68.69	65.29	2.55
TiO ₂	0.45	0.51	0.41	0.71	0.41	0.39	0.54	0.16
Al ₂ O ₃	17.61	16.50	18.12	17.35	17.24	16.37	16.41	1.30
FeO _{tot}	3.64	4.57	2.74	6.23	3.51	2.48	4.06	1.23
MnO	0.06	0.08	0.03	0.11	0.04	0.06	0.08	0.03
MgO	1.86	2.10	0.85	1.84	0.90	0.63	1.71	0.73
CaO	3.24	3.58	3.16	3.9	2.98	2.44	3.16	0.94
Na ₂ O	3.99	3.56	5.53	4.59	4.59	4.19	4.22	0.97
K ₂ O	3.58	3.19	1.96	2.43	2.44	3.01	2.72	0.84
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.19	0.8	0.24	0.11	0.19	0.10
Ппп	0.99	0.97	1.35	1.11	0.88	0.12	1.02	0.18
mg#	0.48	0.45	0.36	0.35	0.31	0.31	0.42	
Rb	92	107	39	102	61	79	100	35
Sr	641	671	836	1051	618	555	731	304
Ba	1290	910	1100	1621	1265	1003	1043	425
Y	14.9	16.5	5.95	35	13	11	12	8
Zr	104	181	155	282	290	221	182	128
Nb	7.23	6.71	4.82	12	3.48	8	11.4	7.0
Th	10	11	4.43	15	16	11	9.4	3.8
U	2.74	2.91	1.26		1.09		2.06	0.83
Cr	22.6	27.1	16.1		4.58		62	44
Ni	12.7	16	9.4		6.11		25	18
V	76.9	87.4	41.3		36.1		80	27
La	35.8	39.1	31.3		79.2		30.0	17.1

Таблица 1. Продолжение

Район	Центрально-Карельский домен							
Структура	Мегриярви		Сяргозеро	Ондозеро			Среднее для домена	
Порода	Метавулканиды							
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	
№ пробы	13/14	15/14	37/14a	452e	935a-85	592	59/38*	Ст. откл.
Ce	70.6	70.6	61.5		156		56.0	32.5
Pr	8.33	8.74	7.86		16.7		9.7	3.46
Nd	30.6	33.5	28.9		62.9		23.8	12.7
Sm	4.75	4.64	5.07		8.38		4.23	1.47
Eu	1.48	1.38	1.58		1.39		1.10	0.30
Gd	3.82	4.4	3.55		6.99		4.28	1.30
Tb	0.54	0.58	0.38		0.63		0.40	0.10
Dy	2.66	2.9	1.2		2.77		2.21	0.56
Ho	0.5	0.54	0.18		0.43		0.37	0.12
Er	1.57	1.50	0.41		1.08		1.02	0.39
Tm	0.25	0.20	0.05		0.14		0.15	0.06
Yb	1.24	1.51	0.29		0.90		0.98	0.44
Lu	0.20	0.23	0.03		0.15		0.16	0.07
PЗЭ	162	170	142		338		134	
Sr/Y	43	41	141	30	48	51	89	
(La/Yb) _n	20	18	74		60		21	
Eu/Eu*	1.04	0.93	1.09		0.54		0.79	
K ₂ O/Na ₂ O	0.90	0.90	0.35	0.53	0.53	0.72	0.64	
K ₂ O+Na ₂ O	7.6	6.7	7.5	7.0	7.0	7.2	6.9	
Ссылка	1	1	1	1	1	1	2	

Таблица 1. Продолжение

Район	Центрально-Карельский домен				Карельская провинция			
Структура	Суккозеро		Среднее		Среднее			
Порода	Конгломераты		ТТГ		Санукитоиды			
	Прослой bt-qtz-pl- сланца	Галька плаггио- порфира			Умереннощелочные		Нормальнощелочные	
	8	9	10		11		12	
№ пробы	430/1	C2013с	72/64*	Ст. откл.	186/146/49**	Ст. откл.	242/238/73**	Ст. откл.
SiO ₂	66.14	64.29	68.87	2.65	62.31	4.40	65.1	2.64
TiO ₂	0.59	0.47	0.34	0.14	0.52	0.20	0.50	0.13
Al ₂ O ₃	15.96	15.91	16.25	1.18	15.85	0.96	15.7	0.59
FeO _{tot}	4.39	6.05	2.82	1.05	4.46	1.71	4.1	1.05
MnO	0.08	0.11	0.05	0.04	0.12	0.29	0.09	0.05
MgO	1.80	2.06	0.94	0.57	2.78	1.59	2.4	0.86
CaO	2.85	2.65	3.08	0.61	3.37	1.60	3.6	0.93
Na ₂ O	3.39	4.58	4.73	0.77	5.26	1.01	4.4	0.62
K ₂ O	2.68	2.07	1.72	0.68	3.57	0.98	2.6	0.59
P ₂ O ₅	0.17	0.22	0.13	0.07	0.25	0.10	0.21	0.08
Ппп	1.40	0.68	0.77	0.34	0.80	0.27	1.2	0.50
mg#	0.42	0.38	0.35		0.50		0.49	
Rb	82	74	55	29	93	28	88	25

Таблица 1. Окончание

Район	Центрально-Карельский домен				Карельская провинция			
Структура	Суккозеро		Среднее		Среднее			
Порода	Конгломераты		ТТГ		Санукитоиды			
	Прослой bt-qtz-pl- сланца	Галька плаггио- порфира			Умереннощелочные		Нормальнощелочные	
	8	9	10		11		12	
Sr	733	621	571	143	1214	397	711	188
Ba	1240	842	705	472	1765	577	1062	270
Y	12.7	18.2	8.5	4.2	19	7.5	13	3.6
Zr	129	162	151	77	171	75	143	43
Nb	4.96	5.11	6.2	3.6	9.47	4.3	7.0	2.8
Th	11.0	14.1	8.9	6.3	12.3	8.8	8.5	3.2
U	2.16	3.56	0.52	0.42	2.4	1.7	1.6	1.0
Cr	153	78	73	39	98	75	71	35
Ni	55	61	22	10	41	27	29	19
V	111	101	58	28	96	48	76	29
La	49.2	65.3	30.5	22.0	68.6	38.2	27.0	9.93
Ce	88.1	102	56.1	37.2	148	81.7	51.7	19.4
Pr	10.1	14.8	2.25	1.14	19.8	8.74	6.86	1.46
Nd	39.5	55.3	23.9	15.3	67.0	34.1	22.8	9.51
Sm	6.34	9.54	3.81	2.12	10.8	5.43	4.05	1.52
Eu	1.47	1.85	0.87	0.46	2.75	1.31	0.87	0.42
Gd	5.20	6.38	1.33	0.89	8.59	3.85	3.84	0.94
Tb	0.57	0.71	0.38	0.19	0.87	0.39	0.41	0.14
Dy	2.60	3.28	0.86	0.69	3.67	1.41	2.16	0.59
Ho	0.49	0.62	0.15	0.12	0.59	0.22	0.38	0.10
Er	1.09	1.66	0.43	0.34	1.51	0.57	1.00	0.30
Tm	0.19	0.24	0.06	0.05	0.21	0.11	0.14	0.04
Yb	1.21	1.50	0.37	0.17	1.17	0.45	0.92	0.28
Lu	0.17	0.23	0.07	0.05	0.16	0.04	0.15	0.05
P3Э	206	263	121		334		122	
Sr/Y	58	34	82		60		57	
(La/Yb) _n	28	31	57		32		23	
Eu/Eu*	0.77	0.68	0.96		0.79		0.82	
K ₂ O/Na ₂ O	0.79	0.45	0.36		0.71		0.59	
K ₂ O+Na ₂ O	6.1	6.7	6.4		8.8		7.0	
Ссылка	1	3	4		5		6	

Примечание. Ссылки: 1 – настоящая работа, 2 – Чекулаев и др., 2018; 3 – Кучеровский и др., 2023; 4 – Чекулаев и др., 2022; 5 – умереннощелочные санукитоиды, массивы: Панозеро, Шаравалампи, Сяргозеро, Хаутаваара, Эльмус, Хижъярви, Бергаул – данные авторов, частично опубликованные в (Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008; Бибикина и др., 2006; Егорова, Лобиков, 2013; Егорова, 2014), а также (Дмитриева, 2012, 2015; Дмитриева и др., 2021; Слюсарев и др., 2001); Пяозеро, Бергаул (Ларионова и др., 2007); 6 – нормальнощелочные санукитоиды, массивы: Кургенлампи, Нюк, Тулос, Ялонваара, Чалка – данные авторов, частично опубликованные в (Чекулаев и др., 2004; Лобач-Жученко и др., 2005; Егорова, 2014), а также Дмитриева и др., 2021 (Чалка); Большозеро (Самсонов и др., 2001), Восточная Финляндия: Арола, Лосо, Иломантсиъярви, Сисманъярви, Куйттила, Тасанваара, Койтере, Куусамо, Каапинсалми – по (O'Brien et al., 1993; Halla, 2005; Käryaho, 2006; Heilimo et al., 2011). (*) – соотношение количества анализов на содержание главных и редких элементов, (**) – главных/редких/редкоземельных элементов, используемых для расчета средних значений.

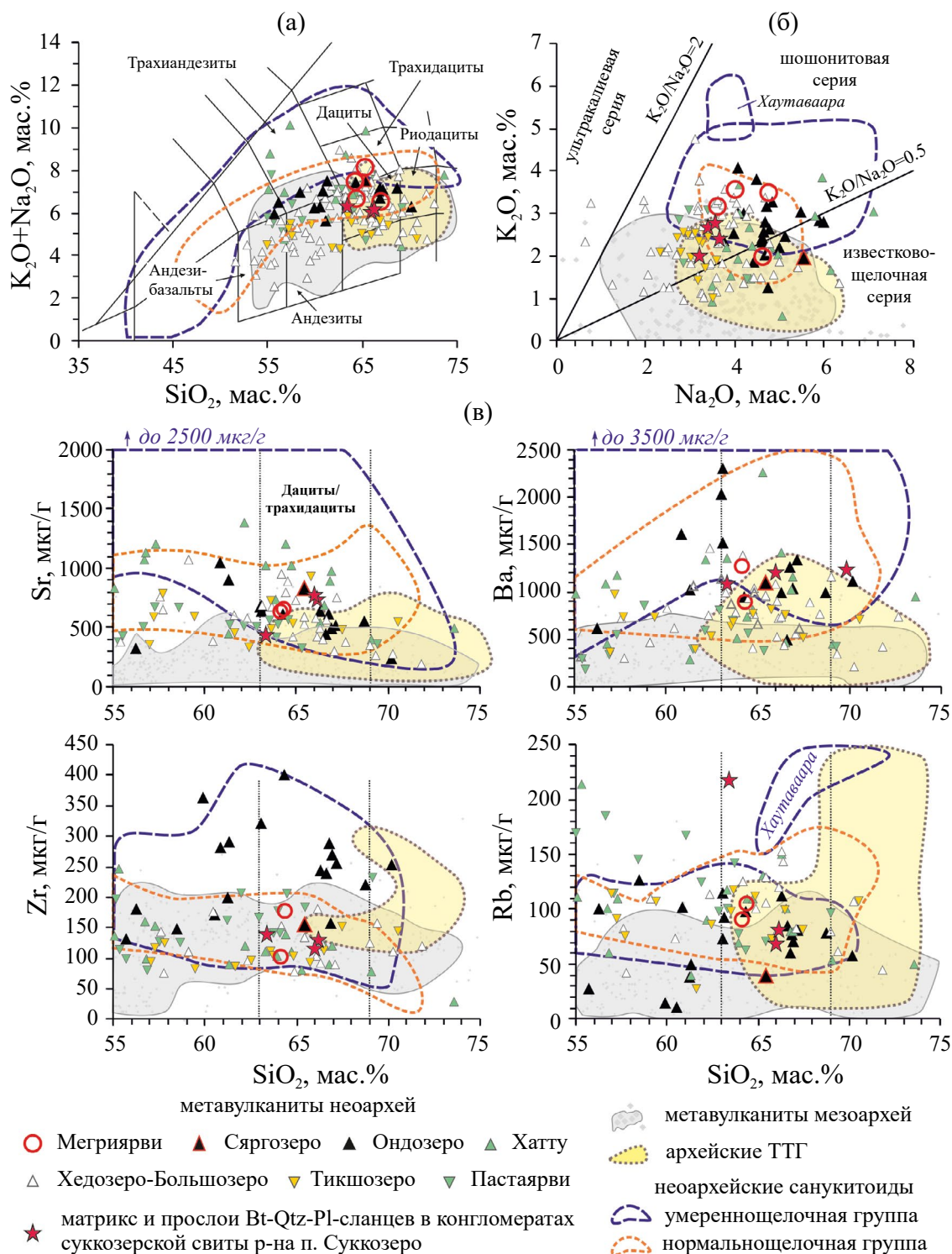


Рис. 5. Парные диаграммы, показывающие геохимические особенности метадациитов Мегриярви в сравнении с неоархейскими метавулканидами других зеленокаменных структур Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса, а также с полями составов архейских пород Карельской провинции: мезоархейских вулканитов среднекислого состава, архейских ТТГ и санукитоидов.

Источники данных: структура Мегриярви (Гимольско-Суккозерский пояс), Сяргозерская структура (Западно-Сегозерский пояс), Ондозерская структура (табл. 1, данные авторов); пояс Хатту (O'Brien et al., 1993); Пастаярвинская структура (Мыскова и др., 2022); Хедозерско-Большезерский пояс (Мыскова и др., 2020); Тикшозерский пояс (Мыскова и др., 2022; Myskova et al., 2024); среднекислые вулканиты мезоархей Западно-Карельского и Водлозерского доменов по (Чекулаев и др., 2018; неопубликованные данные); ТТГ по (Чекулаев и др., 2022; неопубликованные данные); ссылки на источники данных о составе санукитоидов даны в примечании к табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из метадациита (проба 13/14) Мегриярвинской структуры представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими и коротко-призматическими кристаллами, облик которых определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (рис. 6, I–IV). Зерна непрозрачные и полупрозрачные, редко прозрачные, светло-коричневого цвета. Наиболее прозрачные кристаллы сконцентрированы преимущественно в мелких размерных фракциях. Кристаллы часто содержат метамиктные центральные зоны мощностью до 80%. Циркон характеризуется сравнительно слабой люминесценцией и тонкой осцилляторной зональностью (рис. 6, V–VIII).

Для U–Pb геохронологических исследований выбраны наиболее “чистые” и прозрачные кристаллы из размерной фракции 50–75 мкм, подвергнутые “химической абразии” – предварительному высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при $T = 850^{\circ}\text{C}$ и последующей кислотной обработке с экспозицией от 2 до 4 ч при температуре 180 или 220°C (табл. 2). В результате “химической абразии” циркон интенсивно растворялся и фрагментировался. Полученный после кислотной обработки остаток циркона

характеризуется низким содержанием примесного “обыкновенного” свинца и конкордантным или незначительно дискордантным ($D < 2\%$) возрастом (табл. 2, рис. 7). Конкордантная оценка возраста по точке 4 соответствует 2735 ± 6 млн лет (СКВО = 0.061, вероятность 0.81). Точки изотопного состава циркона 1–4 образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует 2736 ± 2 млн лет (СКВО = 1.5, нижнее пересечение практически отвечает нулю).

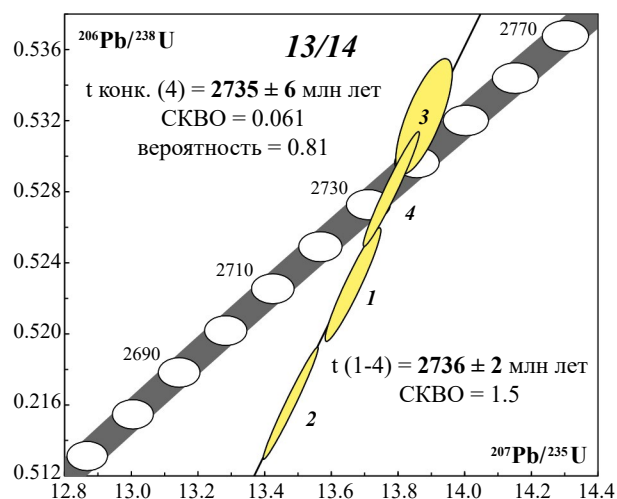


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из метадациита (проба 13/14) Мегриярвинской структуры. Номера точек соответствуют номерам в табл. 2.

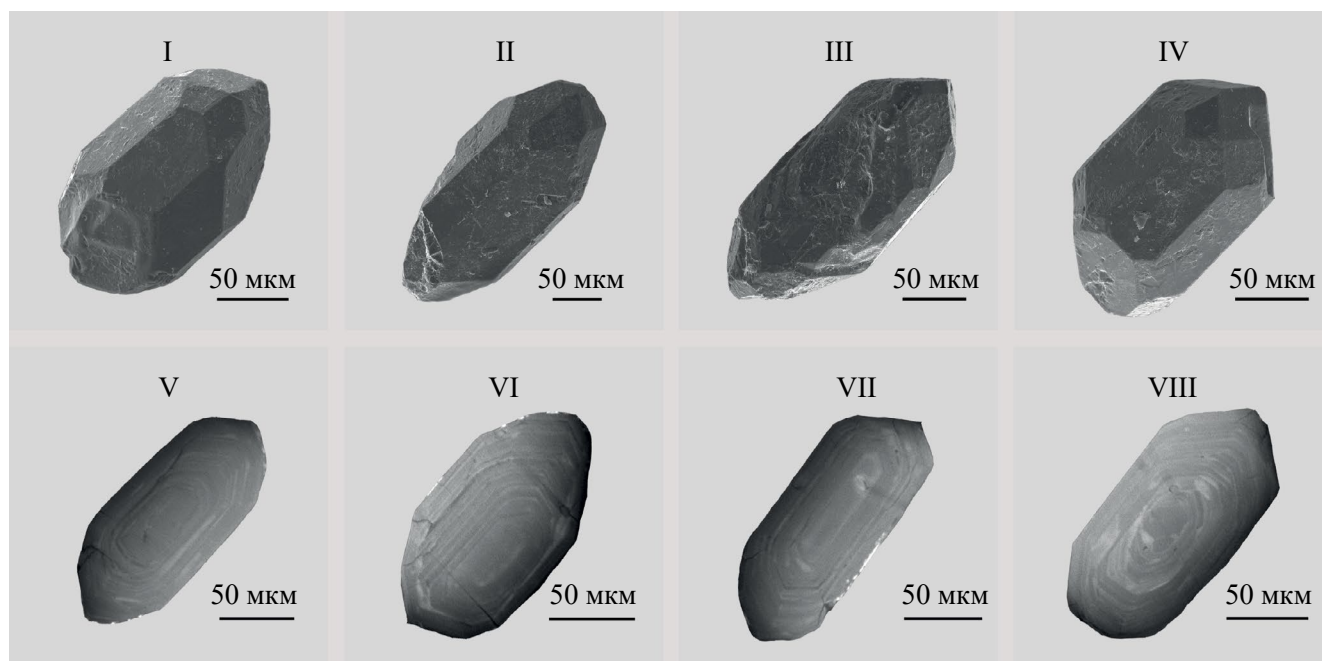


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из метадациита (пр. 13/14) Мегриярвинской структуры, выполненные на СЭМ TESCAN VEGA 3 в режимах вторичных электронов (I–IV) и катодолюминесценции (V–VIII).

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и хар-ка циркона	U/Pb	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–75, 49 з., ВО, кисл. обр. = 2.0 (220°C)	1.59	986	0.1896±1	0.1872±1	13.6598±205	0.5224±5	0.95	2726±4	2710±3	2739±1
2	50–75, 44 з., ВО, кисл. обр. = 4.0 (180°C)	1.62	1464	0.1894±1	0.1800±1	13.4781±270	0.5161±10	0.98	2714±5	2683±5	2737±1
3	50–75, 1 з., ВО, кисл. обр. = 4.0 (180°C)	1.59	168	0.1891±6	0.1721±1	13.9077±695	0.5334±16	0.75	2743±14	2756±8	2734±5
4	50–75, 41 з., ВО, кисл. обр. = 4.0 (180°C)	1.62	6797	0.1892±1	0.1702±1	13.7803±139	0.5282±5	0.97	2735±3	2734±3	2736±1

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы) и температурой (°C). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Морфологические особенности и внутреннее строение кристаллов свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона. Полученное значение возраста (2735 ± 6 млн лет) можно считать наиболее точной оценкой возраста кристаллизации метадацита (проба 13/14) Мегриарвинской структуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm–Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерения изотопного состава Sm и Nd выполнены для двух образцов метадацитов Мегриарвинской структуры Гимольско-Суккозерского

пояса и близкого по составу образца метадацита Сяргозерской структуры Западно-Сегозерского пояса (табл. 3). Для удобства сравнения значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитаны на полученный возраст для метадацитов Мегриарви – 2735 млн лет. Для метадацитов Мегриарви значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.735) = +0.5$ и $+0.8$ и немного ниже для метадацита Сяргозера – $\epsilon_{\text{Nd}}(2.735) = -0.2$. Рассчитанный модельный возраст (по модели DePaolo, 1981) для метадацитов Мегриарви и Сяргозера равен 2.83 – 2.85 и 2.91 млрд лет соответственно (табл. 3). В табл. 3 дополнительно приведен Sm–Nd изотопный состав матрикса неoarхейских полимиктовых конгломератов Гимольско-Суккозерского

Таблица 3. Sm–Nd изотопные данные для метадацитов и матрикса полимиктовых конгломератов неoarхейских Западно-Сегозерского (1) и Гимольско-Суккозерского (2–4) зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена

№ п/п	№ обр.	Порода	Район	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.735)$	$t_{\text{Nd(DM)}}$, млрд лет
1	37/14а	метадацит	оз. Сяргозеро	5.30	30.4	0.1052	0.510976	–0.2	2.91
2	13/14	метадацит	оз. Мегриарви	4.79	28.4	0.1021	0.510958	+0.5	2.85
3	15/14	метадацит	оз. Мегриарви	5.59	33.1	0.1021	0.510971	+0.8	2.83
4	C2013	матрикс конгломерата	пос. Суккозеро	6.10	41.3	0.0898	0.510780	+1.4	2.78

пояса, для которых неоархейские метадациты предполагаются в качестве источника обломочного материала (Кучеровский и др., 2023). Для матрикса конгломерата получен слегка более молодой модельный возраст — 2.78 млрд лет и более высокое значение $\varepsilon_{\text{Nd}}(2.735) = +1.4$, в сравнении с метадацитами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение составов метадацитов структуры Мегриярви с составами неоархейских средне-кислых метавулканитов поясов западной (Хедозеро-Большозеро, Иломанси) и восточной (Сяргозеро, Ондозеро, Тикшозеро) окраин Центрально-Карельского домена показало их большое сходство (табл. 1, рис. 5, 8–10). Неоархейские метаандезиты и метадациты существенно отличаются от мезоархейских аналогов более высокими концентрациями щелочей (особенно K), Ba и Sr (рис. 5, 8). Для архейских магматических пород одновременное обогащение Ba (> 500 мкг/г) и Sr (> 500 мкг/г) является уникальной спецификой санукитоидной серии, в частности отличающей ее от пород ТТГ-ассоциации (Halla et al., 2009; Moyen, 2020). Изначально к санукитоидной серии архея были отнесены не только магнезиальные гранитоиды, обогащенные щелочами, крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами, но и комплементарные по возрасту и составу вулканиты провинции Сьюпериор Канадского щита (Shirey, Hanson, 1984), позднее эта связь была показана и для санукитоидов Бунделкхандского кратона в Индии (Slabunov, Singh, 2020).

Санукитоиды — это первые в геологической истории Карельской провинции породы повышенной щелочности. По степени обогащения щелочами, крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами они делятся на *умереннощелочную* и *нормальнощелочную* группы (Егорова, 2014). Последняя имеет промежуточный состав между ТТГ и умереннощелочными санукитоидами (рис. 5, 8, 9). Сравнение состава неоархейских средне-кислых метавулканитов с составом гранитоидных разностей пород ($\text{SiO}_2 > 55$ мас.%) санукитоидной серии Карельской провинции (табл. 1, рис. 5, 8, 9) показало, что большая часть неоархейских метавулканитов близки по химическому составу, в том числе по содержанию щелочей, Ba (500–1500 мкг/г) и Sr (500–1000 мкг/г), к нормальнощелочной группе санукитоидов. Неоархейские ТТГ Центрально-Карельского домена также показывают повышенные концентрации Ba и Sr (табл. 1), что

отличает их от мезоархейских ТТГ (Чекулаев и др., 2022). Из этого следует, что обогащение Ba и Sr характерно для всего спектра неоархейских средне-кислых магматических пород Центрально-Карельского домена.

Санукитоиды умереннощелочной группы (Егорова, 2014) отличаются существенно более высокими концентрациями Ba (до 3500 мкг/г) и Sr (до 2500 мкг/г), а также щелочей, особенно K, и легких РЗЭ (табл. 1, рис. 5, 8, 9).

Другим отличием санукитоидов от ТТГ является более высокое содержание MgO, Cr, Ni и индекс #mg (Shirey, Hanson, 1984; Moyen, 2020). Анализ составов различных архейских средне-кислых магматических пород Карельской гранит-зеленокаменной области показал (табл. 1, рис. 8), что в среднем в санукитоидах содержания MgO, Cr, Ni и индекс #mg выше, чем в вулканитах и ТТГ, но эти параметры сильно варьируют, и в общем поле составов различия не являются столь очевидными (рис. 8).

Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в неоархейских метадацитах рассматриваемых зеленокаменных поясов очень похожи на спектры составов неоархейских санукитоидов и ТТГ Центрально-Карельского домена (рис. 9). Для всех рассмотренных пород характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (K, Ba, Sr) и легкими РЗЭ, минимумы по высокозарядным элементам (Nb, Zr, Hf, Ti) и P; Eu-аномалия отсутствует или выражена слабо. Однако очевидно, что умереннощелочные санукитоиды на порядок больше обогащены РЗЭ (особенно легкими), Ba и Sr, хотя наблюдается перекрытие в области составов санукитоидов и Ba–Sr вулканитов (рис. 9).

Рассмотренные неоархейские Ba–Sr вулканиты разных тектонических структур Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса также имеют сходный изотопный состав неодима (рис. 10). На диаграмме $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ –возраст большая часть вулканитов попадает в поле эволюции составов неоархейских ТТГ Центрально-Карельского домена. Для вулканитов пояса Хатту наблюдается более широкий разброс значений $\varepsilon_{\text{Nd}}(2.74)$ от -2.6 до $+1.3$ (Nuhma et al., 2012b). Сравнение значений $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ для неоархейских вулканитов с полем составов санукитоидов (рис. 10) также показало их сходство с нормальнощелочной группой. Умереннощелочные санукитоиды характеризуются менее радиогенным изотопным составом неодима. В целом как вулканиты, так и санукитоиды в основной массе имеют невысокие положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и вместе

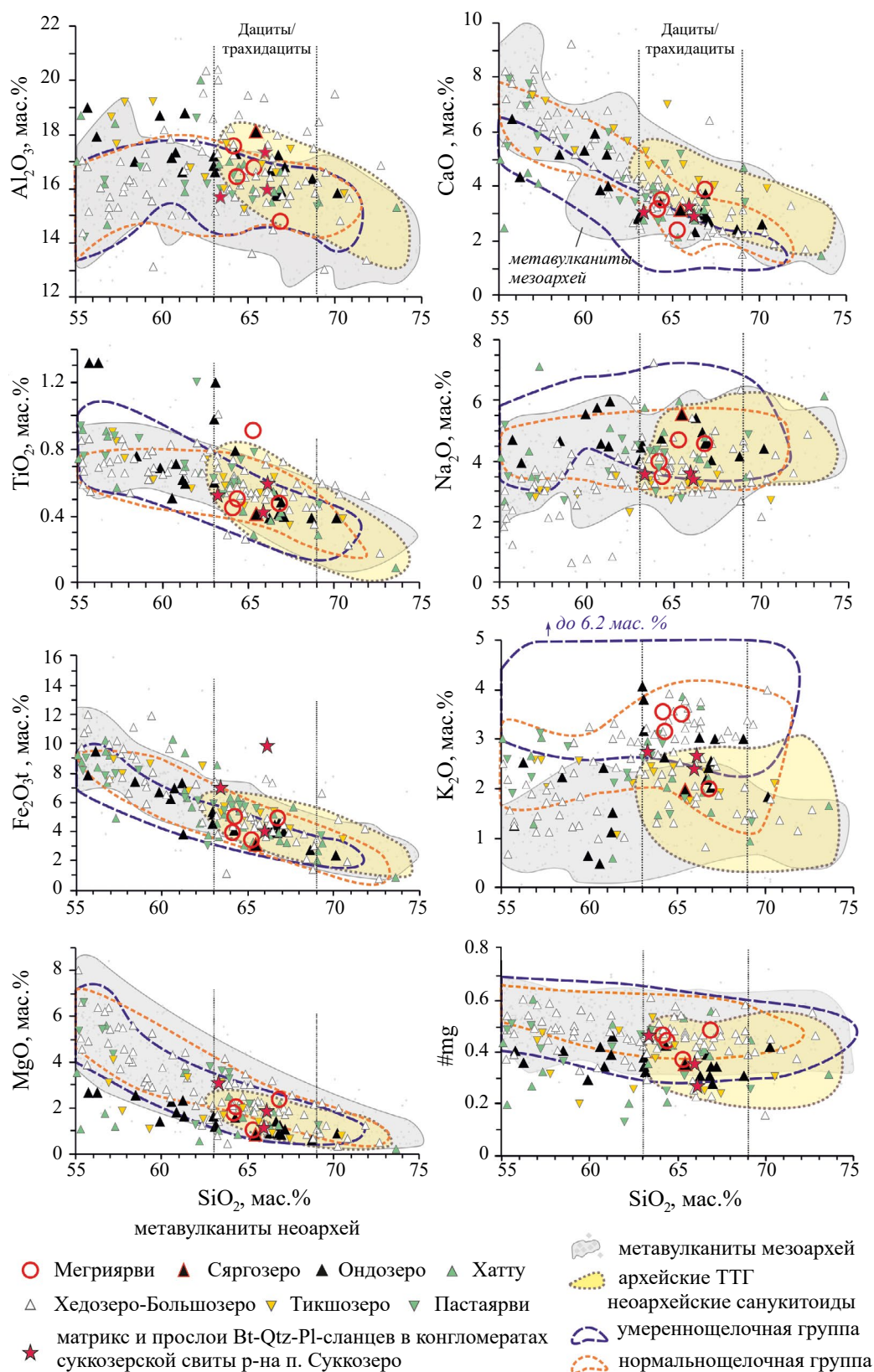


Рис. 8. Соотношение содержаний главных элементов и магнелиальности относительно SiO_2 для неоархейских метавулканитов среднекислого состава Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса. Для сравнения показаны поля составов архейских пород Карельской провинции: мезоархейских вулканитов среднекислого состава, архейских ТТГ и санукитоидов Карельской провинции. Источники данных те же, что и на рис. 5.

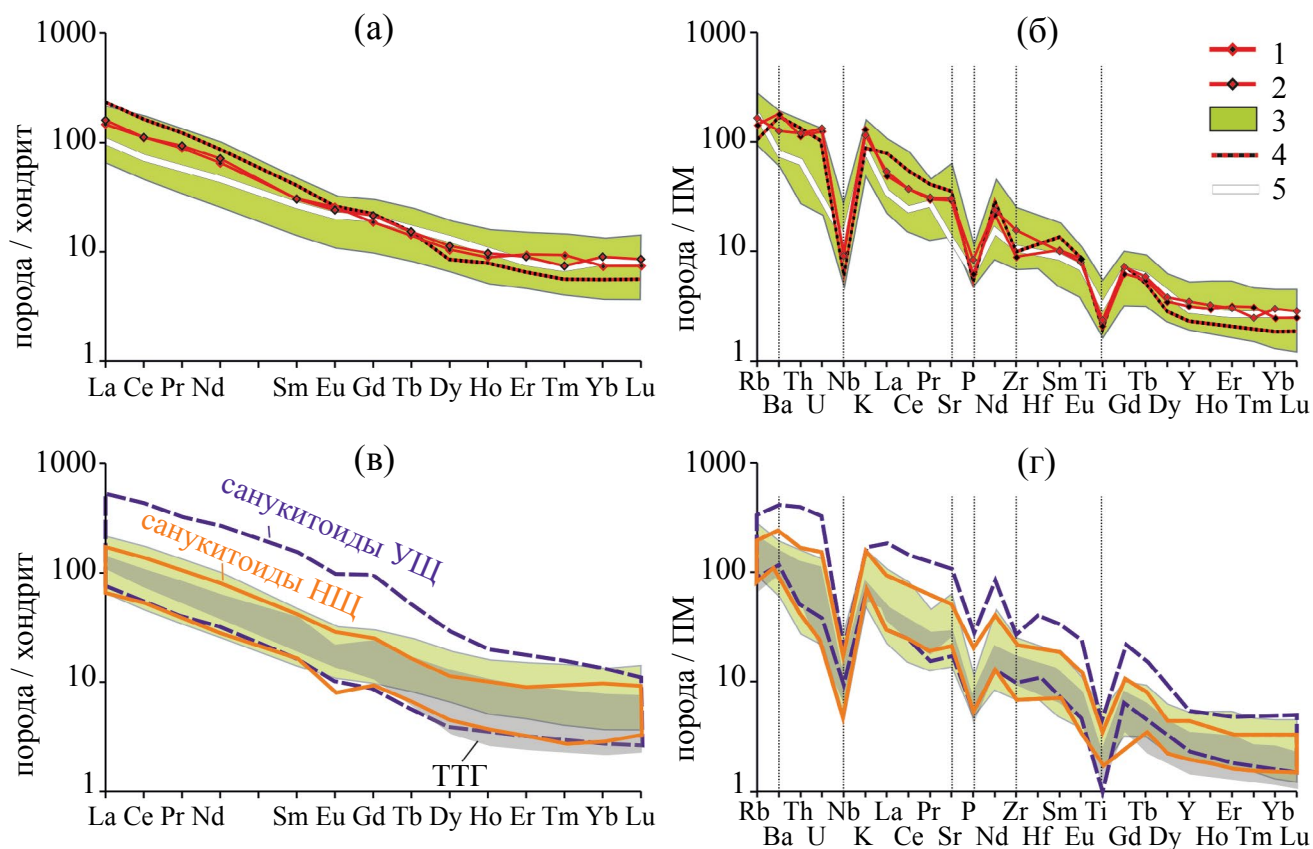


Рис. 9. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в неоархейских метаандезидацитах, метадацитах и метаграуваках зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена и обрамления, содержания нормированы на таковые в хондрите CI (а, в) и примитивной мантии (б, г) по (Sun, McDonough, 1989). Для сравнения показаны поля составов неоархейских санукитоидов и ТТГ Центрально-Карельского домена.

1–3 – Ba–Sr метаандезидациты и метадациты: 1, 2 – Мегриярвинская структура Гимольско-Суккозерского пояса (1 – обр. 13/14, 2 – обр. 15/14, табл. 1), 3 – поле составов поясов: Иломантси (Хатту и Пастаярвинская структуры), Хедозерско-Большезерского, Западно-Сегозерского (Сяргозерская структура), Тикшозерского; 4, 5 – метаосадочные породы: 4 – матрикс полимиктовых конгломератов Гимольско-Суккозерского пояса (Кучеровский и др., 2023), 5 – средний состав метаграувакк по (Чекулаев, Арестова, 2020). Источники данных для вулканитов, ТТГ и санукитоидов те же, что и на рис. 5. Сокращения: санукитоиды УЩ – санукитоиды умереннощелочные, санукитоиды НЩ – санукитоиды нормальнощелочные.

с ТТГ характеризуют неоархейский этап формирования новой континентальной коры. При этом в составе и тех, и других присутствуют породы с пониженными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, что может свидетельствовать о контаминации древним коровым материалом. Стоит иметь в виду, что при широкой вариации значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ отклонение в область положительных и/или отрицательных значений может быть обусловлено нарушением Sm–Nd изотопной системы породы, как это было показано для сумийских базальтовых андезитов в (Арестова и др., 2023).

Подводя итог сравнительного анализа, можно заключить, что неоархейские Ba–Sr средне-кислые вулканиты зеленокаменных структур Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса сопоставимы по возрасту, химическому

и Sm–Nd изотопному составу с нормальнощелочной группой санукитоидов Карельской провинции и, возможно, являются их эффузивными аналогами. И те, и другие можно считать переходным типом пород между ТТГ и умереннощелочной группой санукитоидов, что может отражать близкое по времени плавление гетерогенной литосферы на разных уровнях и смешение в разных пропорциях вещества из обогащенного мантийного и необогащенного корового источников. Ba–Sr средне-кислые вулканиты отличаются от санукитоидов большим разбросом значений индекса магнетиальности и меньшими концентрациями Cr и Ni, что может быть связано как с большей степенью фракционирования первичной магмы, так и с изначально меньшим вкладом мантийной компоненты.

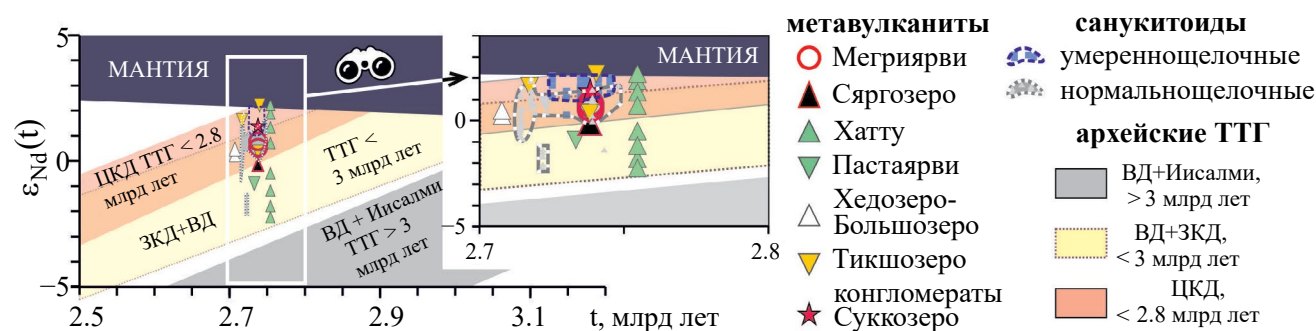


Рис. 10. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ –возраст для неоархейских метаандезидацитов и метадацитов Центрально-Карельского домена и Тикшозерского пояса, а также матрикса полимиктовых конгломератов Гимольско-Суккоззерского пояса. Для сравнения показаны поля составов неоархейских санукитоидов и области эволюции изотопного состава неодиима архейских ТТГ Карельской провинции.

Источники данных для метавулкаников и конгломератов: структуры Мегриярви, Сяргозеро, конгломераты суккоззерской свиты – табл. 3; пояс Хатту (Nuhma et al., 20126); Пастаярвинская структура (Мыскова, Львов, 2022); Хедозерско-Большозерский пояс (Мыскова и др., 2020); Тикшозерский пояс (Мыскова и др., 2022).

Поля санукитоидов оконтурены на основании данных из работ (Лобач-Жученко и др., 20006; Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2007; Егорова, Лобиков, 2013; Halla, 2005; Kovalenko et al., 2005; Kärnäho et al., 2006; Mikkola et al., 2011; Neillimo et al., 2013). Области эволюции изотопного состава неодиима в ТТГ разного возраста архейских доменов Карельской провинции построены для России по данным авторов; для районов Финляндии: Иисалми, Западно-Карельского домена (Кухмо, Суомуссалми, Коиллисмаа) и Центрально-Карельского домена (Иломантси) – по (Nuhma et al., 2012b). Сокращения: ВД – Водлозерский домен, ЗКД – Западно-Карельский домен, ЦКД – Центрально-Карельский домен.

Эти геохимические особенности, в том числе обогащение Ba и Sr, также характерны и для большинства неоархейских метатерригенных пород Карельской провинции (O'Brien et al., 1993; Чекулаев, Арестова, 2020; Слабунов и др., 2021) (рис. 9), в частности для толщи неоархейских полимиктовых конгломератов суккоззерской свиты Гимольско-Суккоззерского пояса (табл. 1, рис. 5, 8–10) (Кучеровский и др., 2023). В конгломератах в целом преобладают окатанные обломки ТТГ, но также в значительном количестве присутствуют деформированные обломки порфировидных пород, по структуре и химическому составу аналогичных неоархейским метадацитам (табл. 1; Кучеровский и др., 2023). Такие же породы образуют прослои мощностью до 1–2 м в толще конгломератов. Некоторые особенности их состава (значения индекса зрелости CIA < 55; Nesbitt, Young, 1982) и отрицательные значения функции DF(x) (Великославинский и др., 2013; Кучеровский и др., 2023) подтверждают их вулканическую природу. Близкие U–Pb оценки возраста циркона из толщи полимиктовых конгломератов суккоззерской свиты и метадацитов межезерской свиты (рис. 2, 3), а также общие геохимические особенности и Sm–Nd изотопный состав пород (табл. 1, 3; рис. 5, 8–10) позволяют предположить субсинхронное формирование вулканитов межезерской свиты и терригенных пород суккоззерской свиты Гимольско-Суккоззерского пояса 2.75–2.73 млрд лет назад. Ранее

аналогичный вывод был сделан для вулканитов и терригенных осадков гимольской серии Костомукшской структуры (Слабунов и др., 2021).

Близкие оценки времени формирования неоархейских вулканических и осадочных пород в разных структурах Карельской провинции (рис. 3) позволяют предположить формирование всего неоархейского супракrustального комплекса (ранее гимольской серии): конгломератов, вулканитов, хемогенных и терригенных осадков – параллельно в интервале 2.76–2.71 млрд лет назад в условиях внутрикратонного осадочного бассейна переменной глубинности при *нерегулярной* вулканической и тектонической активности.

О режиме внутриконтинентального бассейна свидетельствуют: 1) залегание неоархейских супракrustальных пород на площадных корях выветривания, переходящих в грубообломочные базальные комплексы конгломератов, гравелитов и граувакк; 2) субсинхронное осадконакопление и/или вулканизм на обширной территории: в западной, центральной и северо-восточной частях кратона.

ВЫВОДЫ

Возраст метадацитов межезерской свиты Мегриярвинской структуры Гимольско-Суккоззерского пояса Центрально-Карельского домена Фенноскандинавского щита составляет

2735 ± 6 млн лет и согласуется с полученными ранее данными для северной части пояса.

Изученные метадациты Мегриярвинской структуры южной части Центрально-Карельского домена близки по возрасту, структурно-текстурным особенностям и составу к метавулканитам средне-кислого состава как западной (Иломанси, Хедозеро-Большозеро), так и восточной (Сяргозеро, Ондозеро) окраин Центрально-Карельского домена, а также Тикшозерского зеленокаменного пояса на северо-восточной границе Беломорской провинции с Центрально-Карельским доменом.

Проанализированные неоархейские метаандезидациты и метадациты существенно отличаются от мезоархейских и протерозойских аналогов, в первую очередь повышенными концентрациями Ba (500–1500 мкг/г) и Sr (250–1000 мкг/г). Для них также характерны обогащение щелочами, особенно K, легкими РЗЭ, минимумы Nb, Zr, Hf, Ti, P и отсутствующая или слабо выраженная Eu-аномалия на спайдер-диаграммах.

По возрасту, химическому и Sm–Nd изотопному составу они близки к нормальнощелочной группе санукитоидов Карельской провинции и могут являться их эффузивными аналогами. Однако они существенно отличаются от примитивных умереннощелочных санукитоидов более низкими концентрациями щелочей, особенно K, РЗЭ (особенно легких), Ba и Sr, а также MgO, Cr, Ni и индексом #mg.

Неоархейские Ba–Sr метаандезидациты и метадациты зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена имеют преимущественно положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и вместе с неоархейскими ТТГ и санукитоидами характеризуют неоархейский этап формирования новой континентальной коры.

Близкие возраст и геохимические особенности состава пород толщи полимиктовых конгломератов (плагиопорфировые гальки, матрикс, прослои биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев) суккозерской свиты и метавулканитов межезерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса могут указывать на субсинхронность вулканизма и осадконакопления в данной структуре в начале неоархея.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания (тема FMUW-2022-0004 – FMUW-2025-0003) с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (Кузнецов и др., 2022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Сумийские базальты и базальтовые андезиты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: геологическое положение, состав, условия образования // Геология и геофизика. 2023. Т. 64 (5). С. 619–644. <https://doi.org/10.15372/GiG2022133>.
- Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макарова В.А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 25–32.
- Бибикова Е.В., Арестова Н.А., Иваников В.В., Клаэссон С., Левченков О.А., Петрова А.Ю. Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитоидов в архее центральной Карелии // Петрология. 2006. № 1. С. 44–55.
- Богданов Ю.Б., Робонен В.И. Результаты деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, 24–26 мая 2011 г. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011. С. 56–65.
- Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминационного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
- Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Ред. Кратц К.О. Л.: Наука, 1969. 226 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций. Л.: Наука, 1991. 173 с.
- Дмитриева А.В. Новые данные по геохимии и минералогии Сяргозерского умереннощелочного комплекса (Центральная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2012. № 15. С. 102–115.
- Дмитриева А.В. Геохимические особенности интрузивных пород Эльмусской структуры и их рудоносность // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXVI Молодежной научной конференции памяти А.П. Кратца и акад. Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск, 2015. С. 89–92.
- Дмитриева А.В., Гордон Ф.А., Лепехина Е.Н., Загорная Н.Ю. Неоархейские гранитоиды Хаутаваарской структуры, Карелия: плавление гетерогенной литосферы аккреционного орогена // Петрология. 2021. Т. 29. № 3. С. 309–336. <https://doi.org/10.31857/S0869590321020035>

- Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Петербург, 2014. 209 с.
- Егорова Ю.С., Лобиков А.Ф. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 2. С. 196–200.
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерализация). Отв. ред. Горьковец В.Я., Шаров Н.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 322 с.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л.: Наука, 1963. 210 с.
- Кузнецов А.Б., Зайцева Т.С., Сальникова Е.Б. Центр коллективного пользования “АИРИЗ” (ИГГД РАН, Санкт-Петербург): научное оборудование, основные направления исследований и результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0584.
- Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П., Кузнецов А.Б., Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Зайцева Т.С., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U–Pb возраст детритового циркона из матрикса раннедокембрийских полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита // Докл. РАН. 2023. Т. 509. № 2. С. 24–35.
- Ларионова Ю.А., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm–Nd и Rb–Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
- Левченков О.А., Богданов Ю.Б., Матреничев В.А., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии // Материалы 3-го Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”. Апатиты, 2000. С. 143–145.
- Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченков О.А., Сергеев С.А. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000а. Т. 8. № 4. С. 319–326.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26–42.
- Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Геохимия и изотопный состав неодима позднеархейских высокомагнезиальных гранитоидов Костомукшского блока западной Карелии, Балтийский щит // Геохимия. 2005. № 6. С. 579–598.
- Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.
- Мыслова Т.А., Львов П.А. История формирования Хедозеро-Большозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Труды Карельского НЦ РАН. 2019. № 10. С. 1–25.
- Мыслова Т.А., Львов П.А. Супракрустальные образования разновозрастных архейских зеленокаменных структур Карельского кратона Фенноскандинавского щита на границе со Свекофеннским блоком: состав, возраст, происхождение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 3–32.
- Мыслова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А., Житникова И.А. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 3–32.
- Мыслова Т.А., Никонова А.С., Никонов К.А., Житникова И.А., Львов П.А. Кичанская островодужная система архея (новые геохимические и изотопно-геохронологические доказательства) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 103–106.
<https://doi.org/10.17076>
- Негруга В.З. Проблемы стратиграфии нижнего докембрия России (историко-методологический анализ) // Литосфера. 2011. № 1. С. 3–19.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Ред. Митрофанов Ф.П., Негруга В.З. Апатиты, 2002. 13 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. Глебовицкий В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar, U–Pb) при щелочном метасоматозе (фенниты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Конилов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

- Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Ларионова Ю.О., Петрова А.Ю., Пухтель И.С. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Слабунов А.И., Хёлтта П., Шаров Н.В., Нестерова Н.С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // *Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 13–21.
- Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.
<https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>
- Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Павлов Г.М., Лавров М.М., Земцов В.А. Субщелочной магматизм района Сяргозеро // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. 2001. № 3. С. 66–86.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 359 с.
- Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии // *Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН. СССР*. 1977. Вып. 36. 216 с.
- Чекулаев В.П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 1996. 42 с.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Архейские метатерригенные осадочные породы Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, источники сноса // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2020. Т. 28. № 4. С. 3–25.
- Чекулаев В.П., Баянова Т.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Левкович Н.В. О возрасте высоко-Mg гранитоидов Ньюкозерского массива, Карелия // *Докл. АН*. 2004. Т. 394. № 1. С. 101–104.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неогархею: результаты геохимических исследований // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2022. Т. 30. № 4. С. 3–21.
- Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований западной Карелии // *Труды Карельского филиала АН СССР*. 1960. Вып. 26. С. 29–45.
- Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 284 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Bibikova E., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U–Th–Pb isotopic study of zircons // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 129–145.
- DePaolo D.J. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. 1981. V. 291. P. 684–687.
- Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 161–178.
- Halla J., van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics // *Precambrian Res.* 2009. V. 174. P. 155–162.
- Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland) // *Lithos*. 2010. V. 115. P. 27–39.
- Heilimo E., Halla J., Huhma H. Single-grain zircon U–Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // *Lithos*. 2011. V. 121. P. 87–99.
- Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. Neoarchean crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield // *Precambrian Res.* 2013. V. 228. P. 250–266.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean of the Karelia Province in Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 2012. V. 54. P. 21–73.
- Huhma H., Manttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belt of Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 2012a. V. 12. P. 73–174.

- Huhma H., Kontinen A., Mikkola P., Halkoaho T., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Luukkonen E., Mutanen T., Peltonen P., Pietikäinen K., Pulkkinen A.* Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 2012b. V. 12. P. 175–212.
- Järvinen V., Karampelas N., Rämö O.T., Halkoaho T., Mikkola P., Lahaye Ya.* Secular change of tectonic setting in the Archean Takanen greenstone belt, northeastern Karelia Province, Fennoscandian Shield // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2023. V. 95 (part 2). P. 107–134. <https://doi.org/10.17741/bgsf/95.2.002>
- Käpyaho A.* Whole-rock geochemistry of some tonalite and high Mg/Fe gabbro, diorite, and granodiorite plutons (sanukitoid suite) in the Kuhmo district, Eastern // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2006. V. 78. P. 121–141.
- Käpyaho A., Mänttari I., Huhma H.* Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U–Pb and Sm–Nd isotope constraints on plutonic rocks // *Precambrian Res.* 2006. V. 146. P. 95–119.
- Kovalenko A.V., Clemens J.D., Savatenkov V.M.* Sm–Nd and Rb–Sr isotopic data in the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic Shield: implications for their genesis and lithospheric evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 147–160.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Lehtonen E., Heilimo E., Halkoaho T., Käpyaho A., Holttä P.* U–Pb geochronology of Archaean volcanic-sedimentary sequences in the Kuhmo greenstone belt, Karelia Province – Multiphase volcanism from Meso- to Neoarchaeal and a Neoarchaeal depositional basin? // *Precambrian Res.* 2016. V. 275. P. 48–69 <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.002>
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 107–128.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Savatenkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N.S., Arestova N.A.* Petrology of a Late Archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archaean mantle metasomatism // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 3. P. 393–420.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 88–542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2003. V. 4.
- Mattinson J.M.* Zircon U–Pb chemical abrasion “CA-TIMS” method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // *Chem. Geol.* 2005. V. 220. P. 47–66.
- Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M.* Archaean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: constraints from geochemistry and isotopes of granitoids // *Lithos.* 2011. V. 125. P. 287–307.
- Moyen J.* Archaean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin // *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics* Eds. Dey S., Moyen J.-F. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2020. V. 489. <https://doi.org/10.1144/SP489-2018-34>
- Myskova T.A., Nikonova A.S., Nikonov K.A., Zhitnikova I.A., Lvov P.A.* Kichany Structure of the Archean Tikshezero Greenstone Belt of the Fennoscandian: evidence from new geochemical and geochronological data // *Geochem. Int.* 2024. V. 62. № 9. P. 979–1003.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
- O’Brien H., Huhma H., Sorjonen-Ward P.* Petrogenesis of the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland.* *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 147–184.
- Shirey S.B., Hanson G.N.* Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // *Nature.* 1984. V. 310. P. 222–224.
- Slabunov A.I., Singh V.K.* Bundelkhand, Aravalli and Dharwar cratons (Indian Shield): comparison of Archaean crustal evolution and location in the Kenorland Supercontinent structure // *Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences.* 2020. № 2. P. 5–17. <https://doi.org/10.17076/geo1180>
- Sorjonen-Ward P.* An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland.* Eds. Nurmi P.A., Sorjonen-Ward P. *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 9–102.

- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.
- Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U–Pb age determinations and sulfide Pb–Pb characteristics from the late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 103–131.
- Рецензенты А.М. Ларин, А.И. Слабунов, А.Б. Котов

Neoarchean Ba–Sr Metadacites from the Karelian Province of the Fennoscandian Shield: U–Pb Geochronology, Composition, Sm–Nd Systematics. Are They Effusive Analogues of Sanukitoids?

Yu. S. Egorova[#], V. P. Chekulaev, G. A. Kucherovsky, A. A. Ivanova, E. B. Salnikova, Yu. V. Plotkina, and N. A. Arestova

Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

[#]e-mail: egorova@ipggras.ru

New precision zircon U–Pb (CA-ID-TIMS) age data obtained for a metadacite of the Mezhezero Formation of the Megriyarvy structure of the Gimoly-Sukkozero belt of the Central Karelian domain of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield. The metadacites are fine-grained rocks with porphyritic plagioclase phenocrysts in the epidote-muscovite-biotite-quartz-plagioclase matrix. The features of their chemical composition are the enrichment of Ba (900–1300 ppm), Sr (average 650 ppm), LREE (average $(La/Yb)_n = 20$; $La = 38$ ppm), and negative Nb and Ti anomalies on the spider diagram. The concordant zircon U–Pb age of the metadacite is 2735 ± 6 Ma (MSWD = 0.061). Whole-rock $\epsilon_{Nd}(t)$ values are +0.5 and +0.8 and the $t_{Nd(DM)}$ are 2.83–2.85 Ga. Neoarchean metaandesites and metadacites, similar in composition, structural features, age and Nd isotope composition, are also present in other greenstone belts of both the Central Karelian domain and beyond. Metadacites are similar in age and geochemistry to the granitoid varieties of the sanukitoid series of the Karelian province but differ from primitive sanukitoids in lower concentrations of MgO, Cr, Ni, alkalis, REE (especially LREE), Ba and Sr. They correspond to sanukitoids of the normally alkaline group (having an intermediate composition between the rocks of the tonalite-trondhjemite-granodiorite association and subalkaline sanukitoids) and, possibly, are their effusive analogues. In the Gimoly-Sukkozero belt, the polymictic conglomerates of the Sukkozero Formation (plagioclase porphyry pebbles, matrix, interlayers of biotite-quartz-plagioclase schists) have a similar composition and the detrital zircon U–Pb age about 2.75 Ga to the metadacites of the Mezhezero Formation. This may indicate sub-synchronous volcanism and sedimentation in this structure in the early Neoarchean.

Keywords: volcanic rocks, sanukitoids, age, Neoarchean, U–Pb (CA-ID-TIMS) method, Gimoly series, Sm–Nd, Gimoly-Sukkozero belt, Central Karelian domain

УДК 550.93+551.248.1

ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КИСЕЛИХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ), ФРАГМЕНТА АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА¹

© 2025 г. А. Б. Кузьмичев^{1, *}, М. К. Данукалова¹, Е. Ф. Бабицкий¹, Н. В. Брянский²,
А. С. Дубенский¹, В. Б. Хубанов³

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Геологический институт им. Н.Л. Дobreцова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*e-mail: nsi.kuzmich@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.12.2023 г.

После доработки 18.11.2024 г.

Принята к публикации 20.11.2024 г.

Киселихинским террейном назван континентальный блок в СЗ части Енисейского кряжа, сложенный докембрийскими породами и отделенный от основной (кратонной) части кряжа Исаковским офиолитовым поясом. Тектоническая природа этого блока определяется по-разному вследствие неполных и противоречивых сведений о составе пород, их возрасте и геодинамической обстановке их формирования. В статье приведены новые данные о строении северной части террейна на отрезке береговых обнажений р. Енисей между Порожнинским и Осиновским гранитными массивами. Идентифицировано три стратиграфических подразделения. (1) Киселихинская свита составляет почти весь изученный участок и представлена диафторированными и рассланцованными метаморфическими породами, большей частью с неочевидным протолитом. Изучение зерен циркона, выделенных из семи образцов, выявило “детритовое” распределение возрастов с преобладанием неопротерозойских датировок в интервале 1000–800 млн лет и включающих также архейский и палеопротерозойский кластеры. Предполагавшиеся ранее продукты синхронного вулканизма риолит-дацитового состава в породах отсутствуют. (2) Устькутукасская свита составляет локальный участок, где представлена (мета-)пиллоу-базальтами, аналогичными стратотипу. (3) Устьпорожнинская толща (выделена в данной работе) наблюдалась в двух локальных обнажениях. Она сложена метаосадочными породами, содержащими продукты размыва гранитоидов с возрастом 790–700 млн лет. С учетом опубликованных ранее результатов предполагается, что в первой половине неопротерозоя Киселихинский террейн входил в состав активной окраины Сибирского палеоконтинента. Он начал обособляться в середине неопротерозоя в обстановке задугового континентального рифтинга, приведшего позднее к формированию Исаковского океанического бассейна. Накопление синрифтовых осадочных пород киселихинской свиты осуществлялось за счет эрозии донеопротерозойских гнейсов, прорванных гранитами раннего неопротерозоя. Рифтогенез сопровождался внутриплитным базальтовым магматизмом, сменившимся излиянием пиллоу-базальтов устькутукасской свиты. Тела серпентинитов, распространенные в этой части террейна, не ассоциируются с коровыми океаническими породами и, вероятно, были эксгумированы в процессе гиперрастяжения континентальной коры. Субдукция под внешнюю окраину Киселихинского блока продолжалась и во второй половине неопротерозоя (790–620 млн лет). В начале венда Исаковский океанический бассейн был раздавлен между Сибирским кратоном и Киселихинским террейном, вновь вошедшим в состав материнского континента. Породы киселихинской и устькутукасской свит вместе с телами серпентинитов оказались надвинутыми на террейн с востока.

Ключевые слова: Енисейский кряж, активная окраина Сибирского палеоконтинента, Киселихинский террейн, неопротерозой, рифтогенный океанический бассейн, задуговой континентальный рифтинг

DOI: 10.31857/S0869592X25030026, EDN: TEBFHZ

¹Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по ссылке: <https://doi.org/10.31857/S0869592X25030026>

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о геологии северо-западной части Енисейского кряжа и задачи исследования

Енисейский кряж представляет собой наиболее крупный выход докембрия на западной окраине Сибирской платформы (рис. 1). В слагающих его породах зафиксирована позднедокембрийская история Енисейской окраины Сибирского палеоконтинента. Эту историю разные группы геологов интерпретируют по-разному (например, Верниковский и др., 2016; Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Наибольшие разногласия вызывает интерпретация современной структуры и палеогеодинамики северо-западной части Енисейского кряжа, известной в литературе как Исаковский домен (террейн, синклиорий) (Постельников,

1980; Кузьмичев, 1987; Верниковский и др., 2001, 2016; Кузьмичев и др., 2023). Исаковский домен отличается присутствием неопротерозойских офиолитов и вулканитов, и к нему неприменимо традиционное стратиграфическое расчленение докембрийских пород Енисейского кряжа, разработанное на примере его восточной части.

Вдоль осевой зоны Исаковского домена, от р. Верхняя Сурниха на юге до Осиновского порога на севере (рис. 1), в результате геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (Л.К. Качевский, А.А. Стороженко и др., 1977 г.; А.А. Стороженко, В.К. Зуев и др., 1982 г. и др.) на расстоянии 150 км прослежена почти непрерывная моноклитная пластина пород океанической коры, закартированная в качестве фирсовской свиты

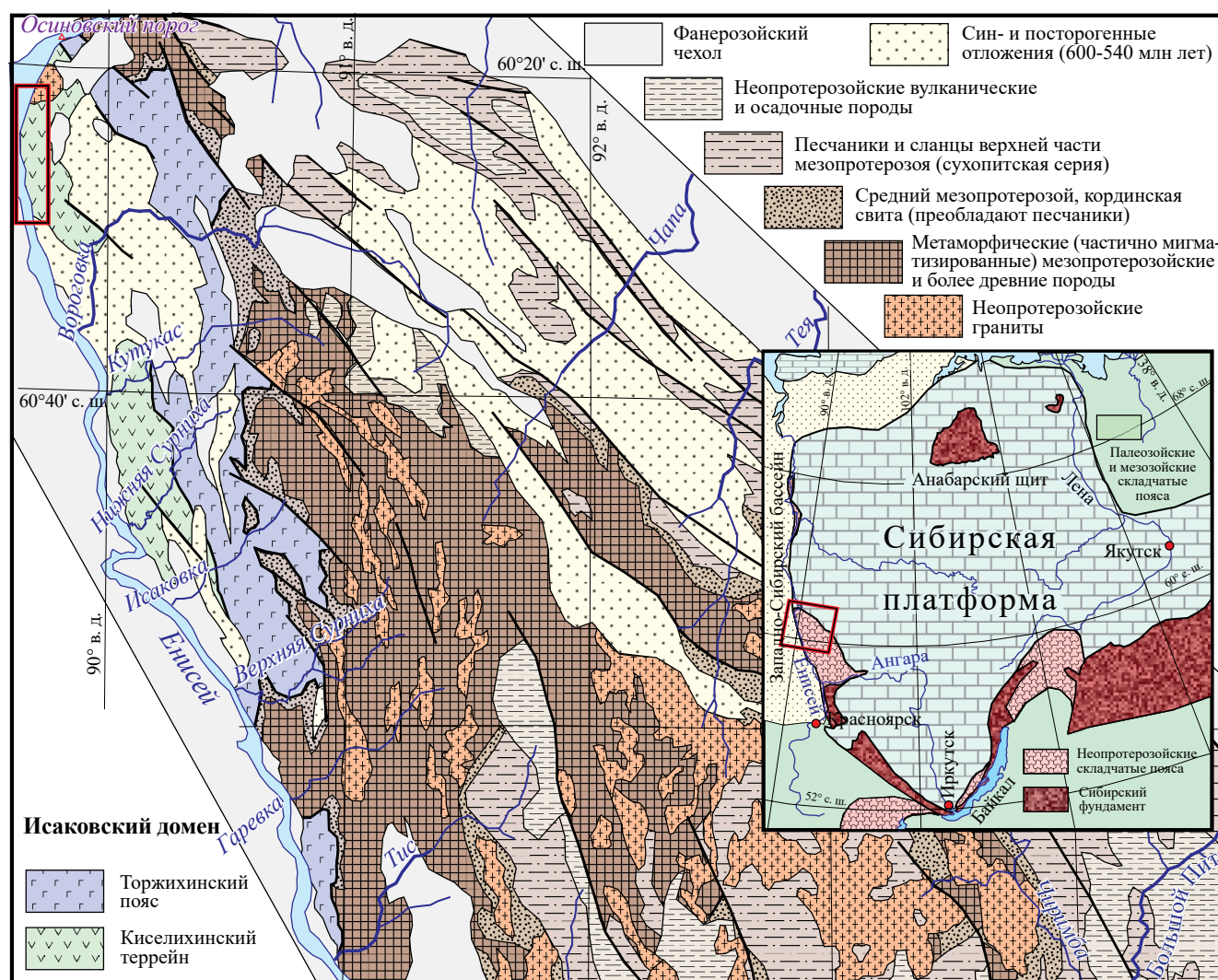
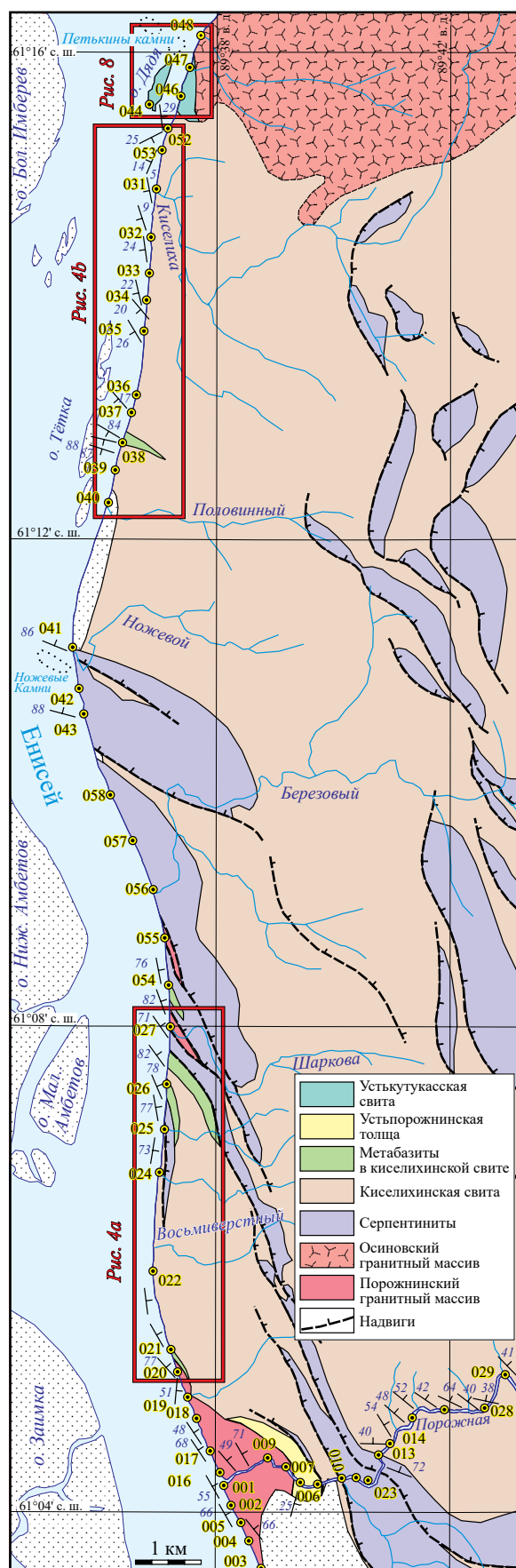


Рис. 1. Исаковский домен в структуре Енисейского кряжа.

В его западной части показано положение Киселихинского террейна, геология которого обсуждается в статье. Прямоугольником обозначен контур рис. 2. На врезке: положение Енисейского кряжа на западе Сибирской платформы.



(Качевский и др., 1998; Стороженко, Васильев, 2012; Стороженко и др., 2019). Эта пластина ограничивает с запада восточную половину Исаковского домена, включающую породы офиолитовой ассоциации. Эту восточную часть домена предложено именовать Торжихинским поясом (Кузьмичев и др., 2023). Блок, расположенный к западу от выходов пород фирсовской свиты, предложено именовать Киселихинским террейном (рис. 1). В отличие от Торжихинского пояса, серпентиниты, присутствующие в Киселихинском террейне, не ассоциируют с коровыми океаническими породами и не участвуют в строении офиолитовой ассоциации (обсуждается ниже).

Максимальная ширина Киселихинского террейна в пределах Енисейского края достигает 25 км на широте р. Вороговка, однако значительная часть этого пространства перекрыта син- и постороженными осадочными толщами венда, несогласно залегающими на структурах Исаковского домена. Основная часть Киселихинского террейна погребена под осадочным чехлом Западно-Сибирского бассейна, и лишь его узкая восточная краевая зона доступна для наблюдений. Степень метаморфизма пород в этой части террейна неравномерно увеличивается в северном направлении от самых низких ступеней зеленосланцевой фации в бассейне р. Нижняя Сурниха до амфиболитовой фации в наиболее северных выходах, где породы на этом основании были ранее отнесены к архею (Качевский и др., 1998; Стороженко, Васильев, 2012; Файбусович и др., 2020). По нашим данным, эти высокометаморфизованные породы также являются неопротерозойскими (Данукалова и др., 2022). На территории северной части Киселихинского террейна, геологическое строение которой обсуждается в статье, закартированы многочисленные тела серпентинитов, очевидно надвинутых на террейн при закрытии Исаковского океанического бассейна и указывающих на чешуйчато-надвиговую структуру этой его части. Здесь же расположены оба гранитных массива, известных в террейне (рис. 2). Это доскладчатый Порожнинский массив (возраст 700 млн лет (Верниковский и др., 2001) или 740–730 млн лет

Рис. 2. Обобщенная структурная схема обсуждаемого в статье участка.

Серпентинитовые тела показаны по данным групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (генерализовано). Подошвы надвиговых пластин прослежены внутри киселихинской свиты предположительно, в соответствии с общей структурой. Вынесены элементы залегания сланцеватости, которая обычно (но не всегда) совпадает со слоистостью (полосчатостью).

(Кузьмичев и др., 2022)) и Осиновский постороженный габбро-гранитный плутон (550–540 млн лет (Ножкин и др., 2017), 576 млн лет, SHRIMP, данные А.С. Варганова (Файбусович и др., 2020) или 593 млн лет (наши неопубликованные данные)).

В литературе доминирует мнение о том, что блок, который мы именуем Киселихинским террейном, сложен преимущественно островодужными вулканогенно-осадочными породами и вулканитами и что он представлял собой в неопротерозое океаническую островную дугу (Верниковский и др., 2001, 2016; Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019). Новые данные (Кузьмичев и др., 2023; данная статья) свидетельствуют о том, что в первой половине неопротерозоя этот блок располагался во фронтальной части активной окраины Сибирского палеоконтинента и, соответственно, он обладает “сибирским” фундаментом, переработанным в неопротерозое.

Породы, слагающие Киселихинский террейн, — единственный источник информации об эволюции Енисейской активной окраины Сибирского палеоконтинента на протяжении второй половины неопротерозоя. Эти породы крайне скудно и отчасти некорректно охарактеризованы в литературе вследствие ряда объективных и субъективных причин. В 2021 г. мы провели полевое изучение большого сегмента береговых обнажений северо-западной части террейна вдоль р. Енисей, результаты которого изложены ниже. Главная цель статьи — представить максимально подробную, проверяемую и воспроизводимую информацию о том, чем фактически сложена эта часть террейна; сообщить реальные сведения о структуре, стратиграфии, составе пород, возрасте детритовых цирконов и предложить на основе этих данных возможную реконструкцию геологической истории Сибирской окраины в неопротерозое.

Характеристика исследованного участка

Весь Енисейский кряж покрыт тайгой. На космических снимках любой детальности геологическая информация не считывается. В северо-западной части Енисейского кряжа полноценные геологические наблюдения возможны только в береговых обнажениях крупных рек. Эпизодические обнажения в тайге и вдоль ручьев позволяют проследивать только выходы пород, которые отличаются ясными картировочными признаками. На обсуждаемой территории такими породами являются прежде всего

серпентиниты. Их идентификации способствуют аэромагнитные данные и радиометрические наблюдения, которыми сопровождались картировочные маршруты во время детальной геологической съемки.

В статье представлены результаты проведенных в 2021 г. исследований в береговых обнажениях р. Енисей на отрезке от Порожнинского гранитного массива (район устья р. Порожная) до Осиновского гранитного массива (севернее устья р. Киселиха) (рис. 2). Эти обнажения представлены эпизодическими коренными выходами в пологом пляже, который эродирован во время ледохода, участки клифа отсутствуют. Обнажения непостоянны и могут быть засыпаны галькой или, наоборот, могут быть расчищены льдинами.

На изученном отрезке преимущественно обнажены метаморфизованные, рассланцованные и диафторированные осадочные породы. Они включают тела серпентинитов, лиственитов, амфиболитов, гранитов. Характеристика интрузивных и мантийных магматических пород находится за рамками темы данной статьи и не включена в описание участка. Исключение сделано для метабазитов, частично представленных в вулканических фациях и являющихся элементом стратифицированного разреза.

Чешуйчато-надвиговая структура северо-западной части Киселихинского террейна и ее влияние на стратиграфию

В известных нам публикациях предполагается, что деформации пород Киселихинского террейна вызваны надвиганием некоей островной дуги на окраину Сибирского палеоконтинента в направлении с запада на восток (Верниковский и др., 2001; Vernikovsky et al., 2003) или надвиганием “зрелой островной дуги” на “океаническую островную дугу” и затем на континент в том же направлении (Стороженко и др., 2019). Такая кинематика предполагает восточную—северо-восточную вергентность структуры и присутствие признаков островной дуги. Результаты наших наблюдений не согласуются ни с тем, ни с другим. Островодужная интерпретация геодинамической обстановки формирования пород Киселихинского террейна не подтверждается данными Кузьмичева и др. (2022, 2023). Присутствие в Киселихинском террейне серпентинитов предполагает противоположную вергентность структуры, обусловленную надвиганием тектонических чешуй с ВСВ на ЗЮЗ со стороны Исаковского океанического бассейна. Прямые

наблюдения в береговых обнажениях р. Енисей и в нижнем течении р. Порожная показывают, что в южной половине обсуждаемого участка действительно преобладает западная—юго-западная вергентность структурных элементов: плоскости слоистости и сланцеватости преимущественно наклонены к востоку—северо-востоку под углом 50° — 80° (рис. 2). Севернее, в районе устьев ручьев Ножевой и Половинный, породы залегают субвертикально и простираются почти перпендикулярно генеральному тренду структур кряжа, что вызвано, вероятно, сдвиговыми деформациями. Еще севернее, в районе устья р. Киселиха, наблюдается субгоризонтальное залегание пород или их пологое падение в западных—юго-западных румбах. Такая ориентировка пластов, возможно, обусловлена тем, что здесь располагается деформированный тектонический покров.

Присутствие серпентинитовых пластин, разделяющих фрагменты разреза метаосадочных пород, явным образом указывает на то, что обсуждаемая территория имеет чешуйчато-надвиговую структуру. Можно предположить, что самая нижняя пластина серпентинита отделяет породы, надвинутые на Киселихинский террейн с востока—северо-востока (аллохтон), от пород автохтона. Фрагмент нижней пластины серпентинита виден в самой южной части исследованной площади (рис. 2). Еще южнее эта пластина пересечена р. Вороговка (рис. 1), к югу от которой в пределах террейна более нет выходов серпентинитов. Такая ситуация может указывать на то, что северная часть террейна сложена породами аллохтона, а южная — породами автохтона. Это предположение отчасти подтверждается данными, приведенными ниже. Однако расчленение территории Киселихинского террейна на два обособленных тектонических элемента с разной стратиграфией, вероятно, представляет собой слишком упрощенную интерпретацию структуры. Очевидно, что деформации, связанные с конвергентной динамикой, могли вызвать расчленение всех наблюдаемых комплексов горных пород, а не только тех, надвиговая природа которых подтверждается присутствием серпентинитов в основании чешуй. Выклинивание серпентинитовых пластин при их прослеживании подтверждено картированием. В случае такого выклинивания проследить на местности подошву тектонического покрова в данных условиях обнаженности невозможно.

Таким образом, метаосадочные и метавулканические породы в обсуждаемой части

Киселихинского террейна не образуют непрерывной стратиграфической последовательности, но участвуют в строении надвиговых чешуй. Эти чешуи могут быть сложены породами, принадлежащими разным уровням единого разреза, или могут представлять не связанные между собой толщи, имеющие разный возраст и формировавшиеся в разной геодинамической обстановке. Такую возможность мы допускали при проведении исследования.

*Опубликованные представления
о стратиграфическом расчленении докембрия
Киселихинского террейна*

(Мета-) осадочные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие террейн, расчленены на ряд свит, объем и названия которых, как и относительное положение в разрезе, неоднократно пересматривались (Ковригина, Ковригин, 1960; Ковригина, 1981; Качевский и др., 1998; Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019 и многочисленные неопубликованные результаты геологических съемок). Территория террейна была закартирована в масштабе 1 : 50 000 геологами Красноярской геолого-съемочной экспедиции (Л.К. Качевский, А.А. Стороженко, В.К. Зуев и др.) в 1970-х—начале 1980-х годов. Стратиграфическое расчленение было проведено в соответствии с легендой, разработанной для опорных разрезов рифея восточной приплатформенной части Енисейского кряжа. В дальнейшем, при проведении специализированных стратиграфических исследований, Л.К. Качевский предложил выделять в той части кряжа, которая в данной статье отнесена к Киселихинскому террейну, четыре свиты с местными названиями (снизу вверх): устькутукасскую, отравихинскую, киселихинскую и хариузихинскую со стратотипами в нижнем течении р. Кутукас. Последние два названия заимствованы у Е.К. Ковригиной. Стратиграфические контакты всех перечисленных свит, по мнению Л.К. Качевского, согласные, свиты объединены в кутукасскую серию. В этой обновленной легенде составлена широко известная Геологическая карта Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 (Качевский и др., 1998).

При доизучении листа Р-46-XXV, завершеном в 2010 г., в площадь которого входят стратотипы указанных свит, была установлена их обратная последовательность и выявлены тектонические контакты между ними (Стороженко и др., 2019). Последняя, актуальная на данный момент, версия стратиграфического расчленения довендских толщ Киселихинского террейна включает (снизу вверх): хариузихинскую толщу,

киселихинскую, отравихинскую и устькутукасскую свиты, три последние объединены в кутукасскую серию (Стороженко и др., 2019). Серия отнесена к верхнему рифею и сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами общей мощностью более 3.5 км (рис. 3). В этой же работе сообщается, что устькутукасская свита залегает с угловым несогласием и конгломератами в основании на отравихинской свите. Нижние контакты остальных свит интерпретированы как надвиги, сопровождаемые зонами тектонического меланжа. Указывается, что породы интенсивно деформированы и слагают “Осиновский аллохтон”, надвинутый с запада на восток. В какую сторону наращивается разрез в пределах каждой свиты, неизвестно. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, и для всех разновидностей употребляется приставка “мета-”. Породы всей кутукасской серии интерпретированы как “формации островных дуг и задуговых бассейнов”. Ниже дано схематическое описание стратотипов этих подразделений по сведениям А.А. Стороженко и Н.Ф. Васильева (Стороженко и др., 2019), дополненное данными Л.К. Качевского (Государственная..., 2010).

Хариузихинская толща образована милонитизированными зелеными сланцами кварц-альбит-серицит-хлоритового или хлорит-карбонатного состава с прослоями мраморизованных известняков. Мощность около 1000 м.

Киселихинская свита сложена сероцветными песчаниками и алевролитами, в меньшей степени гравелитами и сланцами. Перечисленные породы интерпретированы как вулканогенно-осадочные и описаны как “метатуфопесчаники, метатуфо-алевролиты и туфосланцы”. Встречаются мало-мощные линзовидные тела андезитов и дацитов. По весьма приблизительной оценке мощность свиты составляет более 1200 м (Стороженко и др., 2019). Л.К. Качевский указывает, что в разрезе р. Кутукас свита на 70–80% состоит из (мета-) туфитов, туфов, туфопесчаников и туфосланцев кислого состава. Встречаются прослои натровых дацитов (Государственная..., 2010).

Отравихинская свита сложена преимущественно темно-серыми, черными и зелеными сланцами серицит-хлорит-альбит-кварцевого состава. В нижней и верхней частях разреза присутствуют прослои мраморизованных известняков от нескольких сантиметров до нескольких метров, в кровле отмечена пачка толстоплитчатых известняков мощностью 100–150 м. На разных уровнях разреза также присутствуют прослои метаморфизованных

полевошпат-кварцевых туфопесчаников, аналогичных таковым в киселихинской свите. Отмечены также единичные прослои метатуфов кислого

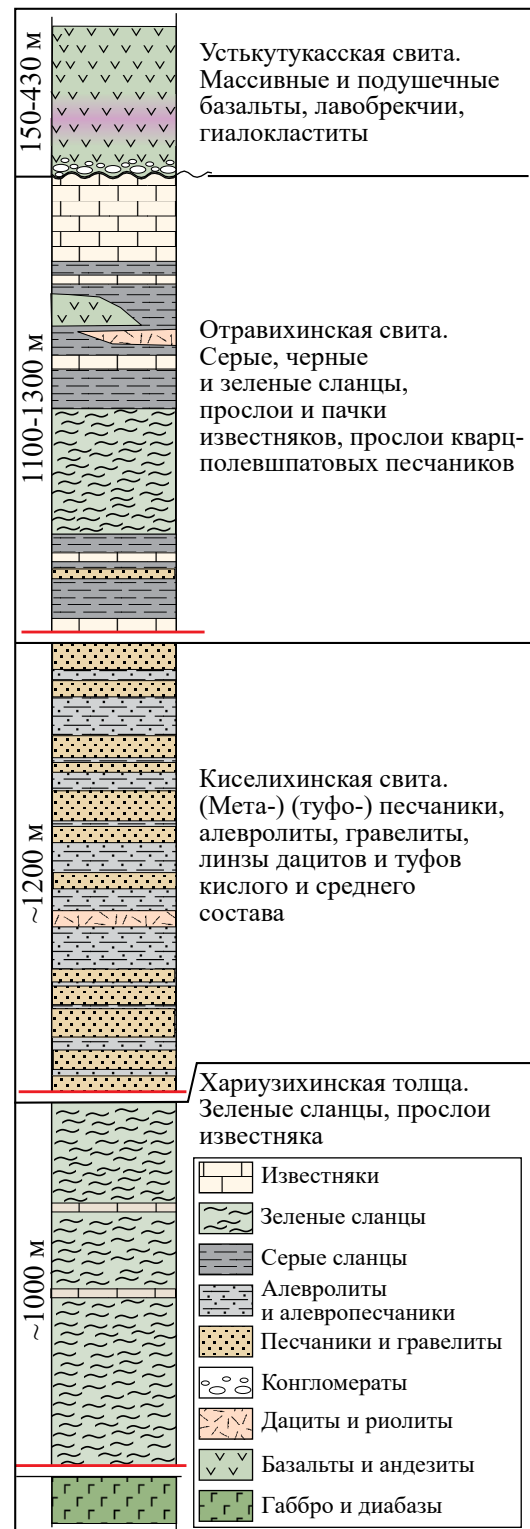


Рис. 3. Схематическая стратиграфическая колонка Киселихинского террейна по данным Стороженко и др. (2019). Красные линии указывают на тектонические границы.

и смешанного состава. Неполная мощность свиты составляет 1100 м (Стороженко и др., 2019). Л.К. Качевский, кроме того, указывает на присутствие линз и прослоев (мета-) базальтов (в том числе пиллоу-лав), андезибазальтов, андезитов, туфов дацитов (Государственная..., 2010). Мощность свиты он оценивает в 1800–2400 м.

Завершает разрез устькутукасская свита, залегающая с угловым несогласием на отравихинской. В основании описаны конгломераты (мощность до 20 м) с обломками (размером до 50 см) долеритов, базальтов, туфопесчаников, доломитов, кремнистых пород. Нижняя половина разреза свиты, обнаженная на р. Кутукас, имеет мощность 150 м и сложена в основном миндалекаменными базальтами, андезитобазальтами и трахиандезитобазальтами, иногда с шаровой отдельностью, и лавобрекчиями. Породы имеют темно-зеленую, серо-зеленую и иногда лилово-фиолетовую окраску (Стороженко и др., 2019). Мощность свиты составляет 250–300 м, из которых только 150 м обнажено вдоль р. Кутукас. В описании Л.К. Качевского (Государственная..., 2010) упомянутые выше “базальные” конгломераты интерпретированы как туфоконгломераты в кровле свиты. Указывается, что в приустьевой части р. Кутукас (в стратотипе) разрез свиты на 60–70% сложен (мета-) базальтами (местами миндалекаменными) часто с подушечной текстурой, андезитами, их туфами и лавобрекчиями. В подчиненном количестве встречаются хлорит-серицит-мусковит-кварцевые сланцы. Приведено описание разреза, сложенного базальтами и их туфами в составе 10 слоев общей мощностью 430 м. Базальты интерпретированы как наземные вследствие присутствия миндалекаменных разностей и массивных потоков, а также и пластов, состоящих из “вулканических бомб разной формы”. Общая мощность свиты оценивается Л.К. Качевским в 1300–2400 м. Из приведенного описания следует, что устькутукасская свита сохранила текстурные особенности пород и даже цветные окраски базальтов и, возможно, отделена от нижележащего разреза существенным перерывом в осадконакоплении. Судя по этим признакам, устькутукасская свита действительно является самым молодым стратиграфическим подразделением.

На изданных в последнее время геологических картах киселихинская свита слагает почти всю площадь одноименного террейна, остальные стратоны распространены локально (Государственная..., 2010; Стороженко, Васильев, 2012; Файбусович и др., 2020). Очевидно, что

охарактеризованные выше свиты не включают всего многообразия пород Киселихинского террейна (Кузьмичев и др., 2023). Во всех цитированных источниках содержится указание на вулканогенно-осадочную природу большинства обломочных пород отравихинской и киселихинской свит, которым приданы названия “туфосланцы, туфопесчаники и туфоалевролиты”. Судя по минеральному составу песчаников, приведенному в объяснительных записках, имеется в виду главным образом вулканический материал кислого состава. Такая характеристика пород широко используется в публикациях для обоснования островодужной природы Киселихинского террейна (Верниковский и др., 2001; Vernikovsky et al., 2003; Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019). Следует отметить, что Е.К. Ковригина, выделившая киселихинскую свиту, не фиксирует в ней присутствие вулканического материала кислого состава и не считает слагающие ее породы вулканогенно-осадочными. Состав свиты она характеризует следующим образом: “Свита сложена мусковитовыми, биотитовыми, хлоритовыми, иногда гранат-содержащими микрокристаллическими сланцами, мусковитовыми кварцитами, метаалевролитами, метапесчаниками, метавулканитами — эффузивами и туфами базальтовых и андезитовых порфириров. Среди метапесчаников нижней и средней частей разреза свиты встречаются грубозернистые разновидности, иногда переходящие в гравелиты” (Ковригина, 1981, с. 17).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ СЕВЕРО-ЗАПАДНУЮ ЧАСТЬ КИСЕЛИХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Общая характеристика стратифицированных пород

В статье обсуждается именно та часть террейна, в которой Е.К. Ковригина выделила киселихинскую свиту. Мы вслед за Ковригиной (1981) и Стороженко и Васильевым (2012) не выделяем на исследованном участке отравихинскую свиту в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения. Сложная структура и неполная обнаженность не дают возможности определить первоначальную последовательность литологических пачек и проследить их на местности. В результате проведенных исследований мы выделили в разрезе изученной части Киселихинского террейна три стратиграфических подразделения, последовательно охарактеризованные

ниже: 1) киселихинскую свиту, 2) устькутукасскую свиту и 3) устьпорожнинскую толщу.

Киселихинская свита распространена почти на всем указанном отрезке косого пересечения террейна вдоль р. Енисей. Этот отрезок делится естественным образом на два сегмента, которые разделяются выходами серпентинитов (между точкой 027 и устьем руч. Ножевой) и необнаженным отрезком берега между ручьями Ножевой и Половинный (рис. 2). Породы в южном сегменте отличаются заметно более сильной тектонической и метаморфической переработкой. Здесь отсутствуют заметные карбонатные пачки и гораздо большую роль играют метавулканиды основного состава не только в виде отдельных прослоев или пачек, но и в виде примеси базитового материала к метаосадочному субстрату. Упрощенная маршрутная схема береговых обнажений киселихинской свиты приведена на рис. 4.

Устькутукасская свита составляет самую северную часть исследованной территории. Здесь распространены сравнительно слабо метаморфизованные базальты с реликтами первичных текстур, сходные с породами стратотипа.

Устьпорожнинская толща представлена метаморфическими сланцами, незначительный выход которых обнаружен в нижнем течении р. Порожная. Он выделен в самостоятельную стратиграфическую единицу вследствие специфического спектра возрастов детритовых цирконов.

Южный сегмент береговых обнажений киселихинской свиты

В южном сегменте породы киселихинской свиты метаморфизованы, рассланцованы и диафторированы. Черный крап и пятнистость в них вызваны хлоритизированными порфиروبластами граната. Для значительной части пород природа протолита была неясной в поле и часто оставалась таковой и после изучения шлифов. При просмотре пород в лупу (и позднее с помощью петрографического микроскопа) удавалось выяснить, что они представляют собой (гранат)-кварц-плагноклаз-хлорит-мусковитовые (кристаллические) сланцы переменного состава, переходящие в зеленые сланцы. Существенная доля кварца и мусковита в породах не гарантирует их осадочное происхождение, так как породы Порожнинского гранитного массива, ограничивающего с юга выходы киселихинской свиты, преимущественно как раз и превращены в кварц-мусковитовые сланцы. Описание дано

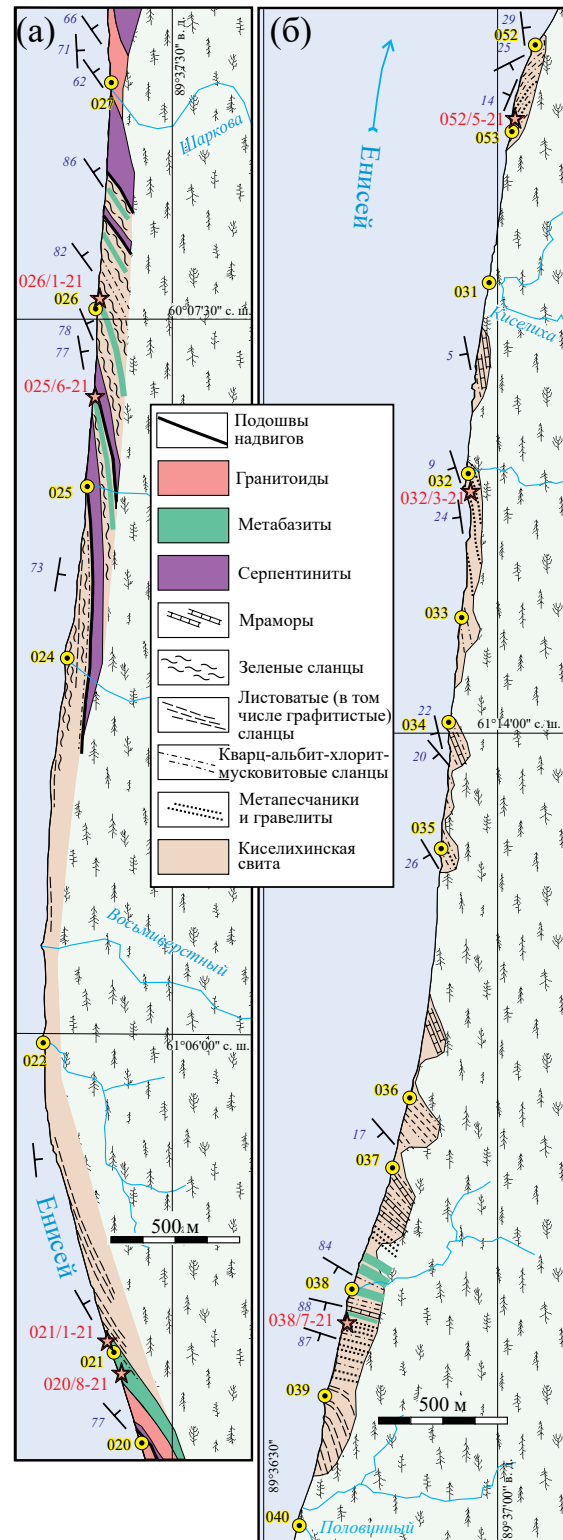


Рис. 4. Маршрутная схема береговых обнажений вдоль правого берега р. Енисей между Порожнинским и Осиновским гранитными массивами (генерализовано). (а) — южный сегмент, (б) — северный сегмент (см. положение этих сегментов на рис. 2). Звездочками отмечены места отбора датированных образцов детритового циркона, подписаны их номера.

в направлении с юга на север (предположительно снизу вверх по пакету тектонических чешуй).

Обнажения пород, отнесенных к киселихинской свите, начинаются в 255 м к северу от точки 020 (рис. 4а). От этого пункта и до точки 021 преобладают рассланцованные или плитчатые, полосчатые, зеленые или темно-зеленые metabазиты с горизонтами лейкократовых разновидностей (рис. 5а). Metабазиты представлены диафторированными амфиболитами и гранатовыми амфиболитами (рис. 5б) (кварц)-(амфибол)-(гранат)-альбит-эпидот-хлоритового состава. Из лейкократового прослоя мощностью 7 см, предположительно интерпретированного в поле как дифференциат базальтовой магмы, отобран образец 020/8 для извлечения циркона (это оказалась метаосадочная порода). Сходная пачка metabазитов с такими же лейкократовыми прослоями обнажена в т. 021 и в интервале между точками 025 и 026.

С явными metabазитами в разрезе чередуются породы, происхождение которых в поле было неясным и которые мы называли “стандартные киселихинские сланцы”. Судя по “детритовому” распределению возрастов циркона, это метаосадочные породы. Они состоят из кварца (обычно преобладает), мусковита, кислого плагиоклаза, хлорита; часто в них присутствует хлоритизированный гранат, эпидот, сфен, апатит, турмалин. Из подобной (“стандартной”) разности отобран образец для выделения циркона 025/6. Участками породы превращены в листоватые, порой гофрированные, серые, серебристые (если много мусковита) или зеленые (если много хлорита) сланцы. Вблизи т. 021 среди них присутствуют тонкие прослои песчанистых слюдястых известняков с окатанными зернами кварца. Иногда зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлоритом и клиноцоизитом, формируют также и обособленные пачки.

Приблизительно в середине южного сегмента расположен почти необнаженный отрезок берега длиной около 2 км. Предположительно он сложен серебристыми мусковитовыми и черными графитистыми сланцами, которые можно видеть выше т. 022 и эпизодические щетки которых наблюдались ниже т. 024, где они простираются вдоль берега Енисея.

В интервале 350–400 м к северу от т. 024 среди хлоритовых сланцев встречаются лейкократовые разности, обогащенные хорошо сохранившимся гранатом (рис. 6а), есть также разности, обогащенные мусковитом и кислым плагиоклазом. Зерна плагиоклаза

демонстрируют полисинтетическое двойникование и растащены вдоль сланцеватости. Этими признаками они отличаются от новообразованных ситовидных альбитовых порфиробластов, обычных для киселихинской свиты. Здесь подобные породы содержат линзы кварц-плагиоклазовой лейкосомы, которые отчетливо видны только под микроскопом (рис. 6д). Похожие линзочки отмечены также в киселихинских породах между точками 025 и 026.

В т. 026 расположен скалистый мыс, в котором выходит фрагмент полосчатого разреза мощностью 11 м, содержащий в западной части метаосадочные породы, а в восточной части — metabазиты. Метаосадочные разновидности представлены гранат-мусковитовыми сланцами с переменным количеством кварца и хлорита (по биотиту?). Гранат ситовидный, с включениями разных минералов. Много рутила и сфена. Детритовый циркон из этих пород (обр. 026/1) датирован (см. ниже). Промежуточная зона сложена переслаиванием лейкократовых гранат-слюдястых пород и зеленых сланцев хлорит-актинолит-эпидот-плагиоклазового состава с кварцем, хлоритизированным гранатом и обильным сфеном (рис. 6е). Metабазитовая (восточная) зона сложена зелеными сланцами с будинами массивных актинолитовых амфиболитов (рис. 5в) с большим количеством сфена. Далее к северу эпизодически обнажены щетки зеленых сланцев, типичных киселихинских парасланцев и еще далее встречаются серии скальных выходов амфиболита.

Северный сегмент береговых обнажений киселихинской свиты

В северном сегменте породы изменены слабее. Среди них опознаются метапесчаники и гравелиты, местами сохранившие даже элементы первичных седиментационных текстур. Здесь также распространены мраморы и силикатные мраморы. Гранат встречается редко, но гораздо обильнее новообразованные порфиробласты альбита, придающие породе зернистый облик.

В южной части сегмента преобладают “стандартные киселихинские сланцы”, и в обнажении 039 (рис. 4б) мы впервые могли наблюдать несовпадение первичной осадочной слоистости и сланцеватости (рис. 5г). Ближе к т. 038 в них появляются прослои массивных полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов, внешне похожих на гранит или гнейсо-гранит. Подобные породы встречаются в северном сегменте в нескольких местах. В частности, в 270 м

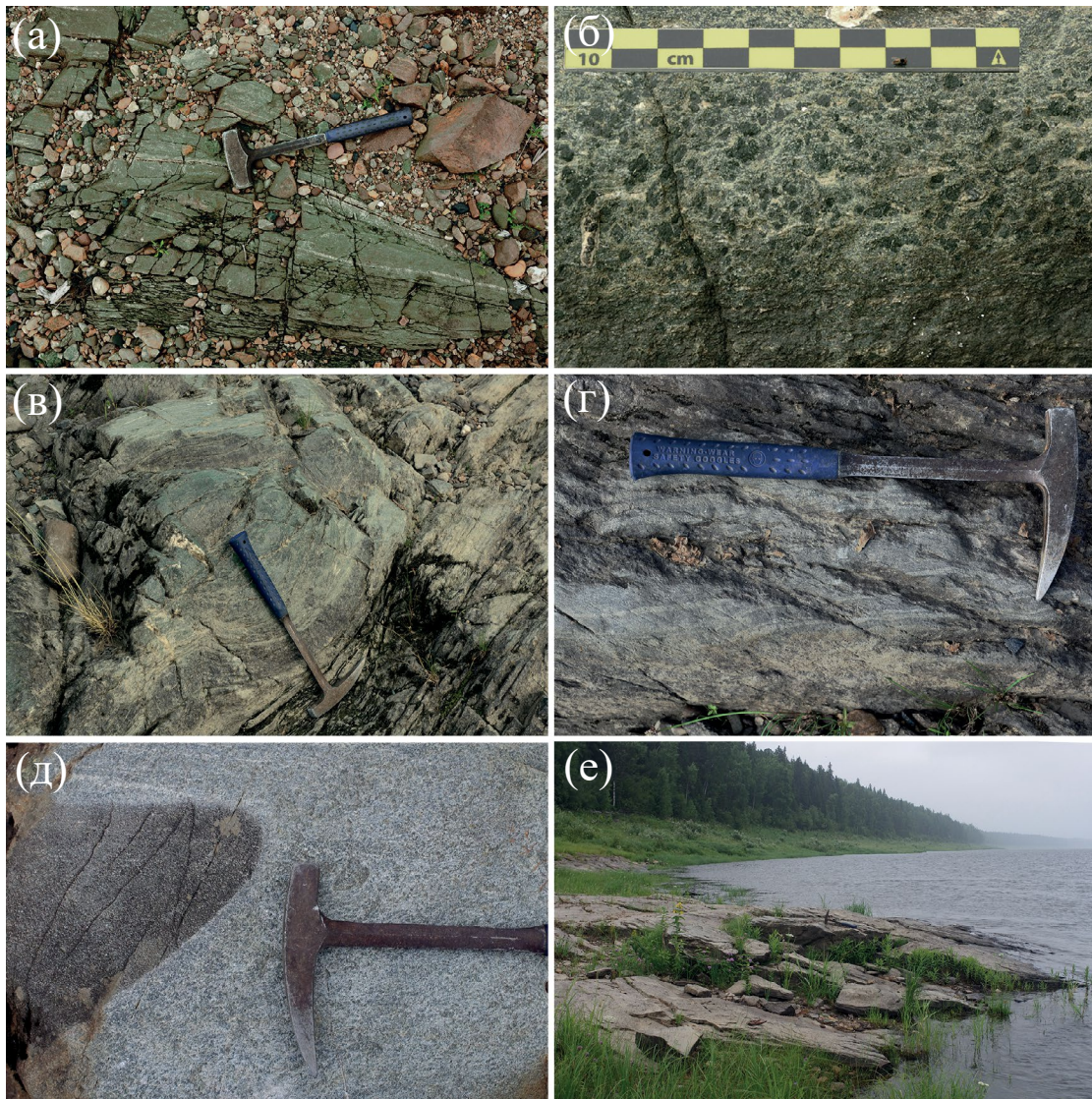


Рис. 5. Полевые фотографии пород киселихинской свиты.

(а) — полосчатые метабазиты с лейкократовыми прослоями. Плоский коренной выход в пляже, частично присыпанный галькой, в 255 м севернее т. 020 (рис. 4а). Подобные выходы не постоянны, так как могут быть засыпаны галькой во время паводка или, наоборот, обнажиться из-под гальки. (б) — диафторированный гранатовый амфиболит в 275 м севернее т. 020. Порфиробласты граната (темные пятна) в данном случае полностью замещены хлоритом. (в) — будина диафторированного амфиболита в зеленых сланцах в т. 026. (г) — слоистые кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы переменного состава в т. 039 (рис. 4б). Видно, что сланцеватость не совпадает со слоистостью. (д) — гравелитистый полевошпат-кварцевый метаспесчаник с карбонатной конкрецией в т. 035. (е) — обнажение 032, полого наклоненные плиты песчаника бронируют пляж (в центре фотографии молоток для масштаба). На заднем плане виден характер обнаженности выше по реке.

севернее т. 038 располагается заметный скальный выход альбитизированного кварцевого гравелита с зернами голубого кварца. Скалистый мысик в т. 035 (и южнее) также сложен неяснослоистыми гнейсоподобными гравелитистыми песчаниками. В них встречаются овальные включения (до 20×30 см) таких же песчаников, но с карбонатным цементом (рис. 5д), интерпретированные как карбонатные конкреции. Кроме обломков кварца и полевых шпатов

присутствуют и вторичные лапчатые ситовидные порфиробласты альбита, встречаются новообразованные порфиробласты граната, сфен, эпидот, хлорит, мусковит.

В 320 м севернее т. 039 встречен выход диоритоподобных пород, в которых плагиоклаз присутствует в виде сдвойникованных, вероятно магматических, кристаллов, образующих гранобластовый агрегат с кварцем. Кроме того,

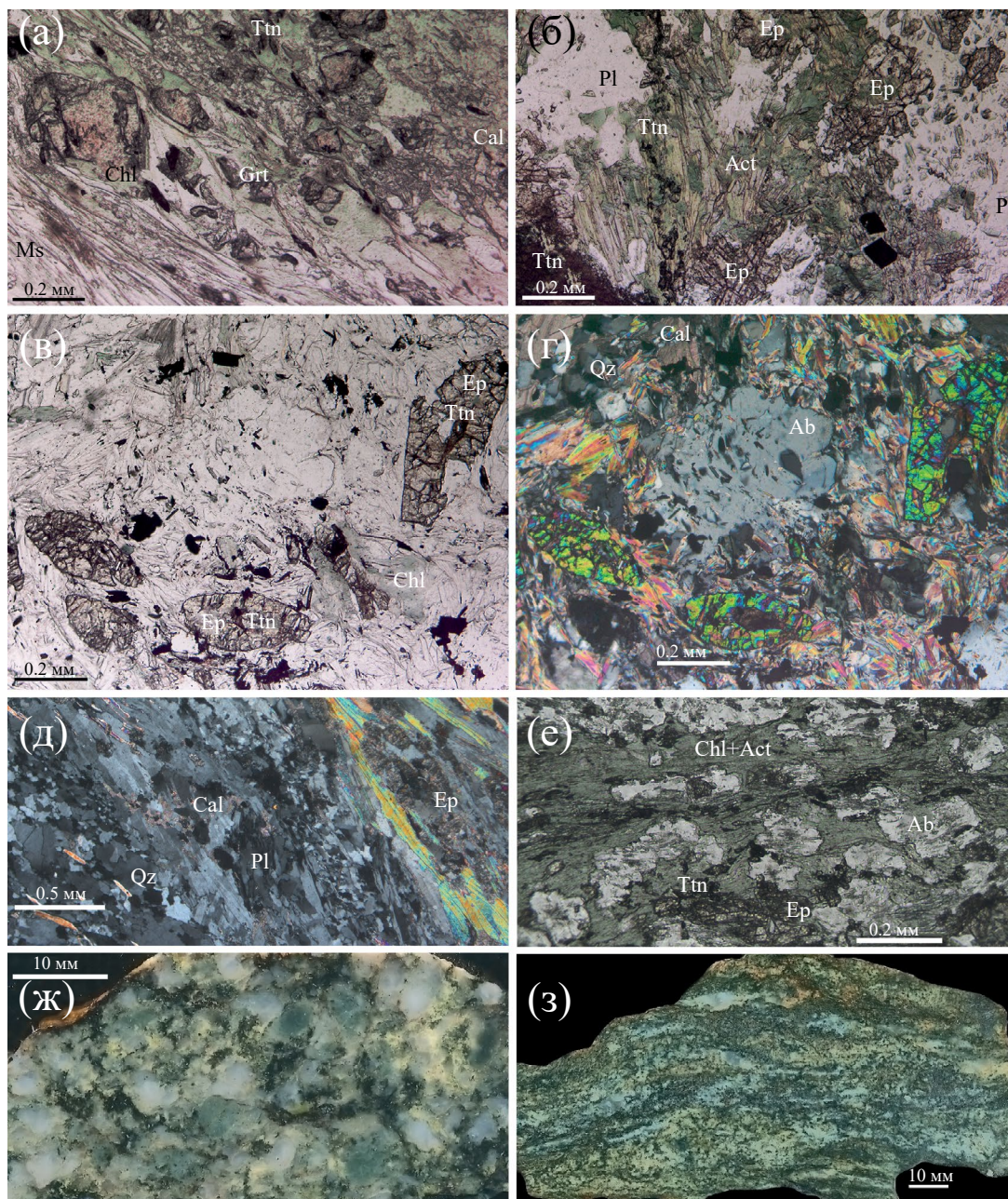


Рис. 6. Микрофотографии шлифов и сканы спилов образцов.

(а) — гранат-хлорит-мусковитовый сланец 024/4-21. Гранат (высокий рельеф) частично хлоритизирован. Николи параллельны. (б) — метагаббро(?) 037/4-21. Плагноклаз замещен агрегатным кислым плагноклазом и эпидотом, клинопироксен — хлоритом и актинолитом. Сфен образует крупные бесформенные выделения (внизу слева) и цепочки мелких кристаллов (в левой трети). Николи параллельны. (в) — кварц-хлорит-мусковит-альбитовый сланец 038/2-21. Видны крупные эвгедральные кристаллы эпидота, у некоторых в ядре сфен. Николи параллельны. (г) — то же, николи скрещены. (д) — гранат-хлорит-мусковит-кварцевый сланец 024/5-21 с линзовидными прослоями кварц-плагноклазового состава, напоминающими выделения мигматитовой лейкосомы. В правой верхней части обособления мелкоагрегатного эпидота. Николи скрещены. (е) — эпидот-хлорит-актинолит-альбитовый сланец 026/2-21. Видны новообразованные фестончатые порфиробласты альбита на фоне актинолит-хлоритового агрегата. За пределами микрофотографии в шлифе также присутствуют кварц (преимущественно в виде послойных жилок), иногда в сочетании с плагноклазом, карбонат и компактные обособления хлорита на месте первоначальных порфиробластов граната. Николи параллельны. (ж) — спил образца гравелитистого полевошпат-кварцевого песчаника 052/5-21, похожего на катаклазированный гранит, отобранного для выделения циркона. Крупные кристаллы полевого шпата превращены в мелкозернистый агрегат альбита и кварца (?). В интерстициях хлорит, эпидот, мусковит, сфен. (з) — спил образца 006/2-21. Светлое — кварц, плагноклаз и кальцит, темное — мусковит-хлоритовый агрегат. Аббревиатуры минералов: Ab — альбит, Act — актинолит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Ep — эпидот, Grt — гранат, Ms — мусковит, Pl — плагноклаз, Qz — кварц, Ttn — титанит (сфен).

эти породы содержат существенное количество эпидота, сфена, апатита. Такая порода, похожая на диорит (обр. 038/7), отобрана для выделения циркона, который выявил детритовое распределение возрастов. Последний 100-метровый отрезок перед т. 038 содержит маломощные прослои мрамора, хлорит-карбонатных пород, прослои черно-зеленых метабазитов, состоящих преимущественно из хлорита и альбита, а также хлорит-альбит-кварц-мусковитовых пород с порфиробластами эпидота (рис. 6в, 6г). В самой точке 038 и вокруг нее обнажается титанистое метагаббро мощностью около 10 м. Выходы метабазитов, интерпретированных в поле как метадиабазы и метагаббро, встречаются также и в интервале 100–160 м к северу от т. 038. Они совсем не рассланцованы, состоят из актинолита, хлорита, альбита, эпидота, сфена и магнетита (рис. 6б).

Вблизи точки 037 и севернее распространена карбонатно-сланцевая пачка. Она сложена мраморами с прослоями темно-серых блестящих перетертых сланцев. Силикатная примесь в мраморах представлена порфиробластами альбита, кроме того, встречается кварц, хлорит и серицит. Мраморы, вероятно, также присутствуют в интервале между точками 036 и 035, который почти не обнажен, но на берегу севернее т. 036 разбросаны многочисленные обломки мрамора, вероятно, выпавшие льдом из подводного обнажения. В точке 036 присутствуют также высыпки черных графитистых сланцев, большей частью перетертых в мелкую труху.

Вблизи точки 032 полого наклоненные плиты бронируют пляж (рис. 5е). Обнажение сложено грубоплитчатыми (хлорит)-(эпидот)-плагиоклаз-кварцевыми метапесчаниками с аксессуарным сфеном и апатитом и с прослоями темных сланцев. Местами песчаники сохранили параллельно-слоистую, иногда косослоистую осадочную текстуру. Встречаются также неслоистые массивные разности, похожие на гранитогнейс (рис. 7а). Из подобного пласта в 60 м выше по реке от т. 032 отобрана проба 032/3. В шлифе это грубо рассланцованный полевошпат-кварцевый гравелитистый метапесчаник. Контуры обломков не видны. Полевые шпаты альбитизированы и местами превращены в кварц-альбитовый агрегат. Сланцеватость выражена листочками мусковита и хлорита, ориентированными в одной плоскости. Мусковит зеленовато-желтый, окраска отчетливо видна даже в шлифе.

К северу от т. 032 субгоризонтальные плиты бронируют пляж. Вначале это

(эпидот)-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы с порфиробластами альбита и переменным количеством карбоната. Севернее обнажены массивные плиты полосчатых силикатных пород, которые далее переслаиваются с карбонатными и карбонатно-силикатными породами. В случае контрастного переслаивания с участием мрамора возникают сложные складки (рис. 7б). Силикатные массивные разности в шлифе напоминают рассланцованный тоналит. В его составе преобладают кварц и плагиоклаз (приблизительно поровну), которые в масштабе шлифа слагают линзовидные будинки, разделенные сланцеватым хлорит-мусковит-эпидотовым материалом. Эпидот, кроме того, слагает крупные фрагментированные обособления. Много сфена. Аналогичный кварц-плагиоклазовый состав имеют силикатные прослои и включения в мраморах. Карбонатные прослои почти всегда содержат силикатную примесь. Это кварц, плагиоклаз и мусковит, иногда также хлорит.

К северу от р. Киселиха последний выход киселихинской свиты вскрыт между точками 052 и 053. Преобладают типичные кварц-хлорит-мусковит-альбитовые сланцы с переменным количеством эпидота, местами с турмалином, переходящие в зеленые сланцы. Вокруг т. 053 выходят полевошпат-кварцевые гравелиты, внешне похожие на катаклазированные граниты (рис. 6ж). Выделенный из них циркон датирован (обр. 052/5).

Устькутукасская свита

Устькутукасская свита, в отличие от других стратиграфических подразделений, установленных в (Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019), обладает специфическими особенностями и уверенно опознается в условиях слабого метаморфизма и слабых деформаций. В разрезе по р. Кутукас отмечается присутствие подушечных базальтов, агломератовых и лапиллиевых туфов, лавобрекчий, отдельных лавовых потоков. Ю.К. Советов также указывает на присутствие пиллоу-базальтов и гиалокластитовых брекчий, ассоциирующих с турбидитами (Советов, Ромашко, 1999; Советов, устное сообщение, 2023).

На самом севере обсуждаемого участка вблизи Осиновского гранитного массива (рис. 2, 8) обнажены базальты, похожие по характеристикам на породы устькутукасской свиты. Ранее здесь эта свита не выделялась. Наилучшие скальные выходы расположены на острове Дядя (рис. 7в). Здесь в некоторых выходах метабазитов

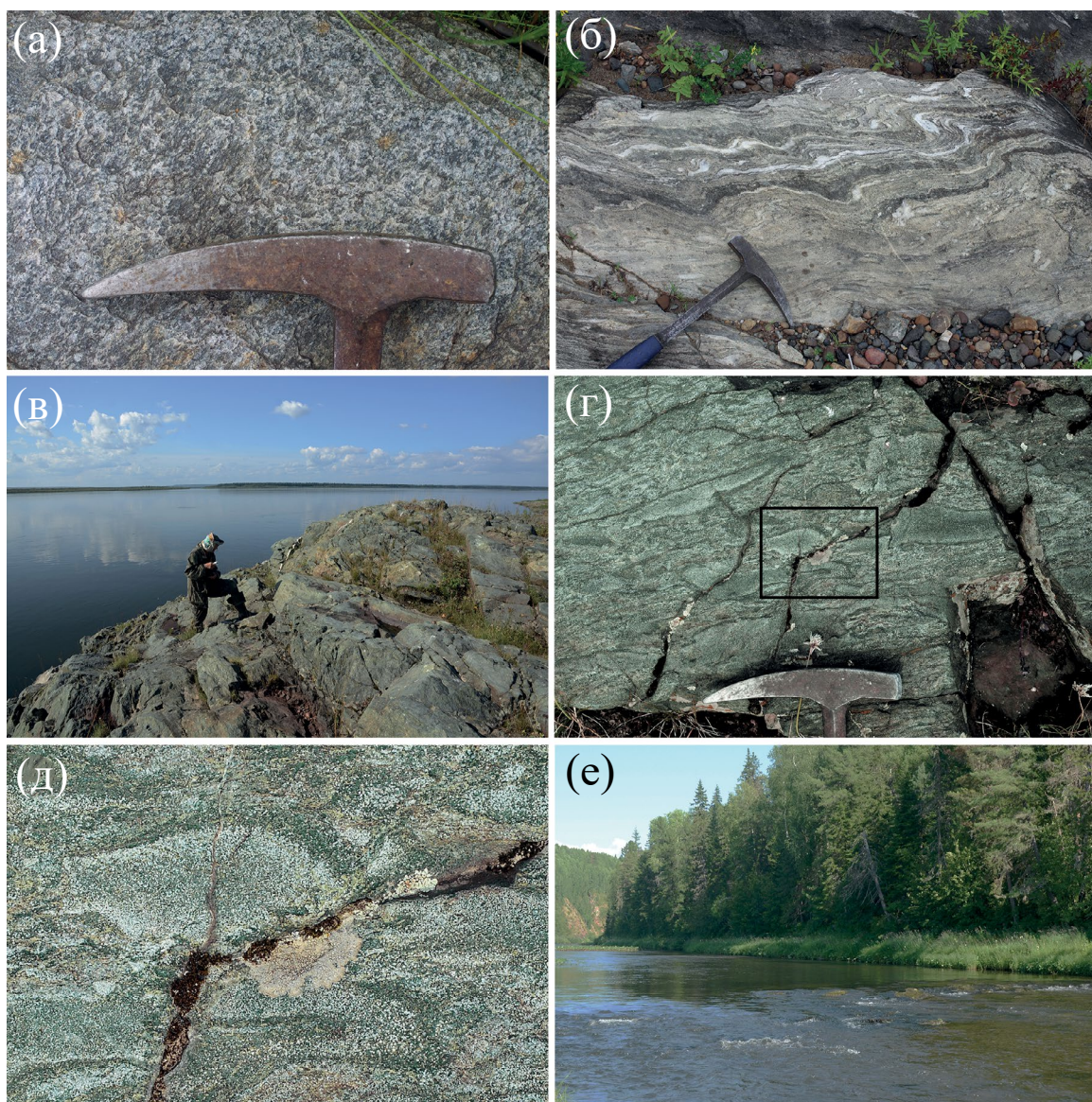


Рис. 7. Полевые фотографии пород киселихинской и устькутукасской свит и устьпорожнинской толщи. (а) — гнейсоподобный гравелитистый метапесчаник киселихинской свиты в т. 032. (б) — сложные складки в силикатном мраморе, 280 м к югу от устья р. Киселиха. (в) — скальные выходы базальтов устькутукасской свиты на о. Дядя. (г) — устькутукасская свита. Мелкие подушки и инъекции базальта, погруженные в гиалокластит. Прямоугольником показан контур рис. 7д. (д) — фрагмент фотографии 7г крупным планом. Белые крапины сложены порфиробластами альбита. (е) — вид “подводного” обнажения 006 (рис. 2). Обрыв на заднем плане сложен серпентинитами (т. 010).

сохранились текстуры пиллоу-лавы и базальтового гиалокластита. Местами первичные текстуры подводных извержений базальта видны вполне отчетливо. Они представлены мелкими инъекциями, расплюснутыми подушечками и обжатыми комками лавы, погруженными в гиалокластит (рис. 7г). Эти текстуры различимы благодаря тому, что они подчеркнуты неравномерным распределением порфиробластов альбита (рис. 7д). В южной части выходов встречаются разности, похожие по структуре

на мелкозернистое габбро. В шлифах видно, что пироксен замещен хлоритом, сквозь который прорастают иголки актинолита, а плагиоклаз — эпидотом и альбитом. Эпидот также образует в некоторых образцах обособленные крупные порфиробласты. Много апатита и сфена. Метабазиты рассечены эпидотовыми и кварц-эпидотовыми жилами.

Разрез метабазальтов пронизан совершенно свежими, не затронутыми деформациями и метаморфизмом дайками кварц-санидинового

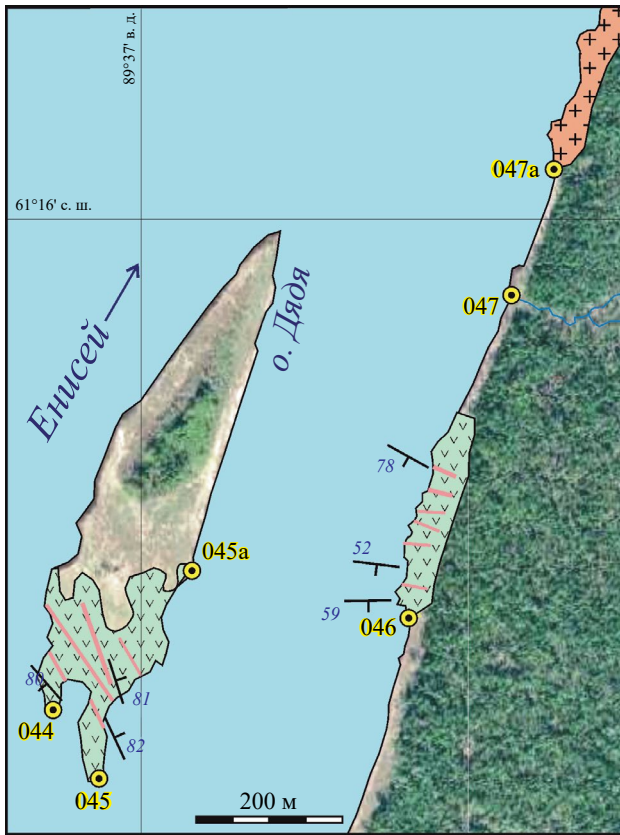


Рис. 8. Схема расположения обнажений устькутукасской свиты (зеленая заливка с V крапом) к югу от Осиновского гранитного массива (красный цвет) (рис. 2).

порфира — сателлитами Осиновского габбро-гранитного массива. Для одной из таких даек нами получена датировка 590 млн лет, что аналогично возрасту главных фаз массива (неопубликованные данные авторов).

На правом берегу Енисея metabазиты, прошитые дайками санидинового порфира, обнажены в т. 046 и на протяжении 300 м к северу от нее (рис. 8). Metабазиты этого выхода отличаются от уже описанных пород большей степенью рассланцевания и утратой первичных текстур. Если бы не обнажения на о. Дядя, мы вряд ли бы столь уверенно сопоставляли эти породы с устькутукасской свитой. Другое отличие — присутствие хлорит-мусковит-кварцевых сланцев с порфиробластами альбита, аналогичных наиболее распространенным породам киселихинской свиты. Опубликовано информация, что на этом участке найдено линзовидное тело породы, идентифицированной как миндалекаменный базальт, сложенный изотропным стеклом (!), с возрастом 573 млн лет (SHRIMP) (Лиханов, Ножкин, 2018; Козлов и др., 2019). Указанная датировка аналогична возрасту постколлизийных гранитов

Осиновского массива, определенному тем же методом в той же лаборатории (576 млн лет, Файбусович и др., 2020). Очевидно, что данное тело не имеет отношения к обсуждаемой нами стратиграфии метаморфизованных доорогенных пород.

Первоначально мы предполагали, что базальты устькутукасской свиты имеют внутриплитное происхождение, так как некоторые разновидности были охарактеризованы ранее как трахиандезитобазальты (Стороженко и др., 2019). Это предположение не подтвердилось. У нас есть шесть химических анализов (пять отвечают базальтам и один андезитобазальту), которые демонстрируют широкие вариации содержаний некоторых породообразующих и малых элементов. Распределение редкоземельных элементов близко к таковому в океанических базальтах и указывает на присутствие среди базальтов о. Дядя как деплетированных, так и обогащенных разновидностей. Они отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов слабо выраженной титановой аномалией, а в двух образцах также Nb-аномалией. Оба параметра обычно интерпретируются как надсубдукционный компонент. В целом такие характеристики могут указывать на задуговую обстановку, но данных слишком мало и они слишком разнородные, чтобы вынести окончательное суждение. Мы планируем в дальнейшем изучить геохимические особенности базальтов в стратотипе, обосновать их возраст и вернуться к обсуждению геодинамической обстановки устькутукасского магматизма.

Устьпорожнинская толща

Локальный выход метаморфических пород на р. Порожная, под самой нижней пластиной серпентинита, выделен в отдельную толщу вследствие специфического распределения возрастов детритового циркона. Толща представлена двумя гривками коренных пород, пересекающих русло реки в точках 006 и 007 (рис. 2) и большей частью скрытых под водой (рис. 7е). На берегу обнажений нет. Мы уделили в поле специальное внимание этим выходам, так как они единственные на широком пространстве, разделяющем граниты и серпентиниты (рис. 2). Вскрытые в этих гривках породы состоят из линзовидных обособлений плагиоклаз-кварцевого агрегата, которые разделены темным сланцеватым матриксом (рис. 6з). Их первичная природа оставалась неясной как в поле, так и после просмотра шлифов. В качестве возможного варианта мы предполагали, что имеем дело с сильно измененным тоналитом или диоритом.

Под микроскопом видно, что породы состоят преимущественно из трех минералов: кислого плагиоклаза, хлорита и кварца, причем любой из них может быть преобладающим. В хлорите наблюдались иголки рутила; вероятно, он замещает биотит или амфибол. В некоторых шлифах плагиоклаз кажется первичным минералом, в других он представлен порфирообластами новообразованного альбита. Кварц-полевошпатовые линзы разделяются листоватым мусковит-хлоритовым агрегатом. В большинстве разностей много сфена, встречается эпидот в виде отдельных зерен, довольно часто в шлифах виден циркон с заovalенными контурами, которые могли быть результатом либо окатывания, либо растворения и обрастания метаморфической оболочкой.

Первичная осадочная природа данной породы выявилась только после выделения минералов тяжелой фракции. В ней преобладают апатит (эвгедраальный и окатанный) и сфен (в виде трещиноватых обломков). Такой состав указывает на присутствие полнокристаллических интрузивных пород среди источников обломочного материала. Порожнинские граниты из соседних обнажений также могли бы участвовать в составе источников обломочного материала, но ни одна из многочисленных протолок этих гранитов не содержит в заметных количествах сфена. Из пород выделен циркон, представленный эвгедраальными кристаллами и окатанными в разной степени зернами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Методика выделения минералов тяжелой фракции и изотопных измерений

Выделение цирконов из горных пород проведено силами трех первых авторов. Дробленный материал (класс -0.2 мм) отмывали от шлама, обрабатывали на валковом электромагните, тяжелую фракцию отсаживали в бромформе, и после растворения пирита (если таковой присутствовал) она была расситована на несколько размерных классов. Циркон и другие тяжелые минералы отмывали от более легких в бромформе. Зерна циркона выкладывали рядами (по 200–300 зерен), 4–6 рядов на одну эпоксидную шайбу. На каждую отдельную шайбу выбирали зерна только одного размерного класса. Мы старались, чтобы на шайбу попали все популяции, различимые в стереомикроскоп, но предпочтение всегда отдавалось наиболее прозрачным зернам и для большей части образцов (где

был важен нижний предел возраста) — наиболее эвгедраальным кристаллам. Никакого “random” датирования в наших образцах не предполагалось, и они, вероятно, непригодны для проведения K-S теста. На ту же шайбу выкладывали зерна стандартов. После полировки зерна циркона фотографировали в катодных лучах и иногда также в BSE. В оптическом микроскопе при большом увеличении выбирали чистые участки глубиной не менее 20 мкм для изотопного анализа, наносили на распечатанные CL изображения (в избыточном количестве) и нумеровали в процессе абляции. Соотношение интенсивностей сигнала от 206 и 238 масс (и приблизительный возраст) оценивалось в процессе анализа визуально по хроматограмме, что определяло дальнейший выбор зерен циркона для абляции в зависимости от задач.

Изотопный анализ проводился первыми двумя авторами в трех лабораториях на одноколлекторных ICP масс-спектрометрах с использованием следующей аппаратуры: (1) квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 и эксимерного лазера Teledyn в Центре коллективного пользования Института земной коры Сибирского отделения РАН (ЦКП ИЗК СО РАН, Иркутск, супервайзер Н.В. Брянский), 2) магнитно-секторного масс-спектрометра с двойной фокусировкой Element XR и твердотельного лазера NWR 213 в Лаборатории геохронологии и геохимии окружающей среды Геологического института им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ, супервайзер В.Б. Хубанов) и 3) сходного масс-спектрометра Element 2 и аналогичного лазера в ЦКП ГИН РАН (Москва, супервайзер А.С. Дубенский). Во всех случаях лазер фокусировался на пятне 25 мкм и работал с частотой 5 Гц с удельной плотностью энергии 4–6 Дж/см². Измерялись пять масс: 206, 207, 208, 232, 238 в течение 0.0030–40; 0.0040–80; 0.0020–30; 0.0010–20; 0.0020–30 с соответственно. Каждый анализ продолжался 50–60 с и состоял из 500–700 сканов, включая время на разогрев лазера (8–12 с) и на продувку камеры (5–8 с). Массы 206, 207 и 208 регистрировались в каунтинговой моде детектора, массы 232 и 238 — в каунтинговой и аналоговой моде одновременно. Подробнее об аппаратуре в ЦКП ГИН РАН см. в (Колодяжный и др., 2023).

Во всех лабораториях через каждые пять анализов образца анализировалось два стандарта, любой из которых мог использоваться в качестве референсного при редукции данных. Использовались стандарты циркона 91500 (Wiedenbeck et al.,

1995), Temora-2 (Black et al., 2004) и Plesovice (Slama et al., 2008) в разных сочетаниях. Стандартная сессия включала 65 анализов образца и 17–19 анализов каждого стандарта. Обработка данных проводилась в программе Iolite 4.6 (Paton et al., 2010, 2011) со встроенным модулем VizualAge (Petrus, Kamber, 2012). Интегрировались конкордантные участки анализов, поэтому полностью дискордантные анализы не попали в итоговые таблицы данных. Никаких последующих попыток математически оценить степень дискордантности не предпринималось. Анализы с очень большой ошибкой были удалены. Корректность определения возраста контрольного стандарта (расхождение с TIMS значением) обычно не превышала $\pm 1\%$ (2σ), если брать конкордантный возраст кластера из всех анализов стандарта, и обычно не превышала $\pm 2\%$ для каждого из индивидуальных анализов. Изотопные диаграммы строили с помощью макроса Isoplot (Ludwig, 2003). Гистограммы и кривые плотности распределения возрастов цирконов строили в программе Kernel Density Estimation (KDE) (Vermeesch, 2012). Таблицы изотопных данных помещены в приложении (ESM).

Детритовые цирконы киселихинской свиты

Проанализировано семь образцов, положение точек опробования показано на рис. 4. Ниже приведена информация по результатам датирования в той последовательности, в которой эти образцы упомянуты в описании разреза свиты. Для большей части образцов в поле предполагался магматический протолит, “детритовое” распределение возрастов выяснилось только в процессе датирования. В нашей обычной практике по детритовому образцу делается 130 анализов (две сессии по 65 шт.). После того, как обозначился типичный для киселихинской свиты спектр возрастов, мы стали ограничиваться одной сессией, если она выявляла такой спектр.

Образец 020/8-21 отобран из светлого прослоя в темно-зеленых метабазах ($61^{\circ}05.279'$ с.ш., $89^{\circ}37.276'$ в.д.). В шлифе это плагиоклаз-хлорит-мусковит-кварцевый сланец с отдельными кристаллами эпидота, сфена, иголочками рутила, призмочками турмалина и апатита, последние три минерала преобладают в составе тяжелой фракции. Преобладающие зерна циркона имеют овальные контуры (подрастворенные или полуокатанные), наподобие пшеничного зерна, и желтовато-розоватый цвет. Встречаются единичные эвгедральные зерна в мелких классах и очень редкие хорошо окатанные раннедокембрийские густоокрашенные зерна. Обилие апатита, титанистых минералов, хлорита,

эпидота и амфибола в составе тяжелой фракции свидетельствует об участии базитового материала в составе породы. На катодолюминесцентных (CL) изображениях видно, что преобладают полные кристаллы (и обломки полных кристаллов), приобретших овальную форму в результате растворения и обрастания тонкой светлой каймой. Реже встречаются также и окатанные зерна, поверхность которых дискордантна внутренней структуре. Много кристаллов с явными ядрами, структура которых дискордантна оболочке.

Цирконы из класса $-100+071$ мкм анализировались в ЦКП ГИН РАН (65 анализов по 64 зернам), анализы №№ 52 и 53 сделаны по ядру и оболочке одного и того же зерна (981 и 924 млн лет соответственно). Пять замеров оказались дискордантными, но это количество было скомпенсировано тем, что для пяти зерен получено по два значения возраста, так как были опробованы разновозрастные зоны на разной глубине абляционного колодца. Семь анализов отвечают палеопротерозою в интервале 2435–1765 млн лет, 58 анализов – неопротерозою в интервале 1000–800 млн лет (рис. 9, нижний график). Неопротерозойская группа делится на два обособленных кластера, разделенных пустым интервалом 875–825 млн лет. Молодая группа (19 анализов) осредняется KDE пиком 810 млн лет, более древняя (33 анализа) – пиком 905 млн лет. Есть шесть анализов с еще более древними значениями возраста с менее явным пиком 975 млн лет.

Образец 021/1-21 также отобран из лейкократового прослоя внутри темно-зеленого рассланцованного метабазита ($61^{\circ}05.330'$ с.ш., $89^{\circ}37.250'$ в.д.). В поле предполагалось, что это лейкократовый дифференциат базальтовой магмы (диорит или тоналит). В шлифе оказалось, что это кварц-хлорит-мусковитовый сланец с преобладанием кварца. Мусковит (фенгит) образует крупные частично измятые пластины. Хлорит сравнительно равномерно распределен по породе, но, кроме того, совместно с мелкоагрегатным цоизитом, серицитом и кварцем слагает округлые обособления, образовавшиеся за счет ситовидных порфиروبластов граната. Много иголочек рутила и кристаллов апатита. Есть бесформенные новообразования альбита (без двойникования в сочетании с карбонатом или с хлоритом). В тяжелой фракции преобладает фенгит. В отмытой на чашке неэлектромагнитной фракции преобладает игольчатый рутил (с алмазным блеском, болотно-зеленый в тонких сколах) и ильменорутит, в электромагнитной фракции – хлорит и амфибол. Это метаосадочная порода, вероятно,

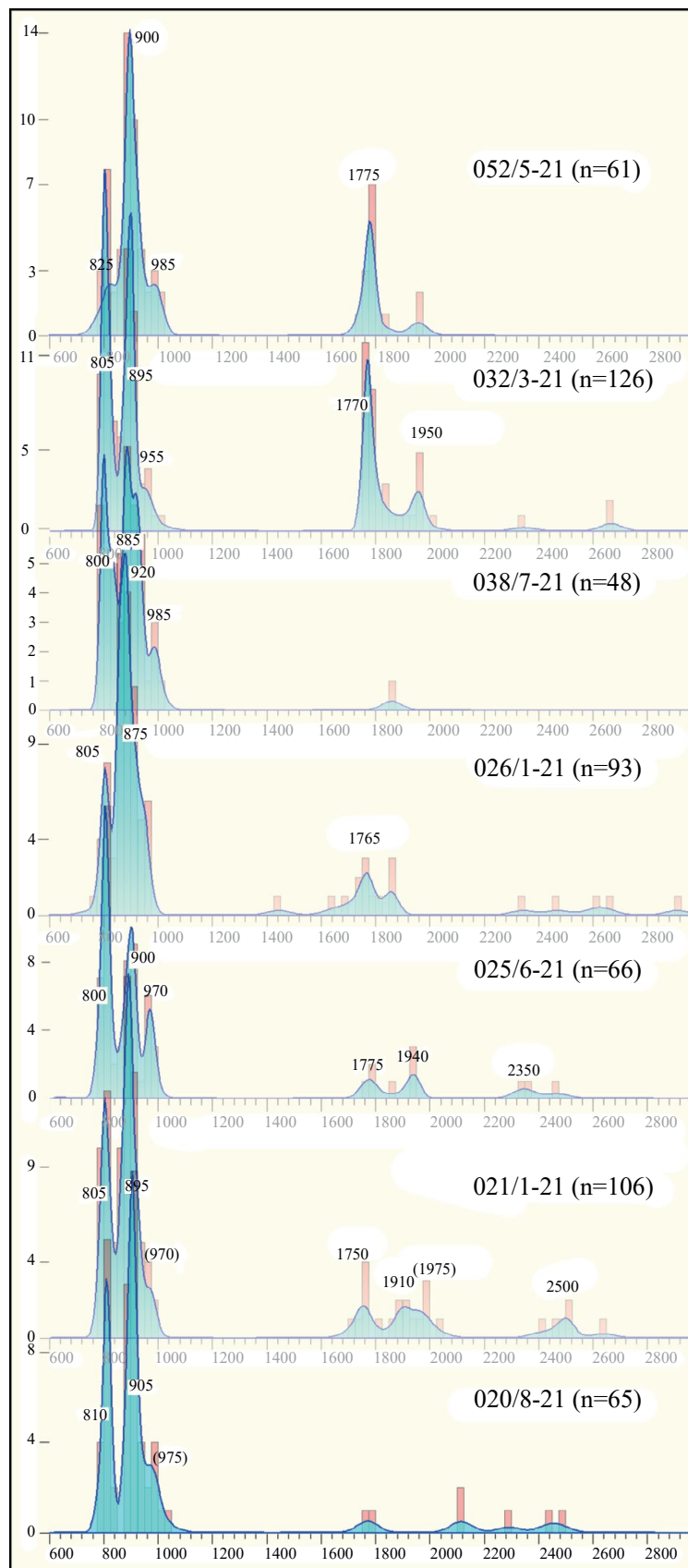


Рис. 9. Гистограммы и графики плотности распределения возрастов (KDE) для проанализированных образцов киселинской свиты.

с примесью магматического материала основного-среднего состава. Зерна циркона приблизительно одного цвета (желтоватого или розоватого), большей частью ювелирно-прозрачные, овальной формы со структурами травления, часть, возможно, изначально окатанные. Цветных архейских шаровидных зерен нет. В мелких классах встречается также эвгедральный циркон.

Первые 65 анализов выполнены в ЦКП ИЗК СО РАН (Иркутск), еще 45 анализов — в Геологическом институте им. Н.Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ). В итоге получено 106 конкордантных значений возраста, из которых 82 относится к неопротерозою. Неопротерозойские пики 805, 895, (970) млн лет вполне отчетливые. Они несколько моложе, чем те, что наблюдались в образце 020/8-21, но разница не превышает 1%, что ожидаемо для метода.

Образец 025/6-21 (61°07.342' с.ш., 89°37.166' в.д.) отобран из тела пластинчато-рассланцованной тоналитоподобной породы, типичной для южного сегмента береговых обнажений. В шлифе чередуются полосы, обогащенные кварцем, хлоритом или мусковитом. Присутствуют зоны, сложенные тесно переплетенным хлорит-мусковитовым агрегатом, возможно, по биотиту. Есть первичный(?) плагиоклаз и вторичный альбит. В хлоритовом агрегате встречаются иголки актинолита. Много апатита в виде несвойственных для него крупных грязных кристаллов (диагностика подтверждена рамановской спектроскопией). Все цирконы однотипные по цвету и выглядели окатанными. В катодных лучах видно, что они частично растворены и обросли светлой оболочкой. Цирконы из нескольких размерных классов (+056 мкм) датированы в ЦКП ГИН РАН (65 анализов), анализы №№ 19 и 20 сделаны по ядру и оболочке единого зерна, они оказались разновозрастными (палеопротерозой). Пять анализов оказались дискордантными, но для некоторых зерен получено по два значения возраста, и в итоге оказалось 66 датировок со стандартными пиками 800, 900, 970 млн лет (рис. 9).

Образцом 026/1-21 опробован крупнокристаллический мусковит-гранатовый сланец из скальной западной части обн. 026 (61°07.521' с.ш., 89°37.171' в.д.). В шлифе порода имеет плагиоклаз-хлорит-гранат-мусковит-кварцевый состав. Карбоната около половины. Много сфена и рутила, которые замещают друг друга. В электромагнитной тяжелой фракции преобладают гранат, хлорит и амфибол, в неэлектромагнитной преобладает фенгит, после его смыва остается рутил (преобладает), апатит, сфен и циркон.

Циркон желтоватый, хорошо окатанный, полуокатанный, реже эвгедральный (встречен даже в крупных классах). Некоторые зерна с фигурами травления. В Геологическом институте им. Н.Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ) выполнено 95 анализов, 93 из которых дали конкордантные значения возраста (75 отвечают неопротерозою). В неопротерозойской части спектра главные пики 875 и 805 млн лет. Палеопротерозойские значения группируются в интервале 1700–1900 млн лет с пиком 1765 млн лет. Несколько зерен выявили архейский возраст.

Образец 038/7-21 отобран из диоритоподобной породы (61°12.778' с.ш., 89°36.366' в.д.). Петрографическое описание приведено выше. Тяжелая фракция состоит из лейкоксена, циркона, апатита, турмалина, черного рудного минерала, в электромагнитной фракции — гранат и хлорит. Кристаллы циркона преимущественно окатанные, в младших классах встречаются эвгедральные кристаллы. В ЦКП ГИН РАН сделано 65 анализов, успешно проинтегрировано всего 48 анализов, из которых 47 отвечают неопротерозою с пиками 800, 885, 920, 985 млн лет.

Образец 032/3-21 отобран из полевошпат-кварцевого гнейсовидного гравелитистого метапесчаника (61°14.119' с.ш., 89°36.887' в.д.). В неэлектромагнитной тяжелой фракции преобладают апатит и циркон, также присутствуют сфен, обросший эпидотом лейкоксен, желтоватый фенгит, фукситоподобные агрегаты. В электромагнитной тяжелой фракции содержится бледноокрашенный хлорит, ильменит, единичный амфибол. Циркон преимущественно хорошо окатанный, в том числе густоокрашенный, характерный для раннего докембрия. Редко встречаются бледноокрашенные эвгедральные кристаллы и обломки. Образец проанализирован в Институте земной коры СО РАН, Иркутск. Сделано 130 анализов, из них 126 дали конкордантные значения возраста, из которых 87 соответствуют неопротерозою с главными пиками 805 и 895 и дополнительным 955 млн лет. В палеопротерозойской части спектра главный пик отвечает 1770 млн лет, дополнительный — 1950 млн лет. Два зерна имеют архейский возраст. Мы старались максимально датировать эвгедральные кристаллы, но в образце преобладали хорошо окатанные цветные зерна, имеющие, по нашему опыту датирования енисейских образцов, палеопротерозойский и архейский возраст.

Образец 052/5-21 представляет собой полевошпат-кварцевый гравелит (61°15.291' с.ш., 89°37.089' в.д.). В поле мы не смогли однозначно

решить вопрос о том, сложены ли обнажения вблизи т. 053 катаклазированными гранитами или полевошпат-кварцевыми метагравелитами (рис. 6ж). Здесь отобрана большая серия образцов, но даже после изучения шлифов на этот вопрос не было получено однозначного ответа. Кроме кварца и крупных кристаллов сильно измененных полевых шпатов, в породах много хлорита и мусковита. Мусковит иногда образует дискретные агрегатные выделения, замещая какой-то другой минерал. Очень много сфена в бесформенных крупных обособлениях или в виде оформленных кристаллов, встречается крупный апатит. В некоторых образцах также много матрикса, сложенного хлорит-мусковит-эпидотовым агрегатом, присутствует разное количество порфиробластов альбита. В тяжелой фракции, кроме циркона, присутствуют сфен, апатит, эпидот, хлорит с вросками рудного минерала, ильменит, рутил, хромит (подтвержден EDS анализом). Преобладают хорошо окатанные и полуокатанные зерна циркона, но для анализа были выбраны также малочисленные эвгедральные кристаллы. В ЦКП ГИН РАН сделано 65 анализов, из которых 61 дал конкордантные значения возраста. Из них 46 соответствуют неопротерозою, причем большая часть значений группируется в кластер с возрастом 900 млн лет (рис. 9, верхний график). При узком окне осреднения намечаются незначительные

дополнительные пики 825 и 985 млн лет, они соответствуют обособленным кластерам на Pb/U изотопной диаграмме. Получено 15 палеопротерозойских значений возраста с главным пиком 1780 млн лет и дополнительным пиком 1960 млн лет. Следует иметь в виду, что окатанные древние зерна преобладали в образце, и малое количество древних значений вызвано нашим большим интересом к неопротерозойским событиям.

Как видно из этого описания, распределение возрастов детритовых зерен циркона оказалось однотипным для всех образцов, и их можно объединить на одном графике (рис. 10). Всего по киселихинским образцам сделано 565 анализов, 80% из них (450 шт.) дали раннепротерозойские значения возраста (1010–780 млн лет) с двумя главными пиками 900 и 805 млн лет. Дополнительная, но на объединенном графике вполне отчетливая группа охватывает интервал 1000–950 млн лет с пиковым значением 970 млн лет. Интервал, включающий конец палеопротерозоя и весь мезопротерозой (1730–1010 млн лет), охарактеризован лишь единичными датировками, что ожидаемо для региона с сибирским фундаментом. В палеопротерозойской части спектра (83 анализа) почти все значения возраста лежат в интервале 1980–1740 млн лет с главным пиком 1775 млн лет, присутствующим почти в каждом образце, и дополнительным пиком 1950 млн лет (рис. 10).

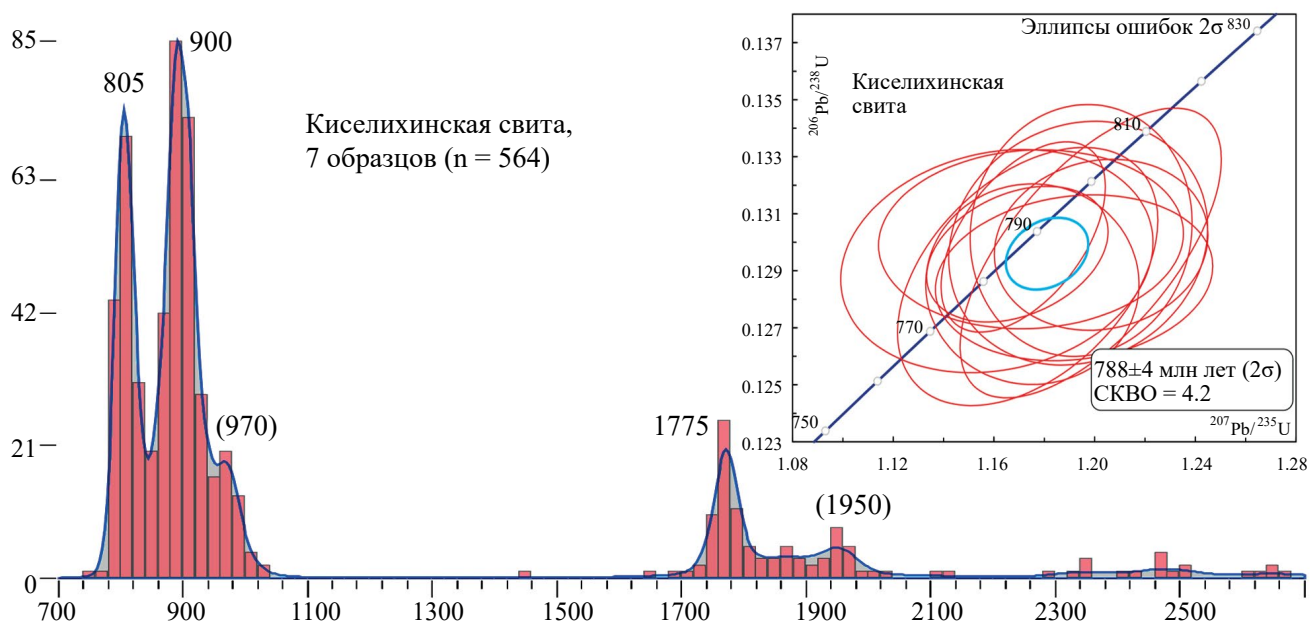


Рис. 10. Объединенные данные о распределении возрастов детритового циркона всех семи проанализированных образцов киселихинской свиты. На врезке: возраст кластера из 11 самых молодых анализов, отвечающий максимальному возрасту осадконакопления.

Таким образом, в киселихинских образцах обнаруживаются пять главных возрастных популяций циркона (пиковые значения 1950, **1775**, 970, **900**, **805**) и, кроме того, присутствует 20 более древних зерен (2680–2320 млн лет). В каждой группе, кроме самой молодой, встречаются окатанные зерна, структурная зональность которых дискордантна их поверхности. Это указывает на длительную транспортировку и/или на переотложение из более древних обломочных пород. Полные кристаллы встречаются во

всех популяциях, но морфология их различается (рис. 11). В двух самых древних популяциях (два нижних ряда на рис. 11) и в двух более древних популяциях неопротерозоя (4-й и 5-й ряды снизу на рис. 11) встречаются кристаллы округлых очертаний вследствие их обрастания концентрическими слоями. Такая структура указывает на метаморфизм высоких ступеней при кристаллизации циркона. Часто наблюдалось обрастание зерен циркона позднеархейского возраста палеопротерозойскими оболочками, из чего

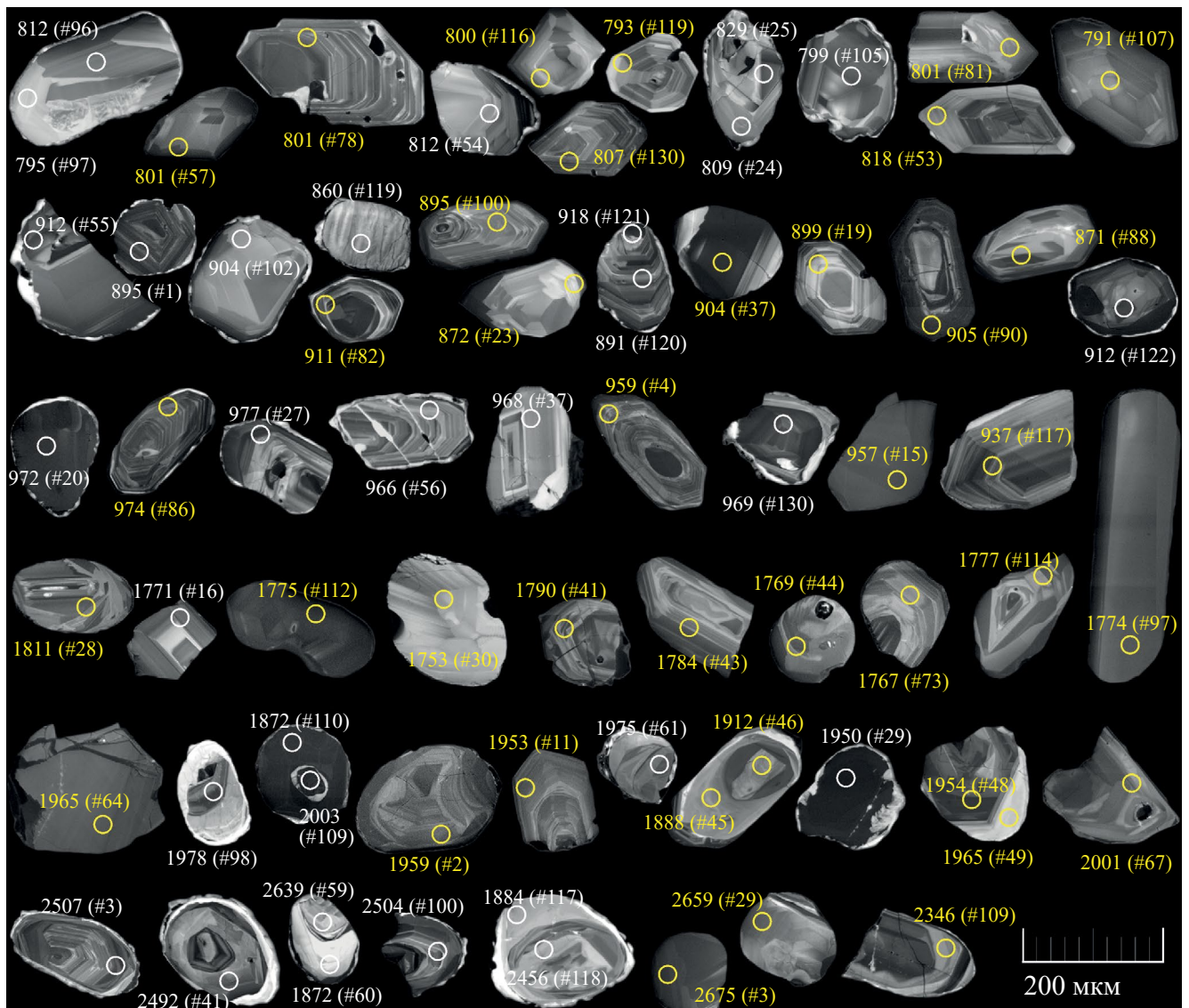


Рис. 11. Катодолуминесцентные изображения зерен детритового циркона разных возрастных популяций киселихинской свиты. Показаны положения абляционных кратеров, рядом подписаны возраст (млн лет) и номер анализа (в скобках). Выбраны фотографии кристаллов двух представительных образцов, для которых анализировались крупные зерна (> 100 мкм), так как для них качество CL-изображений выше: 021/1-21 (индикация белым цветом) и 032/3-21 (желтый цвет). Изображения скомпонованы в шесть рядов, отвечающих главным возрастным группам (рис. 10). Ряды (снизу вверх) и возрастные диапазоны (в млн лет): нижний ряд — архей и начало палеопротерозоя, второй ряд снизу — 2000–1900; третий ряд снизу — 1800–1750; четвертый ряд — 980–940; пятый ряд снизу — 920–870; верхний ряд — 820–790.

можно заключить, что возрастной интервал 2000–1900 млн лет был связан с анатексисом архейских гнейсов. Отчетливых критериев для различения возрастных популяций по внутренней структуре не выявлено (рис. 11). В каждой из популяций встречаются зерна со слабой люминесценцией, равномерно-серые на CL-изображениях, присутствуют кристаллы с осцилляционной зональностью разной степени контрастности, с секториальной зональностью и с сочетанием той и другой. Самая древняя популяция отличается большей долей зерен с некристаллографической концентрической зональностью, характерной для гранулитового циркона (нижний ряд на рис. 11). Такая структура встречается и в популяции 2000–1900 млн лет (второй ряд снизу на рис. 11). Некоторые элементы такой зональности встречаются и в других популяциях, за исключением самой молодой (верхний ряд на рис. 11). В заключение следует еще раз отметить, что при компоновке шайб мы старались выкладывать преимущественно эвгедральные зерна, так как рассчитывали датировать синседиментационный кислый магматизм, о котором уверенно пишут все красноярские геологи, изучавшие регион (Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019).

Детритовые цирконы устьпорожнинской толщи

Для этой толщи имеется только один образец 006/2-21 (61°04.213' с.ш., 89°39.747' в.д.). Циркона в породе оказалось относительно немного, почти все зерна имеют овальные очертания, редко встречаются эвгедральные кристаллы разного габитуса, часть зерен хорошо окатана, в том числе до шариков, типичных для раннего докембрия. На шайбу выложено 250 зерен, преимущественно из класса –100 +071 мкм. Образец проанализирован в Геологическом институте им. Н.Л. Дубрецова СО РАН (130 анализов), сессия откалибрована по стандарту Temora-2, 91500 использован в качестве контрольного стандарта и для определения концентраций урана и тория. Проинтегрировано 122 конкордантных значения возраста, из них 106 отвечают неопротерозою, 2 – мезопротерозою, 14 – палеопротерозою. Интервал значений возраста от 950 до 700 млн лет полностью закрыт индивидуальными анализами, причем преобладающая часть неопротерозойских значений (67) лежит в интервале 800–700 млн лет с пиковым значением 730 млн лет (рис. 12). Восемь самых молодых анализов образуют конкордантный кластер с возрастом 708 ± 5 млн лет, интерпретированный как нижнее ограничение возраста осадконакопления (рис. 12, врезка).

ОБСУЖДЕНИЕ

Ранг обсуждаемых стратиграфических подразделений

Один из рецензентов, прочитав описания наших расчешуенных стратонтов, справедливо указал, что свитами их именовать некорректно и что для них более уместен ранг толщ. Мы с этим согласны, но нужно иметь в виду следующие моменты. 1) Киселихинская свита выделена Е.К. Ковригиной именно на тех участках, которые обсуждаются в данной статье (Ковригина, 1981). У нас нет полной уверенности в том, что киселихинская свита Е.К. Ковригиной является полным аналогом киселихинской свиты Л.К. Качевского (см. п. 2). 2) В качестве стратотипов устькутукасской, отравихинской и киселихинской свит Л.К. Качевский предложил разрезы, вскрытые в нижнем течении р. Кутукас, где степень деформированности и метаморфизма пород более низкая. По мнению этого геолога, указанные стратонты слагают непрерывный разрез с согласными стратиграфическими контактами между ними. В 1998 г. эти стратиграфические подразделения в соответствующем ранге вошли в легенду Енисейской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 и стали обязательными для использования. 3) Мы считаем, что данное терминологическое несоответствие никак не влияет на результаты нашего исследования, направленного на выяснение того, как устроены и как развивались структуры Енисейского края.

Магматические породы кислого состава в поле распространения киселихинской свиты

Южный сегмент береговых обнажений киселихинской свиты ограничен с обоих концов выходами кислых магматических пород, показанных на рис. 4а как гранитоиды пороженнинского комплекса. Эти породы требуют комментариев, так как их апогранитная природа не везде очевидна. Граниты со стороны южного окончания сегмента (рис. 4а, южная часть) представлены листоватыми слюдястыми сланцами. То, что они являются рассланцованными гранитами, видно южнее, где они содержат будины порфировидных гранитов. В шлифах их диагностическим признаком является присутствие эвгедрального циркона, расслоенного вдоль тонкой осцилляционной зональности (Кузьмичев и др., 2022).

Со стороны северного окончания сегмента апогранитные породы обнажены к югу и к северу от устья руч. Шаркова и отделены от

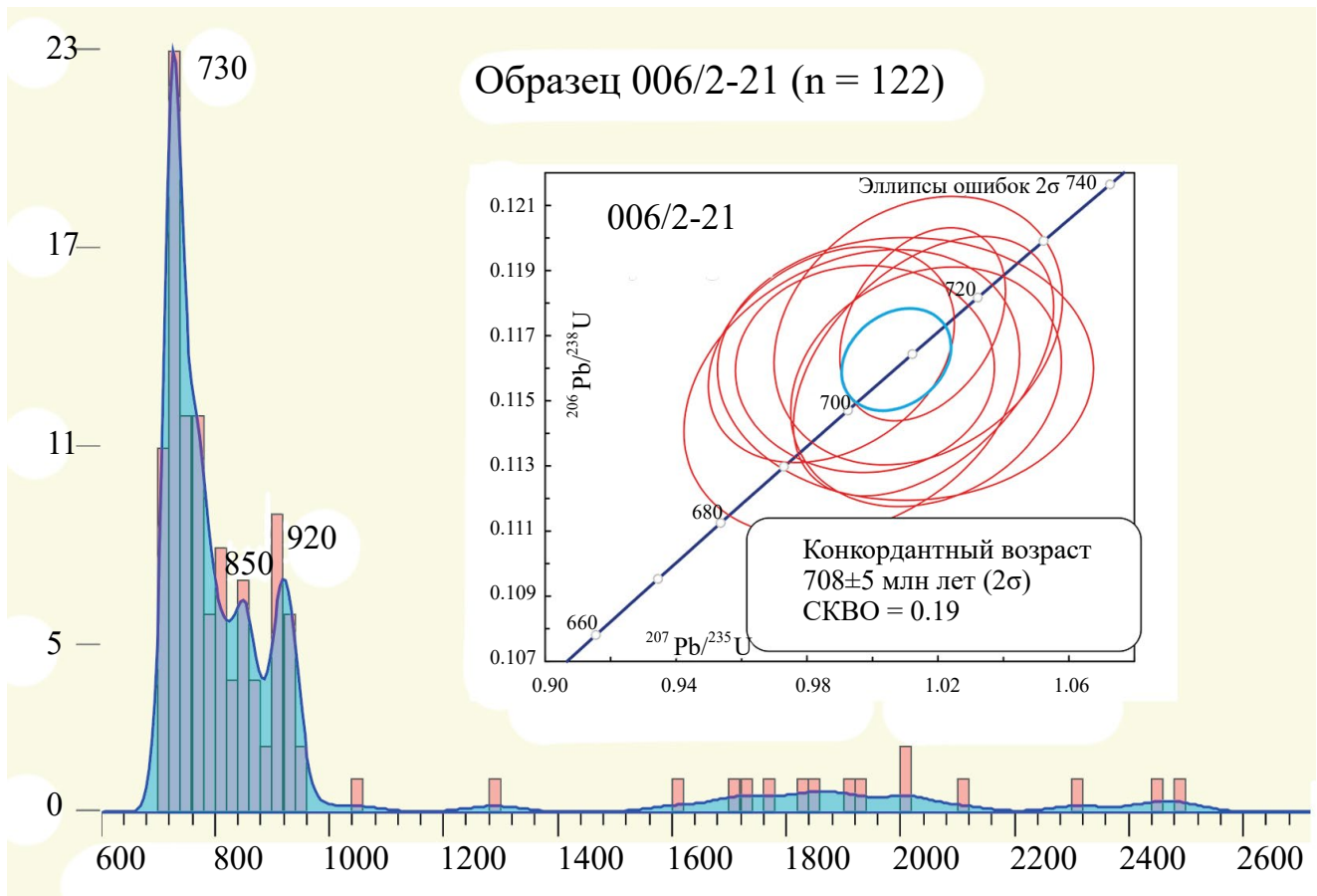


Рис. 12. Гистограмма и KDE график значений возраста зерен детритового циркона образца 006/2-21. На врезке Rb/U изотопная диаграмма для восьми самых молодых цирконов, конкордантный возраст этого кластера (708 ± 5 млн лет) принят в качестве нижнего ограничения возраста устьепорожнинской толщи.

основного поля киселихинской свиты пластиной серпентинита (рис. 2). Здесь кислые магматические породы имеют иной облик. Они почти не содержат слюды и представлены в целом менее рассланцованными, грубоплитчатыми разностями. Они были интерпретированы как риолиты в работе (Лиханов, Ножкин, 2018). В этой же работе приведены изотопные анализы циркона (SHRIMP). Восемь анализов образуют на изотопной диаграмме конкордантный кластер с возрастом 691.8 ± 8.8 млн лет. Возраст образца апогранитной породы, отобранного вблизи устья руч. Шаркова и датированного нами, составил 728.4 ± 4.0 млн лет (Кузьмичев и др., 2022). Апогранитная природа подтверждена прокрашиванием спилов и непокрытых шлифов кобальтинитритом и присутствием специфического циркона. Детальные наблюдения, проведенные летом 2024 г., уже после подачи статьи в редакцию, показали, что все выходы риолитоподобных пород данного участка представляют собой катаклазированные граниты пороженнинского

комплекса. Для того, чтобы увидеть структуру катаклазированного крупнозернистого порфировидного гранита с реликтами фенокристов щелочного полевого шпата, необходимо в обнажении найти площадку, ориентированную перпендикулярно линейности. Так как линейность наклонена под пологим углом, при фронтальном взгляде на обнажение структура не видна.

Некоторые разновидности пород предположительно интерпретированы нами в поле как кислые дифференциаты в составе расслоенных интрузий основного состава или как возможные диориты. Мы их отбирали для выделения циркона. Все они оказались метаосадочными породами с “детритовым” распределением возрастов.

Мы также выделили цирконы из метаосадочных пород, которые интерпретированы в литературе как туфы и туффиты кислого состава. Мы специально старались отбирать для изотопного анализа эвгедральные кристаллы циркона в надежде определить возраст синхронного

вулканизма. Среди проанализированных семи образцов нет ни одного, где обнаружилась бы такая популяция. Распространенные представления о том, что киселихинская свита в значительной степени сложена туффитами дацитового или риолитового состава, не подтвердились.

*Магматические породы основного состава
в разрезе киселихинской свиты*

Тела метабазитов, распространенные в разрезе киселихинской свиты (рис. 4), большей частью представляют собой диафторированные амфиболиты. Мы предполагаем, что среди них присутствуют как метагаббро, так и метабазалты, но преимущественно они изменены настолько сильно, что их фациальную принадлежность обосновать невозможно. Присутствие вулканитов основного состава в разрезе свиты подтверждается постепенными переходами между метаосадочными кварц-альбит-мусковитовыми кристаллическими сланцами и метатуфовыми альбит-эпидот-хлоритовыми сланцами. Мы предполагаем, что примесь туфового материала основного состава широко распространена в породах киселихинской свиты. Она выражается в переменном (иногда значительном) количестве хлорита и эпидота. С извержениями высокотитанистых базальтоидов, возможно, связано также обилие сфена (или рутила) в некоторых разновидностях метаосадочных метаморфических пород.

Учитывая, что породы киселихинской свиты вмещают многочисленные тела серпентинитов, мы предполагали, что киселихинские метабазиты представляют собой коровые члены офиолитовой ассоциации. В настоящее время в нашем распоряжении есть лишь четыре химических анализа таких пород, предположительно интерпретированных как метагаббро или метадолерит. Три из них — это высокотитанистые разновидности, обогащенные фосфором, с сильно дифференцированными редкими землями, по соотношению индикаторных несовместимых элементов более сходные с внутриплитными базальтоидами. Они резко отличаются от океанических метабазитов Торжixinского пояса (Кузьмичев и др., 2008) и не имеют отношения к офиолитовой ассоциации. Мы планируем в дальнейшем провести дополнительное изучение этих пород и представить более полную информацию.

Метаморфизм пород киселихинской свиты

Характеристика метаморфизма не входила в наши задачи, но некоторые моменты необходимо упомянуть. Распространенные минеральные ассоциации зеленосланцевой

и эпидот-амфиболитовой фаций в южном сегменте, очевидно, не отвечают пиковым Р–Т условиям метаморфизма и являются результатом диафтореза. В частности, биотит, типичный минерал в метапелитах указанных фаций, отсутствует во всех просмотренных шлифах (> 400 шт.) и, вероятно, замещен хлоритом или хлорит-мусковитовым агрегатом. Гранат также замещается хлоритом, но местами сохранился (полностью или частично). Компактные обособления мелкочешуйчатого мусковита в некоторых образцах, возможно, замещают какой-то глиноземистый минерал (вероятно, полиморф Al_2SiO_5). В некоторых разновидностях идентифицирован хлоритоид (подтвержден рамановской спектроскопией). В одном шлифе встречен натровый амфибол с характерным плеохроизмом от сиреневого до желтоватого, но настоящие глаукофановые сланцы не установлены. Мусковит часто окрашен в шлифах в желтый цвет и фактически является железистым фенгитом. В некоторых разновидностях пород проявлена метаморфическая полосчатость — тенденция к появлению мономинеральных прослоев, что наблюдалось как на макро-, так и на микроуровне. Такое перераспределение вещества, вероятно, происходит только при высоких степенях метаморфизма (фактически мы ранее наблюдали это явление только в гранулитах). Обособления кварц-полевошпатовой лейкосомы, напоминающие мигматитовые сегрегации, мы встречали в нескольких пунктах, преимущественно в шлифах, и лишь в одном случае на макроуровне. Нельзя исключить, что на некоторых локальных участках обстановка достигала параметров анатексиса, но ни в одном случае мы не встретили уверенно диагностированных мигматизированных пород. Все перечисленное указывает на относительно высокую степень пикового метаморфизма, которая предположительно характеризовалась высокими давлениями при относительно низких температурах. Мы планируем в дальнейшем определить Р–Т параметры метаморфизма для некоторых образцов, частично сохранивших реликтовые минеральные ассоциации. Однако отдаем себе отчет, что в условиях повсеместного диафтореза и милонитизации такое исследование может оказаться малопродуктивным.

*Источники обломочного материала
в метаосадочных породах киселихинской свиты*

В семи образцах детритового циркона киселихинской свиты присутствуют раннедокембрийские зерна, происходящие из фундамента Сибирского кратона, и преобладающие неопротерозойские кристаллы, возраст которых лежит

в интервале (1010)980–800(780) млн лет. Такое сочетание возрастов может быть получено при эрозии мезопротерозойских пород, содержащих детритовые цирконы архея и палеопротерозоя (Priyatkina et al., 2016), пронизанных гранитами первой половины неопротерозоя. Такая ассоциация широко распространена в кратонной части кряжа (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), частью которой до середины неопротерозоя был и Киселихинский террейн. Отличие состоит в том, что в основной части кряжа до недавнего времени не были известны гранитоиды древнее ~900 млн лет. Немногочисленная, но отчетливая в образцах свиты популяция 1000–950 млн лет в основной части кряжа неизвестна. Вызвано такое отличие, скорее всего, недостаточной геохронологической изученностью гранитоидов Заангарья, свидетельством чего является полученная совсем недавно неожиданно древняя датировка гранитов Рязановского массива (1013 ± 10 млн лет; Nozhkin et al., 2024). Осадочные породы свиты накапливались в начале второй половины неопротерозоя, когда вследствие рифтогенеза были выведены на уровень эрозии глубинные (нижне-среднекоровые?) породы активной окраины.

Интерпретация результатов датирования детритового циркона устьпорожнинской толщи

В образце 006/2-21 интерес представляет интерпретация популяции обломочного циркона позднего неопротерозоя с возрастом в интервале (800)760–700 млн лет, преобладающая в данном образце (67 анализов) и отсутствующая в образцах пород киселихинской свиты. Главный пик на KDE графике (730 млн лет) совпадает с возрастом гранитоидов порожнинского комплекса (Кузьмичев и др., 2022), и предположение о том, что именно они явились главным источником обломочного материала, кажется правдоподобным. Цирконы порожнинского комплекса очень специфичны: обладают тонкой и частой

осцилляционной зональностью, и обычно кристаллы растресканы вдоль нее. Другая особенность — все они, вне зависимости от состава материнских гранитоидов (который довольно разнообразен), переполнены волосовидными кристаллами апатита. Такие кристаллы легко опознаются среди детритовых популяций, и мы специально отмечали их при разметке шайб в надежде найти именно зерна порожнинского комплекса (не нашли). В данном образце подобных кристаллов нет. Зерна циркона позднего неопротерозоя (760–700 млн лет) образца 006/2 в значительной части обладают сложной секториальной зональностью (рис. 13). Иногда они демонстрируют невыдержанные концентрические зоны, похожие на те, что характерны для циркона гранулитов. В отдельных случаях позднепротерозойский возраст имеют мигматитовые каймы вокруг более древних палеопротерозойских ядер (рис. 13), отличающиеся низким Th/U отношением. По-видимому, циркон данного образца происходит из метаморфического комплекса, пронизанного разнообразными интрузиями позднепротерозойского возраста, аналогов которого в обнаженной части Енисейского кряжа нет. Вероятно, во время накопления толщи этот глубинный блок был выведен на поверхность в той части Киселихинского террейна, которая погребена ныне под чехлом Западно-Сибирского бассейна.

Синтез данных о стратиграфии довендских толщ Киселихинского террейна

Представленные выше данные дополняют стратиграфическую схему в (Стороженко и др., 2019), а также опубликованные нами ранее сведения (Кузьмичев и др., 2023). Как уже было замечено, условия обнаженности, многочисленные разломы (включая тектонические покровы), а в северной половине террейна также метаморфизм и милонитизация не дают возможности

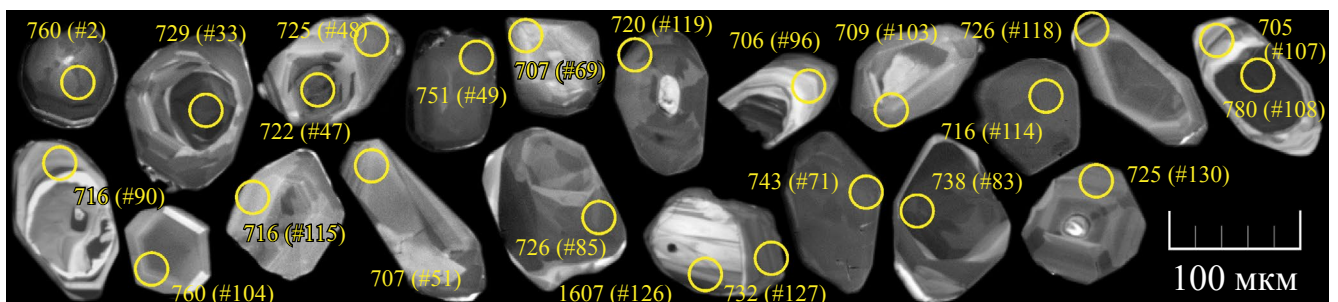


Рис. 13. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона позднего неопротерозоя (популяция 790–700 млн лет) образца 006/2.

составить достоверный сводный разрез, используя методы стратиграфии. Датирование детритового циркона в (мета-)осадочных породах — главный метод, позволяющий наметить последовательность толщ и оценить возможные ограничения их возраста. В разрезе Киселихинского террейна мы можем обосновать присутствие пяти разновозрастных стратиграфических единиц (рис. 14).

Аналоги мезопротерозойских пород тейской-сухопитской серий. Мы предполагаем, что нижние уровни видимого разреза осадочных толщ Киселихинского террейна сложены аналогами мезопротерозойских пород тейской и сухопитской серий кратонной части кряжа. Присутствие выходов таких пород на современном эрозионном уровне пока подтверждено единственным образцом кварцита, содержащим только архейские и палеопротерозойские зерна циркона, переотложенные из фундамента Сибирского кратона (Кузьмичев и др., 2023). Сходное распределение возрастов выявлено в кварцитах кординской свиты и тейской серии (Priyatkina et al., 2016; неопубликованные данные авторов). Мы надеемся, что проведенные нами недавно в этом районе дополнительные полевые наблюдения позволят проследить и схематически оконтурить этот выход мезопротерозойских пород. Некоторые образцы циркона (еще не датированы), выделенного из таких пород, представлены неокатанными темно-красными зернами, типичными для палеопротерозойских популяций. Присутствие в основании Киселихинского террейна мезопротерозойского комплекса, прорванного гранитоидами раннего неопротерозоя, косвенно подтверждается тем фактом, что такой комплекс явился главным источником обломочного материала для пород киселихинской свиты.

Киселихинская свита. Как уже было отмечено, мы, вслед за Е.К. Ковригиной (1981), включаем в свиту весь разрез метаморфических пород, вскрытых на правом берегу Енисея севернее р. Порожная. Единство комплекса метаосадочных пород, объединенных нами в составе киселихинской свиты, подтверждается однотипным распределением возрастов детритового циркона (рис. 9, 10). Палеопротерозойская и менее многочисленная архейская популяции, представленные преимущественно окатанными зернами, могли быть переотложены из пород тейской и сухопитской серий, но не исключено, что раннедокембрийский фундамент частично был выведен на уровень эрозии. Преобладающие

зерна циркона первой половины неопротерозоя, вероятно, получены за счет размыва гранитов, насыщавших разрез мезопротерозойских толщ. Аналогичные граниты широко распространены в кратонной части кряжа (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), осколком которой является Киселихинский террейн. Нижний предел возраста свиты определяется компактным кластером из 11 наиболее молодых анализов, конкордантный возраст которого составляет 788 ± 4 млн лет (рис. 10, врезка).

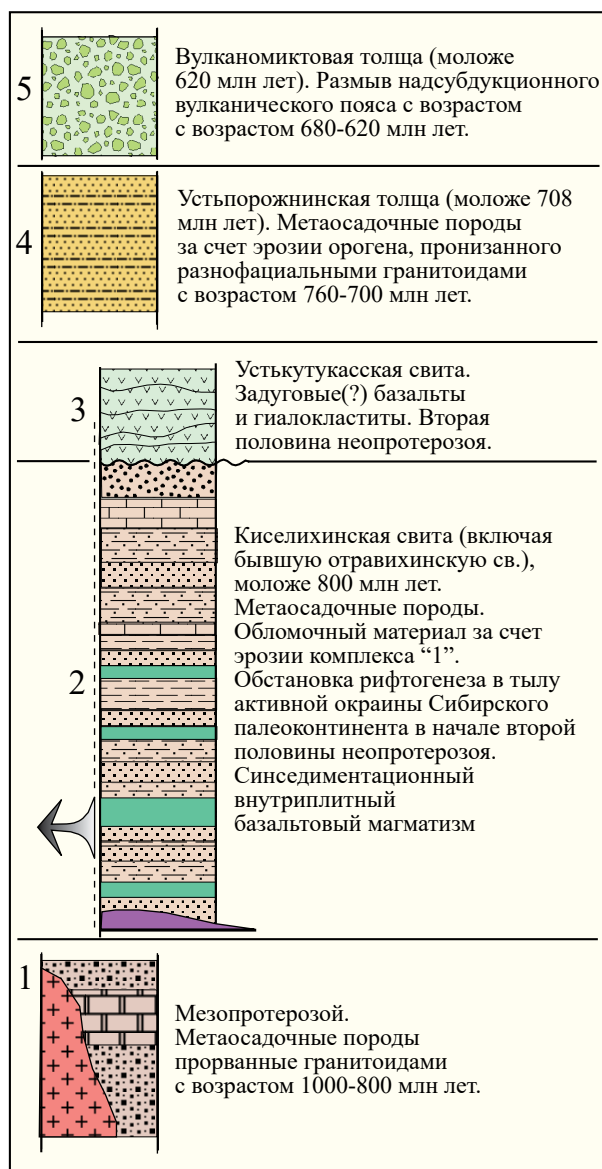


Рис. 14. Тектоностратиграфическая колонка, на которой суммированы известные данные о довендских толщах Киселихинского террейна. Цифрами 1—5 обозначены комплексы пород. Применены обобщенные общепринятые литологические узоры.

Устькутукасская свита. Базальты устькутукасской свиты в стратотипе залегают на отравихинской свите (включена нами в состав киселихинской свиты) со стратиграфическим контактом и, вероятно, формировались в той же тектонической зоне. Угловое несогласие в основании свиты указывает на то, что она маркирует новый пострифтовый этап эволюции этой зоны при незначительном поступлении обломочного материала в бассейн. Пиллоу-базальты свидетельствуют о подводных излияниях. Прямых данных о возрасте свиты нет. Наши попытки выделить циркон из метагабброидов устькутукасской свиты не увенчались успехом. Мы предполагаем, что возраст свиты ближе к 700 млн лет, то есть к рубежу, когда на территории современного Торжихинского пояса рифтинг сменился спредингом (Кузьмичев и др., 2008; Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Эти предположения являются предварительными, планируется осуществить дополнительное изучение свиты, определить геохимические черты, возраст пород и геодинамическую обстановку магматизма.

Устьпорожнинская толща. Фактических наблюдений слишком мало, чтобы охарактеризовать состав пород этой толщи. Мы знаем, что она включает в себя метапесчаники, содержащие продукты размыва гранитно-метаморфического комплекса с возрастом 790–700 млн лет. Нижний предел возраста толщи составляет 708 ± 5 млн лет (возраст самого молодого кластера обломочных цирконов). Породы этой толщи мало отличаются от пород киселихинской свиты по минеральному составу, степени метаморфизма, характеру деформаций. В данном месте их возможно различить только по возрастным спектрам детритовых цирконов.

Вулканомиктовый песчаник с р. Солоха. Самая молодая толща охарактеризована образцом совершенно не метаморфизованного вулканомиктового песчаника, состоящего из обломков разнообразных вулканических и в меньшей степени плутонических пород (образец 439604; Кузьмичев и др., 2023). Песчаник содержит почти исключительно поздненеопротерозойские зерна циркона с возрастом в интервале 720–620 млн лет с главным пиком 650 млн лет. Обломочный материал этого образца происходит из вулканического пояса, магматизм в котором продолжался на протяжении второй половины позднего неопротерозоя с пиковой активностью в интервале 672–622 млн лет. Присутствие обломков пород разной кремнекислотности с большой долей

вероятности указывает на надсубдукционную обстановку.

*Геодинамическая эволюция структур
северо-западной части Енисейского кряжа
в неопротерозое*

Характеристика пяти разновозрастных стратифицированных комплексов, слагающих Киселихинский террейн, позволяет наметить основные черты его геодинамической эволюции в неопротерозое. В первой половине неопротерозоя (1000–800 млн лет) Киселихинский террейн еще не существовал, он входил в состав основной (“кратонной”) части Енисейского кряжа. В этой его части метаморфизм и выплавление гранитов происходили в интервале 900–840 млн лет (Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Недавно опубликованы сведения и о несколько более раннем (930 млн лет) начале этих процессов (Лиханов, 2023). Опубликована также и еще более древняя датировка гранитов Заангарья (Рязановский массив, 1013 ± 10 млн лет; Nozhkin et al., 2024), но эта датировка, по мнению ее авторов, отвечает внутриплитному этапу гранитного магматизма. Судя по возрасту детритовых цирконов киселихинской свиты, гранитоиды в Заангарье начали массово выплавляться начиная с 990 млн лет, и эта активность неравномерно продолжалась до 800 млн лет (данная статья; Данукалова и др., 2022). Столь длительное выплавление гранитов могло поддерживаться только в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Блок Киселихинского террейна входил в состав ее фронтальной (приокеанической) зоны.

Обособление Киселихинского террейна началось в середине неопротерозоя (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), и, в свете новой интерпретации, мы можем связать его с задуговым рифтингом в тылу активной континентальной окраины. В основной кратонной части Енисейского кряжа осталась бывшая тыловая зона активной окраины, утратившая связь с зоной субдукции. Накопление терригенных пород киселихинской свиты предположительно происходило в синрифтовой обстановке, расчленившей восточную окраину Киселихинского террейна на серию ступенчатых блоков, в которых были вскрыты граниты и вмещающие их породы. Мы не исключаем, что растяжение на окраине террейна привело к эксгумации литосферной мантии, подобно тому, как это описано в (Theunissen, Huisman, 2022 и ссылки в этой работе). Рифтогенез сопровождался внутриплитным высокотитанистым базальтовым магматизмом, одновременным с накоплением обломочных пород. Подводные излияния базальтов

устькутукасской свиты, вероятно, характеризуют пострифтовый этап растяжения, во время которого начался спрединг в Исаковском океаническом бассейне восточнее. Породы устькутукасской свиты несогласно залегают на синрифтовых осадочных породах и, соответственно, не являются элементом океанической коры.

Во второй половине неопротерозоя субдукция под фронтальную часть активной континентальной окраины, превратившейся в Киселихинский микроконтинент, не прекратилась. Продукты эрозии гранитоидов с возрастом 790–700 млн лет присутствуют в составе обломочного материала устьпорожнинской толщи. Фрагмент этого магматического пояса сохранился и в обнаженной ныне части террейна, где представлен калиевыми гранитами, трондjemитами и сиенитами порожнинского комплекса (740–730 млн лет; Кузьмичев и др., 2022). Магматизм в этой активной окраине продолжался и позднее в интервале 700–620 млн лет, о чем можно судить по возрасту циркона из вулканомикового песчаника с р. Солоха (Кузьмичев и др., 2023). В кратонной части кряжа, утратившей связь с зоной субдукции, магматизм второй половины неопротерозоя имел иную специфику. В это время здесь внедрялись анорогенные (=рифтогенные) граниты глушихинского комплекса (760–720 млн лет; Верниковская и др., 2023; Kuzmichev, Danukalova, 2024), щелочные интрузии татарского комплекса (710–680 млн лет; Верниковская и др., 2023) и происходили эпизодические извержения внутриплитных базальтов или бимодальных вулканитов (720–690 млн лет; Ножкин и др., 2013; Rud'ko et al., 2020 и ссылки в этих работах).

Эволюция Киселихинского террейна завершилась в начале венда, когда Исаковский океанический бассейн был раздавлен между террейном и основной частью Сибирского кратона. Пластины утоненной континентальной литосферы, которой была сложена восточная окраина Киселихинского микроконтинента, предположительно с участками эксгумированной мантии, были надвинуты одна на другую и в направлении с востока на запад на окраину Киселихинского террейна. Террейн вновь вошел в состав материнского континента. В постколлизийной обстановке началось накопление обломочных толщ вороговской серии и внедрение посторогенных недеформированных и неметаморфизованных гранитов и габбро Осинковского массива (590 млн лет, наши неопубликованные данные). Некоторые моменты предложенного сценария нуждаются в дополнительном обосновании, над которым мы работаем.

ВЫВОДЫ

1. В северной части Киселихинского террейна неопротерозойские породы метаморфизованы и рассланцованы. Они не образуют целостного стратиграфического разреза, но слагают серию тектонических чешуй, содержащих в основании серпентиниты. Большая часть пород полностью утратила первичные черты, и только датирование зерен циркона позволяет выявить природу их протолита и идентифицировать стратиграфическую принадлежность.

2. В изученной части террейна идентифицировано три стратиграфических подразделения. Киселихинская свита распространена наиболее широко. Слагающие ее обломочные породы преимущественно представляют собой продукты эрозии мезопротерозойских (и, возможно, более древних) пород, прорванных гранитами раннего неопротерозоя. Нижний предел возраста составляет 788 ± 4 млн лет. Присутствие в составе свиты туфов и туффитов кислого состава не подтвердилось. Устькутукасская свита слагает локальный участок, где представлена пиллоу-базальтами, аналогичными породам стратотипа. Устьпорожнинская толща содержит продукты эрозии гранитно-метаморфического комплекса с возрастом 790–700 млн лет, максимальный возраст осадконакопления 708 ± 5 млн лет.

3. С учетом этих и недавно опубликованных данных намечен новый сценарий тектонической эволюции Енисейской окраины Сибирского палеоконтинента. На протяжении первой половины неопротерозоя она представляла собой активную континентальную окраину. В середине неопротерозоя вследствие рифтогенеза в тылу этой окраины начал формироваться Исаковский океанический бассейн, а ее фронтальная часть превратилась в Киселихинский микроконтинент. В его западной части продолжался надсубдукционный магматизм в интервале 790–620 млн лет в интрузивной и вулканической фациях. Восточная часть микроконтинента во второй половине неопротерозоя развивалась в режиме рифтогенной пассивной окраины, расчлененной ступенчатыми сбросами, с участками эксгумированной мантии. В этой обстановке накапливались обломочные породы киселихинской свиты, в сопровождении внутриплитного базальтового магматизма. В интервале 600–590 млн лет утоненная литосфера восточной окраины Киселихинского микроконтинента вместе с Исаковским океаническим бассейном, располагавшимся восточнее, была раздавлена между

Киселихинским микроконтинентом и Сибирью, вероятно, вследствие внешнего воздействия со стороны западной части микроконтинента. Чешуи серпентинитов и пород киселихинской свиты были надвинуты на микроконтинент с востока. Киселихинский микроконтинент превратился в террейн.

4. Предложенный сценарий тектонической эволюции Киселихинского террейна представляет собой наиболее логичную интерпретацию полученных к настоящему времени сведений о составе, возрасте и геодинамической обстановке формирования слагающих его магматических и (мета-)осадочных пород. Эти сведения неполные и основаны отчасти на предварительных данных. Мы продолжаем исследования в Киселихинском террейне и рассчитываем в скором времени представить новые свидетельства в подтверждение нашей концепции.

Благодарности. Авторы признательны П.С. Козлову за конструктивную рецензию и особенно Н.Б. Кузнецову, чьи комментарии, предложения и замечания позволили существенно улучшить рукопись.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 23-27-00204).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В. А-граниты криогения Енисейского кряжа — индикаторы тектонической перестройки в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 6. С. 783–807. <https://doi.org/10.15372/GiG2022142>
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Порожниинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. АН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90. <https://doi.org/10.15372/GiG20160104>
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-46. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.
- Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Бабицкий Е.Ф., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 2. “Архейский блок” на северо-западе Исаковского домена Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 63–65.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 500 000. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.
- Ковригина Е.К. (отв. ред.). Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-46, 47 — Байкит. Объяснительная записка. Л.: Ленингр. карт. фабрика объедин. “Аэрогеология”, 1981. 199 с.
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П. Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского кряжа в бассейне рек Верхней и Нижней Сурних, Столбовой и Исаковки // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 40. С. 3–15.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Иванов К.С., Ножкин А.Д., Зиновьев С.В. Новые данные о возрасте неопротерозойских вулканитов Исаковского террейна Саяно-Енисейского аккреционного пояса (U–Pb, по циркону) // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 5. С. 521–525.
- Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Шалаева Е.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С. Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.
- Кузьмичев А.Б. Тектоника Исаковского синклинария Енисейского кряжа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1987. 19 с.
- Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U–Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.
- Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Сомикова А.В., Хубанов В.Б., Брянский Н.В., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 1. Состав, возраст и геодинамическая

позиция “островодужного” Порожнинского гранитного комплекса на СЗ окраине Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 158–160.

Кузьмичев А.Б., Стороженко А.А., Данукалова М.К., Хубанов В.Б., Дубенский А.С. Результаты датирования детритовых цирконов из докембрийских пород северо-западной части Енисейского кряжа: первые сведения о континентальном Киселихинском террейне // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 3–19.

Лиханов И.И. Свидетельства гренвилльских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геохимия, обстановки формирования и возраст метавулканитов Исаковского террейна Енисейского кряжа — индикаторы ранних этапов эволюции Палеоазиатского океана // Геохимия. 2018. № 4. С. 308–320.

Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.

Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 70 с.

Советов Ю.К., Ромашко А.И. Позднерифейский остаточный бассейн, связанный с коллизией террейна и Сибирского кратона (Енисейский кряж) // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 163–165.

Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. Карта золотоносности северной части Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 200 000. Красноярскгеолсъемка, 2012.

Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В., Дмитриева Е.В., Дмитриев Г.А., Миллер В.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXV (р. Вороговка). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2019. 188 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Файбусович Я.Э., Варганов А.С., Воронин А.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Лист Р-45. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. 222 с.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. Iss. 1–2. P. 115–140.

Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The Reference Garevka Granite (Yenisei Ridge, western margin of the Siberian Craton): the final attempt to verify Paleoproterozoic Pb/U isotopic age by M.I. Volobuev // Geodynamics & Tectonophysics. 2024. V. 15 (2). 0746. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0746>

Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 115. P. 419–441.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. № 4.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Ronkin Yu.L. Early Neoproterozoic granitoids in the Ryazanovsky Massif of the Yenisei Ridge as indicators of the Grenville Orogeny at the western margin of the Siberian Craton // Geodynam. Tectonophys. 2024. V. 15 (2). 0745. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0745>

Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. V. 11. Q0AA06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // J. Anal. At. Spectrom. 2011. V. 26 (12). P. 2508–2518.

Petrus J.A., Kamber B.S. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U–Pb geochronology data reduction // Geostand. Geoanal. Res. 2012. V. 36 (3). P. 247–270.

Priyatkin N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang, H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // Precambrian Res. 2016. V. 285. P. 21–38.

- Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T.* Sturtian Glaciation in Siberia: evidence of glacial origin and U–Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // *Precambrian Res.* 2020. V. 345. 105778. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105778>
- Slama J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood S.A.M., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249 (1–2). P. 1–35.
- Theunissen T., Huismans R.S.* Mantle exhumation at magma-poor rifted margins controlled by frictional shear zones // *Nature Communications.* 2022. V. 13. 1634.
- Vermeesch P.* On the visualisation of detrital age distribution // *Chem. Geol.* 2012. V. 312–313. P. 190–194.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics.* 2003. V. 375. P. 147–168
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis // *Geostandard Newsletter.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Рецензенты Н.Б. Кузнецов, П.С. Козлов*

Tectonostratigraphy of the Neoproterozoic in the Northern Kiselikha Terrane (Yenisei Ridge), A Part of the Active Siberian Margin

A. B. Kuzmichev^{a, #}, M. K. Danukalova^a, E. F. Babitsky^a, N. B. Bryansky^b, A. S. Dubenskiy^a, and V. B. Khubanov^c

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

^b*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

^c*Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

[#]*e-mail: nsi.kuzmich@yandex.ru*

The Precambrian continental block in the northwestern part of the Yenisei Ridge is called the Kiselikha terrane. It is separated from the main (cratonic) part of the ridge by the Isakovka ophiolite belt. The tectonic nature of this block is debatable due to incomplete and contradictory information about rocks that make it up, their age and geodynamic setting. The paper presents new data on the geology of northern segment of the terrane observed on the Yenisei River coast between the Porozhnaya and Osinovka granite massifs. Three stratigraphic units have been identified. (1) The Kiselikha Formation comprises almost the entire studied area. It is represented by foliated retrograde metamorphic rocks, mostly with an unobvious protolith. Zircons from seven samples revealed a similar detrital age distribution with a predominance of Neoproterozoic dates in the range of 1000–800 Ma along with Archean and Paleoproterozoic clusters. The previously assumed products of synchronous acidic volcanism are absent. (2) The Ust-Kutukas Formation, composed of pillow basalts similar to the stratotype, is exposed in the north of the area. (3) The Ust-Porozhnaya unit (identified in this work) was studied in two local outcrops. It is composed of metasedimentary rocks with clastic material eroded from 790–700 Ma granitoids. Taking into account previously published results, we assume that in the first half of Neoproterozoic the Kiselikha terrane was a part of the active margin of the Siberian paleocontinent. The terrane began to separate in the mid-Neoproterozoic due to back-arc continental rifting, which later led to opening of the Isakovka oceanic basin. The synrift sedimentary material of the Kiselikha Formation was washed out from the pre-Neoproterozoic gneisses, intruded by the early Neoproterozoic granites. Rifting was accompanied by intraplate basaltic magmatism, which was replaced by the pillow-basalts of the Ust-Kutukas Formation. Serpentinite bodies, widespread in this part of the terrane, are not associated with crustal oceanic rocks and may have been exhumed during hyperextension of the continental crust. Subduction under the outer edge of the Kiselikha block continued in the second half of the Neoproterozoic (790–620 Ma). At the beginning of the Vendian, the Isakovka oceanic basin was squashed up between the Siberian craton and the Kiselikha terrane, which again became a part of the parent continent. The rocks of the Kiselikha and Ust-Kutukas formations, together with serpentinite bodies, were thrust onto the terrane from the east.

Keywords: Yenisei Ridge, active margin of the Siberian paleocontinent, Kiselikha terrane, Neoproterozoic, riftogenic oceanic basin, back-arc continental rifting

УДК 551

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ИСТОЧНИКАХ ПРОТОЛИТА ГНЕЙСОВ ДИЧУНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2025 г. Р. О. Овчинников^{1,*}, А. А. Сорокин¹, В. Л. Ксю², Х. Янг², Н. М. Кудряшов³

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

²Колледж Наук о Земле Цзилиньского университета, Чанчунь, Китай

³Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

*e-mail: ovchinnikov@ignm.ru

Поступила в редакцию 16.08.2024 г.

После доработки 15.09.2024 г.

Принята к публикации 28.09.2024 г.

Приведены результаты геохимических исследований биотитовых гнейсов дичунской свиты Буреинского континентального массива, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований циркона из них. Метаморфические породы дичунской свиты традиционно рассматриваются в составе раннедокембрийского фундамента Буреинского массива. В результате реконструкции первичной природы протолита установлено, что биотитовые гнейсы дичунской свиты бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива имеют первично-магматическое происхождение и соответствуют дацитам. Предполагается, что они являются фрагментом вулканогенно-осадочного разреза. В результате U–Th–Pb геохронологических исследований циркона показано, что формирование протолита рассматриваемых ортогнейсов отвечает позднегонимскому (771 ± 2 млн лет), а не раннедокембрийскому этапу геологической истории, как было принято считать ранее. Полученная оценка возраста является первой датировкой для метаморфических образований дичунской свиты в пределах Буреинского массива. Геохимические особенности метаморфических пород дичунской свиты указывают на их сходство с внутриплитными магматическими образованиями кислого состава. Не противоречат данному выводу результаты Lu–Hf in situ изотопных исследований, указывающих на значительную роль ювенильного материала в ходе формирования исходных для их протолита расплавов. Новые и ранее опубликованные геохронологические данные свидетельствуют о широком проявлении неопротерозойских магматических процессов в истории геологического развития Буреинского массива. Одновозрастные магматические импульсы также отмечаются в пределах всего ансамбля континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и, вероятно, могут быть связаны с распадом суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: Бурей-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн, метадациты, геохронология, U–Th–Pb метод, Lu–Hf метод

DOI: 10.31857/S0869592X25030033, EDN: TDYWTQ

ВВЕДЕНИЕ

Структурный план Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием континентальных массивов и разделяющих их фанерозойских складчатых поясов (Моссаковский и др., 1993; Şengör, Natal'in, 1996 и др.). Одним из необходимых условий для

разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли является расшифровка наиболее ранних этапов магматизма и метаморфизма, проявленных в геологической истории вовлеченных в структуру пояса континентальных массивов.

В пределах восточной части ЦАСП выделяется коллаж континентальных массивов, включающий Аргунский, Сингъянский, Сонгнен-Жангункайский, Буреинский, Цзямусинский и Ханкайский массивы (рис. 1). В существующих схемах тектонического районирования (Ханчук, 2000; Парфенов и др., 2003) Буреинский, Цзямусинский и Ханкайский массивы, занимающие восточное положение в обозначенном ансамбле, рассматриваются в качестве составных частей Бурея-Цзямуси-Ханкайского супертеррейна. На сегодняшний день возрастающее количество новых систематических геохронологических и Sm–Nd, Lu–Hf изотопных данных для геологических комплексов континентальных массивов восточной части ЦАСП послужило основой для генерации новых идей, касающихся сходства геологической истории Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов (Ovchinnikov et al., 2021, 2023, 2024) и гетерогенности Буреинского массива (Ханчук и др., 2022). В целом ограничение возрастных рубежей и механизм амальгамации континентальных блоков восточной части ЦАСП относятся к числу наиболее дискуссионных моментов в рамках реконструкции геологической эволюции восточного сегмента ЦАСП.

Согласно традиционным представлениям (Cao et al., 1992; Dang, Li, 1993; Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), в геологическом строении континентальных массивов восточной части ЦАСП выделяются высокометаморфизованные осадочные и магматические образования, рассматривающиеся в качестве раннедокембрийского фундамента этих массивов. Вместе с тем в результате геохронологических исследований последних лет показано, что к условно раннедокембрийским метаморфическим и магматическим комплексам ошибочно отнесены породы широкого возрастного интервала. Так, установлено, что протолиты метаморфических пород, отнесенных к туловчихинской свите и дягдаглейской толще центральной и северной частей Буреинского массива, имеют неопротерозойский (Sorokin et al., 2019), раннепалеозойский (Овчинников и др., 2020) и раннемезозойский возрасты (Ovchinnikov et al., 2024). Наиболее древние оценки возраста для интрузивных пород Буреинского массива отвечают неопротерозою (Сорокин и др., 2017; Yang et al., 2020). Для метаосадочных и метамагматических пород, объединенных в составе машаньской серии Цзямусинского массива, были

получены мезо-, неопротерозойские оценки возраста, при ранне-, позднекембрийском возрасте наложенных на них структурно-метаморфических преобразований (Wilde et al., 2000; Luan et al., 2017a; Yang et al., 2017, 2018, 2022). В составе амурской серии Малохинганского блока (северо-восточная часть Цзямусинского массива на российской территории) совмещены породы палеозойского и раннемезозойского возрастов (Котов и др., 2009а, 2009б; Сальникова и др., 2013). Для метаморфических пород, отнесенных к гонжинской, сингхуадукоу, мэндулихе, мохе серий Аргунского массива, получены неопротерозойские и палеозойские оценки возраста (Котов и др., 2009в, 2013; Zhou et al., 2011; Zhou, Wilde, 2013; Сальникова и др., 2012). Также неопротерозою отвечают и наиболее древние оценки возраста магматических образований в структуре Аргунского массива (Wu et al., 2011; Tang et al., 2013; Zhang et al., 2013; Liu et al., 2020). Для серии магматических, метамагматических образований, отнесенных к раннедокембрийским образованиям Ханкайского и Сонгнен-Жангункайского массивов, установлены неопротерозойские и палеозойские возрасты (Ханчук и др., 2010, 2022; Luan et al., 2017b, 2019, 2022; Luan, 2021).

Вышеприведенные данные имеют кардинальное значение для реконструкции геодинамической эволюции восточного сегмента ЦАСП. При этом они послужили основой для новых представлений о гетерогенности фундамента континентальных массивов, вовлеченных в структуру восточной части пояса (например, Ханчук и др., 2022; Luan et al., 2022). В решении данного вопроса ключевое значение имеет комплексное изучение ранее не исследованных условно раннедокембрийских комплексов.

В связи с этим нами выполнены геохимические исследования биотитовых гнейсов дичунской свиты бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского континентального массива, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические, Lu–Hf изотопные исследования циркона из них. Метаморфические породы дичунской свиты относятся к одним из наиболее древних образований Буреинского массива и традиционно рассматриваются в качестве его раннедокембрийского фундамента.

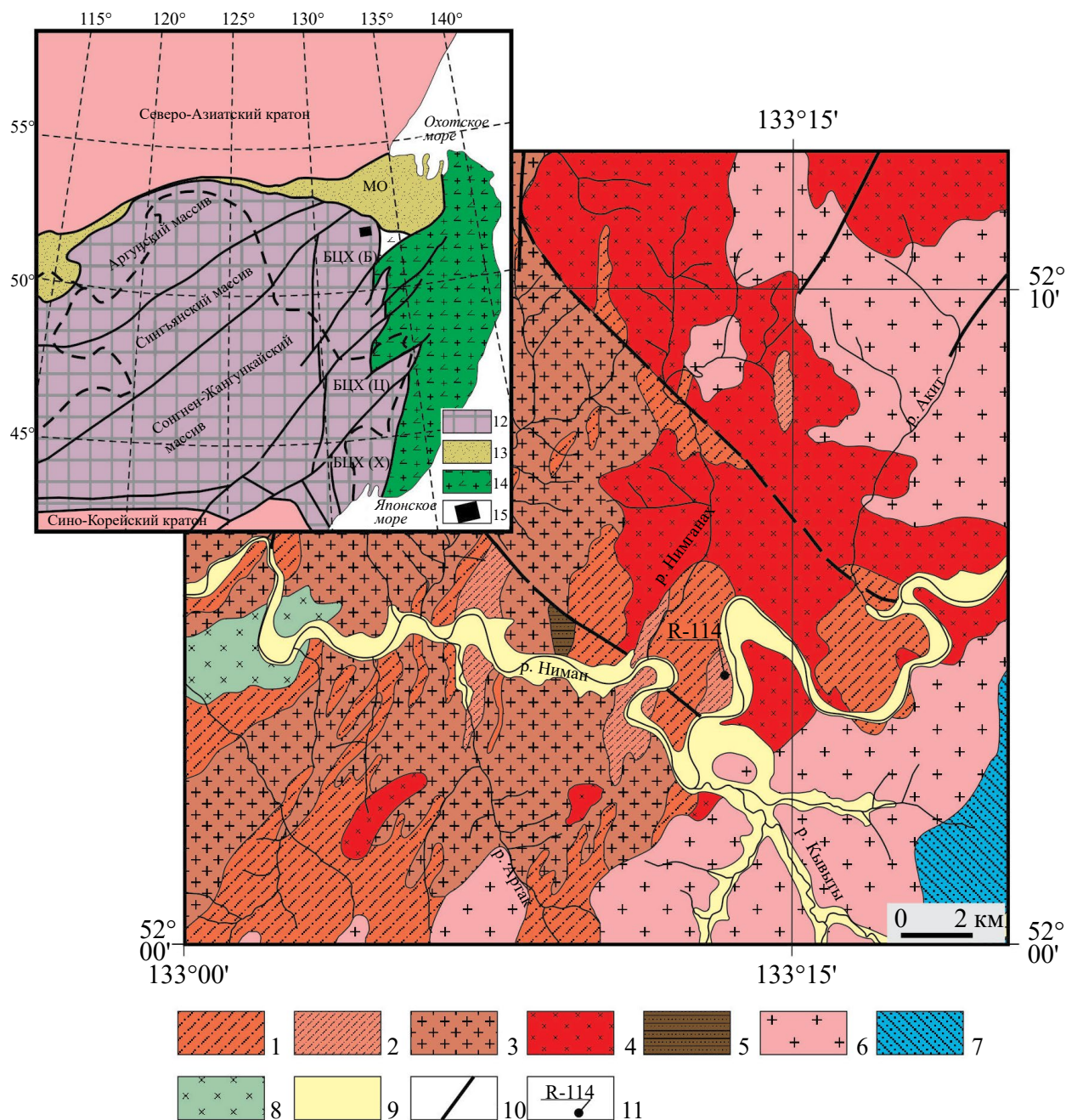


Рис. 1. Схема геологического строения северо-восточной части Бурейского континентального массива (бассейн р. Ниман). Составлена по (Тоноян, 1964), с изменениями авторов.

1 – условно раннепротерозойские биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, биотит-роговообманковые, графит-роговообманковые гнейсы туловчихинской свиты; 2 – условно раннепротерозойские амфиболиты, биотитовые гнейсы с прослоями и линзами слюдяных сланцев и мраморов дичунской свиты; 3 – условно раннепротерозойские гранитоиды; 4 – условно раннепалеозойские гранитоиды; 5 – раннедевонские терригенные образования; 6 – условно позднепалеозойские гранитоиды; 7 – юрские осадочные образования; 8 – условно позднемеловые диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириды; 9 – нижнечетвертичные отложения; 10 – разломы; 11 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер. На врезке прямоугольником показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по (Красный, Пэн Юньбао, 1999; Zhou, Wilde 2013; Luan et al., 2017a)), с изменениями авторов: 12 – континентальные массивы/террейны: БЦХ – Бурейский, БЦХ(Ц) – Цзямусинский, БЦХ(Х) – Ханкайский континентальный массивы/террейны; 13 – палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса (МО – Монголо-Охотский складчатый пояс); 14 – позднеюрско–раннемеловые орогенные пояса; 15 – район исследования.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно существующим представлениям (Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), в качестве раннедокембрийского фундамента Буреинского континентального массива рассматриваются условно раннедокембрийские высокометаморфизованные образования, объединенные в составе амурской серии, включающей (снизу вверх) туловчихинскую, дичунскую, урильскую свиты, и дягдагейской толщи. Предполагается, что с ними тесно ассоциируют тела метаморфизованных габброидов амурского комплекса и гранитов древнебуреинского комплекса. Вместе с тем в результате точечных геохронологических исследований последних лет показано, что формирование протолитов ортоамфиболитов и ортогнейсов, отнесенных к туловчихинской свите центральной части массива, связано с раннепротерозойским этапом магматизма (950–920 млн лет; Sorokin et al., 2019). Для парагнейсов и метариолитов в северо-западной части Буреинского массива, объединенных в составе дягдагейской толщи, получен раннепалеозойский (Овчинников и др., 2020) и раннемезозойский возраст (Ovchinnikov et al., 2024) соответственно. Для гранитоидов и габброидов древнебуреинского и амурского комплексов северной части массива установлен среднепермский и раннеюрский возраст (Овчинников и др., 2018).

К палеопротерозойскому структурному этапу в существующих схемах корреляции геологических комплексов Буреинского массива относят слюдяные, графитовые сланцы с пластами глиноземистых и зеленых сланцев, кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также прорывающие их бимодальные интрузивные образования, объединенные в составе нятыгранского комплекса (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). В результате геохронологических исследований последних лет показано, что в составе нятыгранского комплекса совмещены разновозрастные образования. Так, для габброидов и гранитоидов, отнесенных к данному комплексу в центральной части Буреинского массива, установлены неопротерозойские оценки возраста, отвечающие трем этапам магматической активности: 940–933, 896–891, 804–789 млн лет (Сорокин и др., 2017; Yang et al., 2020). В то

время как для плутона в северной части массива, сложенного двуслюдяными лейкогранитами нятыгранского комплекса, получен раннеюрский (194 ± 3 млн лет) возраст (Овчинников и др., 2018).

К неопротерозойскому уровню в строении Буреинского массива традиционно относят терригенные и вулканические отложения, объединяемые в составе “туранской серии” (Решения..., 1994; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). Вместе с тем для метапесчаников и метариолитов туранской серии в центральной части массива получен более молодой, раннепалеозойский, возраст (Сорокин и др., 2011, 2014).

Эдиакарские и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитоциты и археоциты (мельгинская, чергиленская, аллинская свиты), представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (Зубков, Васькин, 1984; Решения..., 1994; Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Геодинамика..., 2006; Забродин и др., 2007 и др.). Результаты геохронологических исследований детритового циркона из песчаников чергиленской и аллинской свит свидетельствуют о том, что в них преобладает неопротерозойский циркон с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 0.94, 0.82, 0.78 млрд лет (Овчинников и др., 2019). Вторая по значимости популяция представлена цирконом мезопротерозойского возраста, максимумы отвечают 1.45, 1.38, 1.04 млрд лет (Овчинников и др., 2019).

Значительную часть Буреинского континентального массива занимают ранне-, позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоиды. Традиционно формирование наиболее ранних из них — габбро-гранитного кивилийского и гранитного суларинского комплексов — связывалось с ордовикским этапом магматизма (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). В то же время в результате геохронологических исследований магматических образований, объединенных в составе этих комплексов, был установлен более широкий возрастной интервал их проявления — от раннего кембрия до позднего силура (541–426 млн лет; Ovchinnikov et al., 2021).

Наибольшим распространением в пределах Буреинского континентального массива пользуются преимущественно известково-щелочные гранитоиды, относимые (Мартынюк и др.,

1990; Петрук, Волкова, 2006; Васькин, Дымович, 2009 и др.) к позднепалеозойскому многофазовому габбро-диорит-гранодиорит-гранитному тырмо-буреинскому комплексу. Вместе с тем установлено, что становление интрузий, относимых к этому комплексу, в центральной части массива произошло не в позднем палеозое, а в раннем мезозое (218–185 млн лет; Сорокин и др., 2007, 2010). Близкие оценки возраста были получены для гранитоидов алташтинского и харинского комплексов и вулканитов таловского комплекса (Sorokin et al., 2016; Long et al., 2021).

Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены позднемезозойскими терригенными толщами,

вулканическими и вулканоплутоническими комплексами (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009).

Объектами наших исследований являются метаморфические породы дичунской свиты, представленные в береговых обнажениях в бассейне р. Ниман (рис. 1) северо-восточной части Буреинского массива. Свита сложена темно-зелеными до черных амфиболитами с прослоями и линзами биотитовых, роговообманковых, биотит-роговообманковых гнейсов, слюдяных сланцев и мраморов (рис. 2) и согласно залегает на туловчихинской свите. Мощность составляет около 500 м (Тоноян, 1964; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006).



Рис. 2. Стратиграфическая колонка метаморфических образований дичунской свиты северо-восточной части Буреинского континентального массива. Составлена по (Тоноян, 1964).

1 – амфиболиты; 2 – гнейсы; 3 – слюдяные сланцы; 4 – мраморы.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определения содержаний главных и редких элементов в породах выполнены с использованием рентгенофлуоресцентного метода (основные породообразующие компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и с помощью метода ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Гомогенизация порошковых проб для РФА выполнена путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100°C. Величина интенсивности аналитических линий скорректирована на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S.

Химическая подготовка проб для ICP-MS метода проводилась путем сплавления образцов с безводным метаборатом лития в стеклоглеродных тиглях при температуре 1150°C в высокочастотной индукционной печи ВЧГ-4, с последующим разложением плавня смесью перегнанных кислот HF и HNO₃ и отгонкой SiF₄. Измерения проводились на ICP/HRMS масс-спектрометре ELEMENT-2. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3–10%.

Извлечение циркона из образцов для U–Pb геохронологических исследований выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Выделенные кристаллы циркона совместно со стандартными кристаллами циркона (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа HitachiS-3400N, оснащенного детектором GatanChromaCL2. Перед анализом шашку очищали в растворе 1%-ной HNO₃ и 1%-ной HCl в ультразвуковой ванне. U–Th–Pb геохронологические исследования циркона выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (ArizonaLaserChronCenter, USA) с использованием системы лазерной абляции PhotonMachinesAnalyteG2 и ICP масс-спектрометра ThermoElement 2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex,

1099.3 ± 0.3 млн лет; Paces, Miller, 1993). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались кристаллы циркона SL (SriLanka) и R33 (Braintree complex) (Black et al., 2004). Значения возрастов по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в (Gehrels et al., 2008), полученными с использованием ID-TIMS метода. Средневзвешенные значения возрастов по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет соответственно и коррелируют с рекомендованными (Black et al., 2004; Mattinson, 2010). Систематические погрешности составляют 0.9% для отношения ²⁰⁶Pb/²³⁸U и 0.8% для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ²⁰⁴Pb, скорректированному на ²⁰⁴Hg, в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Использованы следующие константы распада U и отношения: ²³⁸U = 9.8485 × 10⁻¹⁰, ²³⁵U = 1.55125 × 10⁻¹⁰, ²³⁸U/²³⁵U = 137.88. Средневзвешенные значения возрастов, конкордантные возрасты (Concordia Ages) и диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008).

Lu–Hf изотопные исследования зерен циркона были выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (ArizonaLaserChronCenter, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) NuHigh-Resolution и эксимерного лазера AnalyteG2. Для настройки инструментов и проверки качества анализов использовались стандартные растворы JMC475, SpexHf и SpexHf, Yb и Lu, а также стандарты циркона MudTank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Hf-изотопные анализы проводились в том же месте зерен циркона, что и U–Th–Pb анализы. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стандартные зерна циркона анализировались через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте www.laserchron.org. Для расчета величин ε_{Hf(t)} использованы константа распада ¹⁷⁶Lu (λ = 1.867e⁻¹¹) по (Söderlund et al., 2004), хондритовые отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (0.282772) и ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf (0.0332) по (Blichert-Toft, Albarède, 1997). Коровые Hf-модельные возрасты t_{Hf(C)} рассчитаны с учетом среднего отношения ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf в континентальной коре 0.0093

(Vervoort, Patchett, 1996; Amelin, Davis, 2005). Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Griffin et al., 2004).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Метаморфические породы дичунской свиты, отобранные нами в береговых обнажениях р. Ниман, представлены биотитовыми гнейсами, сложенными кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и биотитом (рис. 3). Акцессорные минералы представлены цирконом, оксидами железа. Структура пород лепидогранобластовая, текстура — гнейсовидная. Рассматриваемые гнейсы не мигматизированы. Согласно (Тоноян, 1964; Геодинамика..., 2006), образования дичунской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Рассматриваемые породы характеризуются положительными значениями функции Df_{shaw} 1.06...2.20 (рис. 4а), отрицательными значениями функции $Df(X)$ $-0.38...-0.74$ (рис. 4б), высокими значениями $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2 = 0.25-0.27$ (рис. 4в), что позволяет предполагать первично-магматическую природу их протолита (Shaw, 1972; Werner, 1987; Великославинский и др., 2013). На классификационных диаграммах $\text{SiO}_2-(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ и $\text{SiO}_2-\text{Nb}/\text{Y}$ (Winchester, Floyd, 1977) фигуративные точки составов биотитовых гнейсов соответствуют дацитам (рис. 5а, 5б). На диаграммах $\text{Zr}-\text{Y}$

(Ross, Bédard, 2009) и $\text{Th}-\text{Co}$ (Hastie et al., 2007) составы исследуемых пород отвечают известково-щелочной, высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям (рис. 5в, 5г), а по величине $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) = 0.82-0.83$ они соответствуют железистым породам (рис. 5д).

Распределение РЗЭ в биотитовых гнейсах дичунской свиты имеет умеренно дифференцированный характер ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 6.0-10.7$), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6-0.7$ (рис. 6а). На мультиэлементных диаграммах выражен дефицит Ba, Nb, Sr, Ti и обогащение в отношении Th, U, Pb, Zr, LREE (рис. 6б).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Место отбора образца для геохронологических исследований показано на рис. 1. Циркон из биотитового гнейса дичунской свиты (обр. R-114) представлен субидiomорфными, идиоморфными кристаллами, основными элементами огранки которых являются грани призмы и дипирамиды. Размер кристаллов циркона изменяется от 60 до 140 мкм. В режиме катодoluminesценции анализируемые кристаллы циркона характеризуются наличием осцилляторной зональности, свидетельствующей об их магматическом происхождении (рис. 7).

Для проведения U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований было использовано 59 зерен циркона (табл. 1, рис. 8а). Полученные конкордантные оценки возраста для

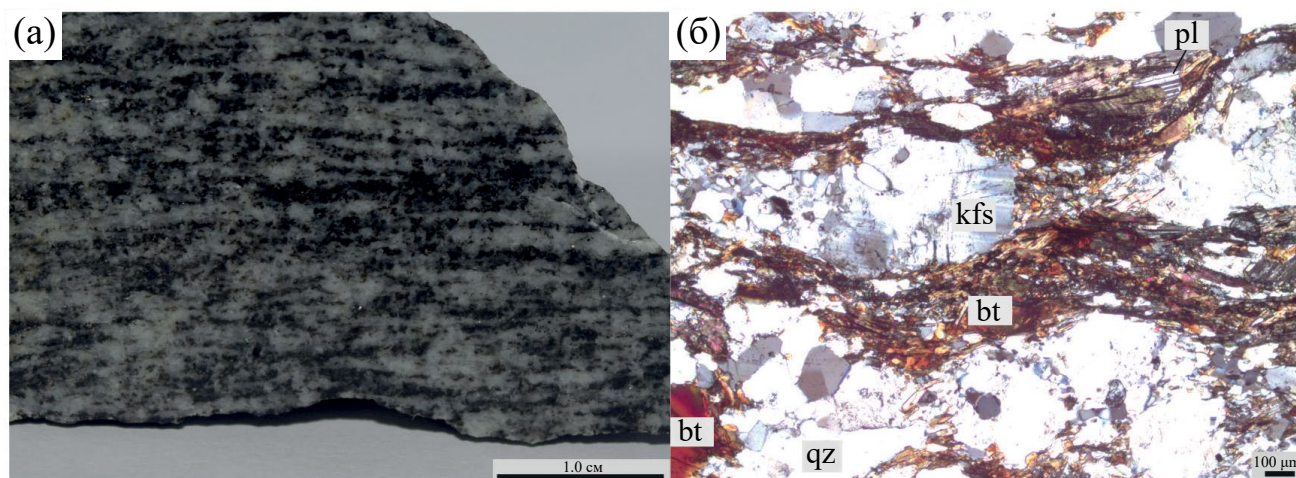


Рис. 3. Фотография и микрофотография биотитового гнейса дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива. bt — биотит; kfs — калиевый полево шпат; pl — плагиоклаз; qz — кварц.

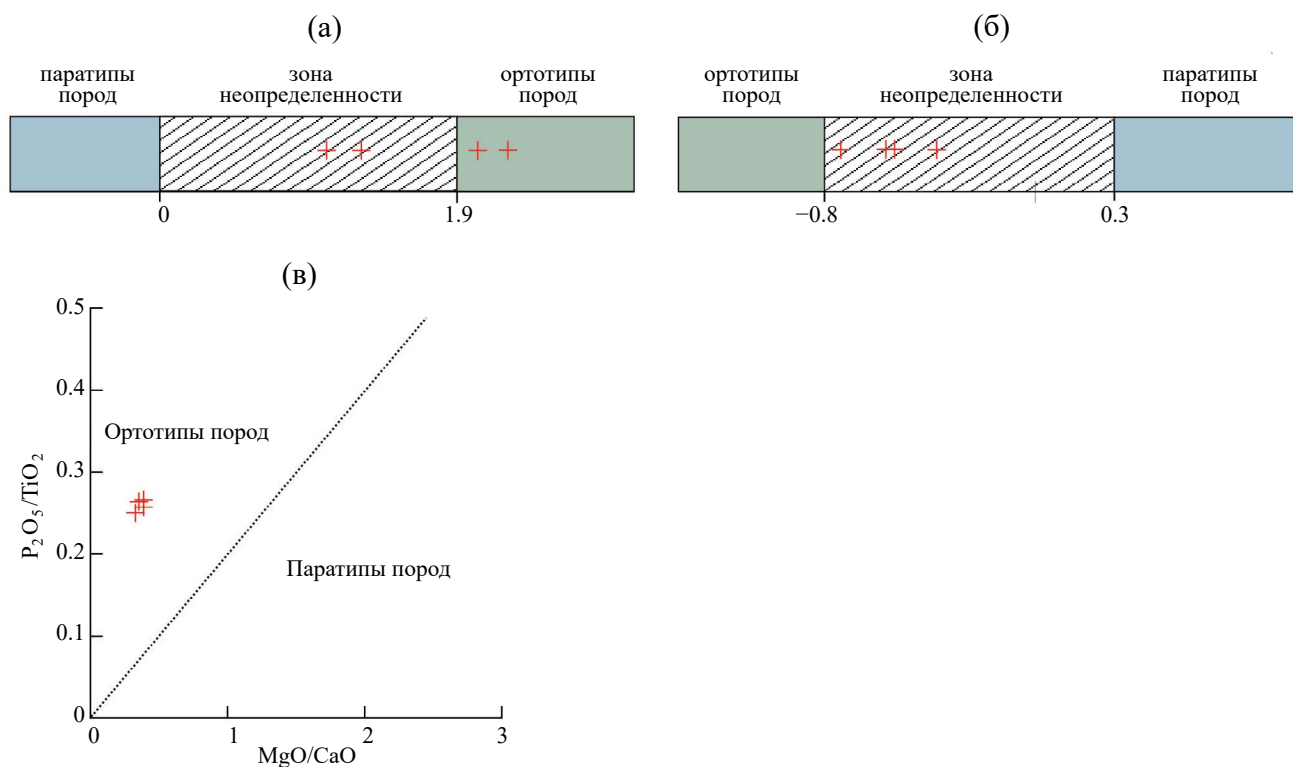


Рис. 4. Диаграммы, отражающие значения дискриминационных функций: (а) DF_{shaw} (Shaw, 1972) и (б) $DF(X)$ (Великославинский и др., 2013), и классификационная диаграмма P_2O_5/TiO_2 – MgO/CaO (Werner, 1987) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.
 $DF_{shaw} = 10.44 - 0.21SiO_2 - 0.32Fe_2O_3 - 0.98MgO + 0.55CaO + 1.46Na_2O + 0.54K_2O$ (Shaw, 1972); $DF(X) = -0.24SiO_2 - 0.16TiO_2 - 0.25Al_2O_3 - 0.28FeO^* - 0.30MgO - 0.48CaO - 0.79Na_2O - 0.46K_2O - 0.10P_2O_5 + 26.64$ (Великославинский и др., 2013).

пятидесяти трех зерен циркона находятся в интервале 794–626 млн лет. Из дальнейших расчетов были исключены наиболее дискордантные аналитические данные и значения с высокой ошибкой по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$. Кроме этого, были исключены значения трех зерен циркона, в которых были получены аномально древние конкордантные возрасты 1057, 1028 и 825 млн лет (табл. 1). Данные кристаллы обладают ростовой зональностью, характеризуются высокими значениями $Th/U = 0.42–0.21$. В этих кристаллах, вероятно, присутствуют унаследованные компоненты более древнего свинца. Данное предположение подтверждается наличием в пробе трех зерен циркона с древними ядрами, фиксируемыми в режиме катодолуминесценции. Для них получены дискордантные оценки возраста по отношению $^{206}Pb/^{207}Pb$ в диапазоне 2439–1398 млн лет (табл. 1).

Для оставшихся 39 зерен циркона с $Th/U = 0.59–0.14$ получены конкордантные оценки возраста со средневзвешенным значением 771 ± 2 млн лет (СКВО = 0.13,

вероятность = 0.72), практически идентичным возрасту, полученному при расчете с использованием пакета TuffZirc 772 +4/–2 млн лет (рис. 8б, 8в). Морфологические особенности, внутреннее строение изученных кристаллов циркона из биотитовых гнейсов дичунской свиты, а также высокие значения Th/U отношения в них свидетельствуют об их магматическом происхождении. Это позволяет рассматривать полученную оценку возраста 771 ± 2 млн лет в качестве возраста кристаллизации протолита рассматриваемых гнейсов.

РЕЗУЛЬТАТЫ Lu–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты изотопных исследований приведены в табл. 2.

Позднетонийский циркон из биотитовых гнейсов дичунской свиты обладает варьирующими значениями $\epsilon_{Hf(t)}$ от –2.1 до +6.7 и мезопротерозойскими модельными возрастными $t_{Hf(C)} = 1.6–1.2$ млрд лет (рис. 9, табл. 2). Для одного зерна

с неопротерозойским возрастом получено отрицательное значение $\varepsilon_{\text{Hf}(t)} = -5.2$ и палеопротерозойское значение Hf-модельного возраста $t_{\text{Hf}(C)} = 1.7$ млрд лет.

Ксеногенный циркон с конкордатными возрастaми 1057–825 млн лет характеризуется слабо отрицательными и положительными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -0.3 до $+4.8$ при

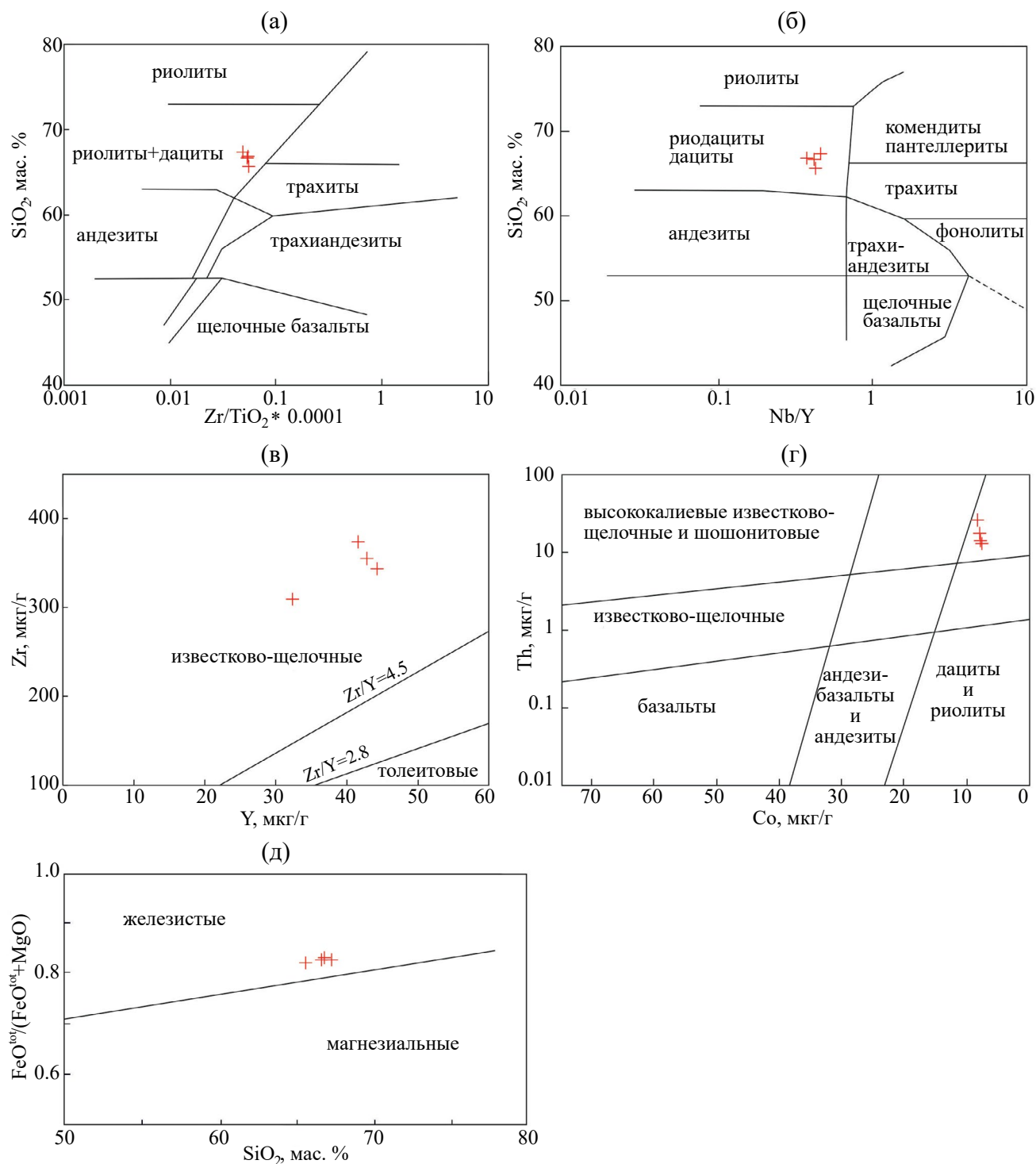


Рис. 5. Классификационные диаграммы: (а) SiO_2 – $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$, (б) SiO_2 – Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977), (в) Zr – Y (Ross, Bédard, 2009), (г) Th – Co (Hastie et al., 2007), (д) $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$ – SiO_2 (Frost et al., 2001) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

палео-, мезопротерозойских модельных возрастах $t_{\text{Hf(C)}} = 1.7\text{--}1.3$ млрд лет (табл. 2).

Циркон с дискордантными оценками возраста, обладающий древними $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрастaми 1743 и 2439 млн лет, имеет отрицательные значения $\varepsilon_{\text{Hf(t)}} = -7.7\text{--}-0.5$ и палеопротерозойский и палеоархейский модельный возраст $t_{\text{Hf(C)}}$ (2.3 и 3.2 млрд лет соответственно; табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявленные геохимические особенности биотитовых гнейсов дичунской свиты свидетельствуют о первично-магматической природе этих образований (рис. 4). С таким выводом согласуется присутствие фактически одной возрастной

популяции циркона (табл. 1). При этом присутствие в составе дичунской свиты прослоев мраморов и слюдяных сланцев (Тоноян, 1964) позволяет рассматривать исследуемые гнейсы в качестве фрагмента вулканогенно-осадочного разреза.

В результате выполненных геохронологических исследований установлено, что возраст протолита биотитовых гнейсов дичунской свиты в бассейне р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива составляет ~ 771 млн лет. Полученная оценка возраста является первой датировкой для метаморфических образований дичунской свиты в пределах Буреинского массива. Вместе с тем в ходе геохронологических исследований последних лет в бассейне р. Чепкан

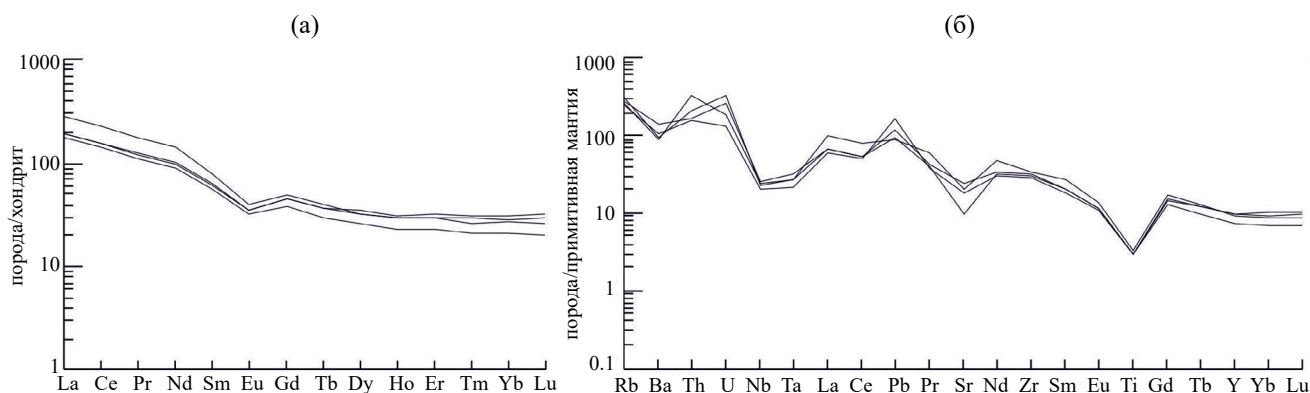


Рис. 6. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в биотитовых гнейсах дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива. Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995), состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

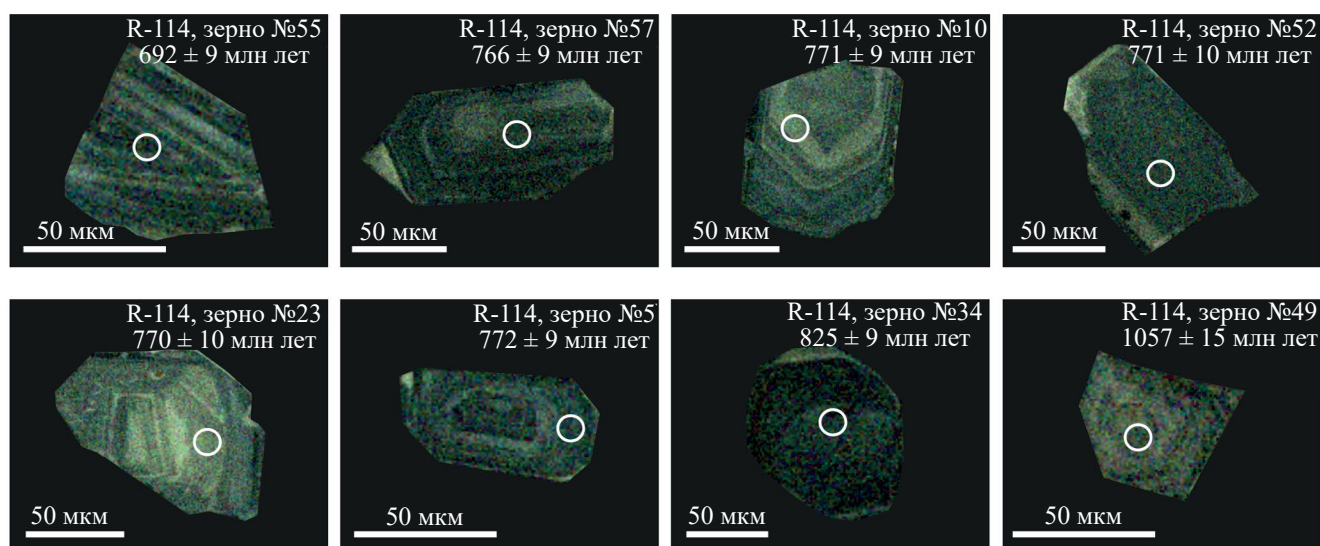


Рис. 7. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолуминесценции.

центральной части массива были установлены биотитовые лейкограниты и гастингсит-лепидомелановые граниты с возрастами 804 ± 8 и 789 ± 4 млн лет (Сорокин и др., 2017). Данные магматические образования по геохимическим особенностям схожи с рассматриваемыми в настоящей работе метаморфическими породами дичунской свиты (рис. 10), а также характеризуются близкими изотопными параметрами $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ от -0.7 до $+0.3$ при мезопротерозойских модельных возрастах $t_{\text{Nd}(C)} = 1.5$ млрд лет (Сорокин и др., 2017), что позволяет предполагать близость источника расплавов позднеэокайских гранитоидов и протолита гнейсов дичунской свиты.

Для определения диапазона проявления позднеэокайских магматических событий в геологической истории Буреинского массива необходимо

учитывать: во-первых, полученные нами новые геохронологические данные; во-вторых, оценки возраста гранитоидов бассейна р. Чепкан (Сорокин и др., 2017); в-третьих, результаты геохронологических исследований раннепалеозойских песчаников чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба центральной части массива, согласно которым в них преобладает популяция неопротерозойского детритового циркона ($\sim 80\%$) с максимумами на кривой относительной вероятности 0.78 , 0.82 млрд лет (Овчинников и др., 2019); в-четвертых, результаты геохронологических исследований парагнейсов дятдаглейской толщи, согласно которым в данных образованиях установлено значительное количество неопротерозойского детритового циркона с максимумами на кривой относительной вероятности

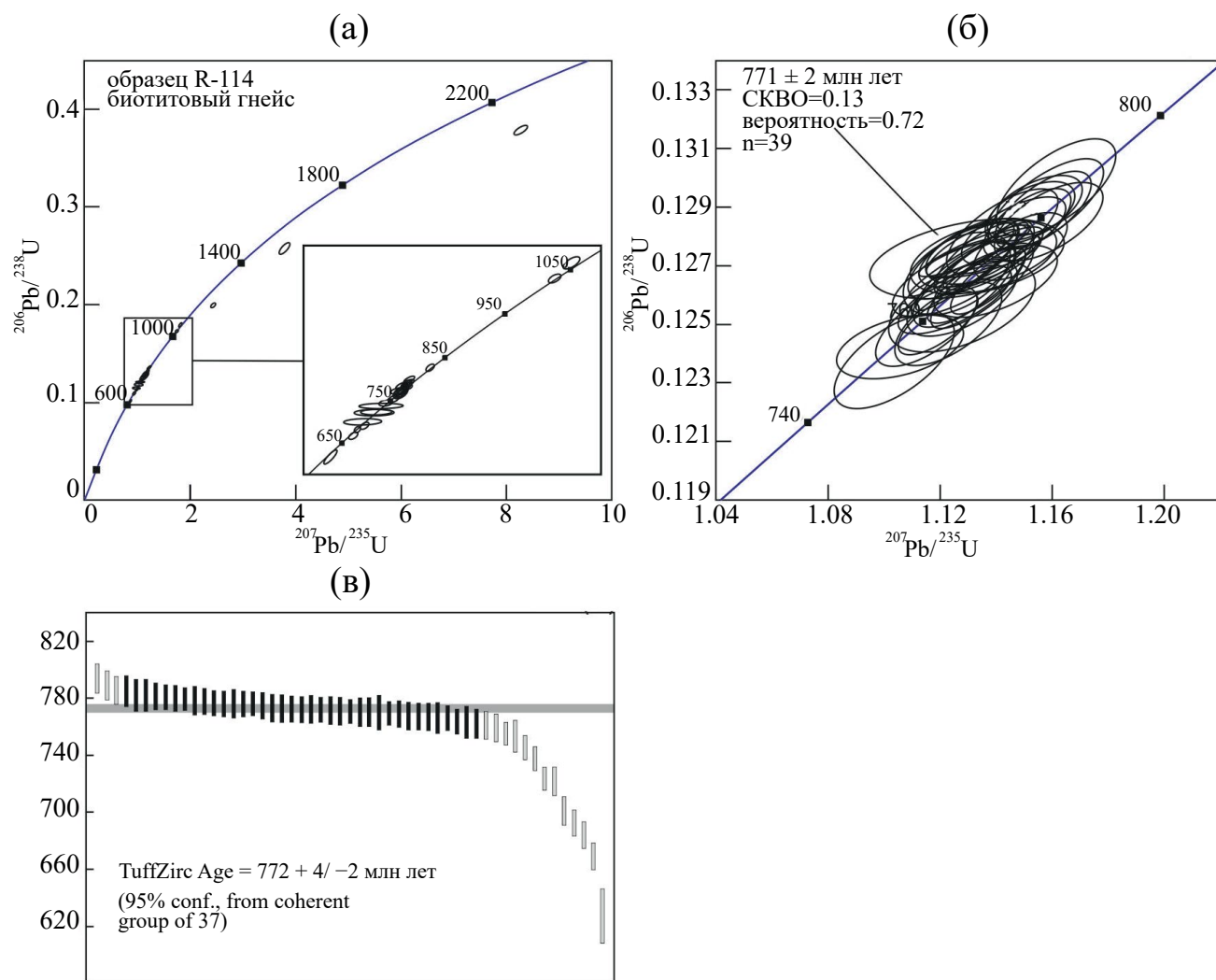


Рис. 8. Диаграммы с конкордией (а, б) и диаграмма TuffZircAge (в) для циркона из биотитового гнейса дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Таблица 1. Результаты U—Th—Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований циркона из биотитового гнейса личунской свиты (обр. R-114) бассейна р. Ниман северо-восточной части Бурейнского континентального массива

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	Изотопные отношения*						Возраст, млн лет								D	***		
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ, %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	CA			±2σ	±95%
1	R-114_20	98	781	48007	0.13	16.1165	0.8	0.8514	2.1	0.1003	1.9	0.90	616.0	10.9	625.4	9.7	660.6	19.7	626	19	240	-6.7	
2	R-114_16	38	460	32032	0.08	15.7632	0.9	0.9434	1.2	0.1090	0.7	0.61	667.0	4.7	674.7	6.0	701.5	20.5	669	9	92	-4.9	
3	R-114_56	177	994	71574	0.18	15.9241	0.6	0.9610	1.0	0.1116	0.8	0.78	681.8	4.9	683.8	4.9	691.4	13.1	683	9		-1.4	
4	R-114_55	312	650	15184	0.48	15.5054	0.7	0.9878	1.1	0.1130	0.7	0.63	690.0	4.6	697.6	5.7	723.2	18.7	692	9	95	-4.6	
5	R-114_14	68	262	1792	0.26	14.2392	1.3	0.9806	5.0	0.1147	0.8	0.15	700.0	5.1	693.9	25.4	674.9	106.7	700	10		3.7	
6	R-114_6	103	403	3390	0.26	14.8898	1.1	1.0259	5.0	0.1184	0.7	0.14	721.3	5.0	716.9	25.9	703.9	106.2	721	10		2.5	
7	R-114_39	404	584	3659	0.69	14.8311	0.8	1.0365	4.1	0.1187	0.6	0.15	723.2	4.2	722.2	21.2	719.9	86.1	723	8		0.5	
8	R-114_32	118	380	3885	0.31	14.9593	0.8	1.0538	5.6	0.1211	0.6	0.11	737.2	4.2	730.8	29.0	712.1	117.5	737	8		3.5	
9	R-114_50	150	265	9456	0.57	15.2749	1.0	1.0769	2.0	0.1225	0.6	0.30	745.1	4.1	742.1	10.3	734.0	39.6	745	8		1.5	
10	R-114_51	141	420	24823	0.34	15.2667	0.9	1.1038	1.3	0.1237	0.8	0.62	751.8	5.8	755.2	7.0	766.0	21.6	753	11		-1.9	**
11	R-114_29	107	217	15981	0.49	15.2339	0.9	1.1056	1.3	0.1242	0.6	0.42	754.7	4.0	756.0	7.2	760.8	25.6	755	8		-0.8	**
12	R-114_40	145	503	36433	0.29	15.3139	0.7	1.1153	1.1	0.1249	0.7	0.65	758.5	5.0	760.7	5.8	768.0	17.4	759	10		-1.2	**
13	R-114_46	195	422	18274	0.46	15.1208	0.8	1.1227	1.1	0.1250	0.7	0.61	759.2	5.0	764.2	6.1	779.9	18.9	761	10		-2.7	**
14	R-114_41	225	779	61375	0.29	15.3216	0.7	1.1218	1.0	0.1254	0.7	0.70	761.3	5.2	763.8	5.6	772.1	15.7	762	10		-1.4	**
15	R-114_45	108	340	12047	0.32	15.0411	1.0	1.1275	1.6	0.1256	0.8	0.50	762.7	5.6	766.6	8.4	778.7	28.4	763	11		-2.1	**
16	R-114_2	183	586	40811	0.31	15.3459	0.6	1.1210	1.0	0.1258	0.6	0.60	763.6	4.2	763.5	5.2	763.9	16.3	764	8		0.0	**
17	R-114_3	76	546	38627	0.14	15.2711	0.8	1.1295	1.3	0.1261	0.8	0.63	765.8	5.7	767.5	6.8	773.6	20.7	766	11		-1.0	**
18	R-114_57	217	472	35871	0.46	15.2868	0.8	1.1270	1.0	0.1261	0.6	0.59	765.8	4.5	766.3	5.6	768.8	17.8	766	9		-0.4	**
19	R-114_17	210	750	55174	0.28	15.2471	0.7	1.1329	1.0	0.1262	0.7	0.67	766.3	5.0	769.1	5.6	778.3	16.1	767	10		-1.5	**
20	R-114_37	332	619	43473	0.54	15.2869	0.7	1.1311	1.0	0.1263	0.7	0.66	766.6	4.9	768.3	5.6	774.0	16.5	767	9		-1.0	**
21	R-114_38	167	282	22709	0.59	15.3006	0.9	1.1256	1.3	0.1264	0.7	0.51	767.1	4.8	765.6	7.0	762.3	23.8	767	10		0.6	**
22	R-114_31	105	399	20912	0.26	15.1460	0.7	1.1393	1.3	0.1265	0.6	0.50	767.9	4.7	772.2	6.9	785.5	23.3	769	9		-2.2	**
23	R-114_33	97	306	26466	0.32	15.2129	0.8	1.1359	1.1	0.1267	0.6	0.49	769.0	4.0	770.6	6.1	775.9	20.7	769	8		-0.9	**
24	R-114_44	218	954	87803	0.23	15.2451	0.7	1.1404	1.1	0.1267	0.7	0.68	769.1	5.2	772.7	5.7	783.8	16.2	770	10		-1.9	**
25	R-114_10	164	419	42296	0.39	15.2772	0.7	1.1364	1.0	0.1269	0.6	0.61	770.4	4.4	770.8	5.4	773.0	16.8	771	9		-0.3	**
26	R-114_13	123	371	31257	0.33	15.3570	1.0	1.1294	1.3	0.1270	0.8	0.62	771.0	6.0	767.5	7.1	758.0	21.9	770	12		1.7	**
27	R-114_52	128	280	8640	0.46	15.0856	1.0	1.1292	2.0	0.1271	0.7	0.34	771.6	4.9	767.4	10.7	756.0	39.4	771	10		2.1	**
28	R-114_23	153	377	27256	0.41	15.3521	0.9	1.1291	1.2	0.1272	0.7	0.63	771.7	5.4	767.3	6.3	755.5	19.0	770	10		2.1	**
29	R-114_58	91	650	53336	0.14	15.3144	0.7	1.1390	1.0	0.1273	0.7	0.67	772.2	4.7	772.0	5.2	772.4	15.1	772	9		0.0	**
30	R-114_5	199	665	15949	0.30	15.1979	0.7	1.1366	1.6	0.1273	0.6	0.39	772.3	4.5	770.9	8.6	767.6	31.1	772	9		0.6	**

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	Изотопные отношения*						Возраст, млн лет						D	**					
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ, %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb			±1σ	CA	±2σ	±95%	
31	R-114_7	139	480	41234	0.29	15.3370	0.7	1.1366	1.0	0.1273	0.6	0.62	772.3	4.5	770.9	5.4	767.6	16.5	772	9			0.6	**
32	R-114_19	185	427	31492	0.43	15.3384	0.8	1.1335	1.1	0.1274	0.7	0.63	773.1	5.1	769.4	6.0	759.8	18.3	772	10			1.7	**
33	R-114_42	132	484	30594	0.27	15.3579	0.7	1.1337	1.2	0.1275	0.7	0.56	773.3	5.0	769.5	6.6	759.4	21.5	773	10			1.8	**
34	R-114_47	200	363	27066	0.55	15.2948	0.9	1.1369	1.3	0.1275	0.7	0.54	773.8	5.0	771.0	6.9	763.8	22.7	773	10			1.3	**
35	R-114_4	182	557	38791	0.33	15.2152	0.7	1.1475	1.0	0.1276	0.7	0.64	774.2	4.8	776.0	5.5	782.3	16.4	775	9			-1.0	**
36	R-114_8	460	1065	80708	0.43	15.2355	0.7	1.1508	0.9	0.1277	0.6	0.70	774.7	4.7	777.6	5.0	787.1	13.7	776	9			-1.6	**
37	R-114_59	249	818	69137	0.30	15.2380	0.6	1.1504	0.9	0.1278	0.6	0.67	775.2	4.6	777.5	5.1	785.0	14.6	776	9			-1.2	**
38	R-114_11	125	381	25387	0.33	15.1820	0.8	1.1480	1.1	0.1279	0.6	0.54	775.7	4.3	776.3	5.8	778.9	19.0	776	8			-0.4	**
39	R-114_27	169	592	51175	0.29	15.2385	0.7	1.1484	1.0	0.1279	0.6	0.61	775.8	4.5	776.5	5.5	779.3	16.7	776	9			-0.4	**
40	R-114_36	347	819	19401	0.42	15.2302	0.7	1.1435	1.3	0.1280	0.7	0.53	776.4	5.1	774.2	7.1	768.6	23.6	776	10			1.0	**
41	R-114_25	199	579	40759	0.34	15.3273	0.6	1.1446	1.0	0.1284	0.6	0.65	778.5	4.7	774.7	5.4	764.7	15.9	777	9			1.8	**
42	R-114_28	156	373	24765	0.42	15.2350	0.8	1.1482	1.1	0.1284	0.7	0.61	778.9	5.2	776.4	6.2	770.1	19.1	778	10			1.1	**
43	R-114_18	169	584	45334	0.29	15.2521	0.7	1.1522	0.9	0.1285	0.6	0.62	779.3	4.0	778.3	4.8	776.2	14.6	779	8			0.4	**
44	R-114_30	124	443	33704	0.28	15.2010	0.7	1.1593	1.1	0.1287	0.6	0.59	780.3	4.5	781.6	5.7	786.2	17.9	781	9			-0.7	**
45	R-114_12	188	868	74647	0.22	15.2986	0.7	1.1535	1.0	0.1287	0.6	0.66	780.6	4.8	778.9	5.4	774.8	15.7	780	9			0.8	**
46	R-114_26	166	536	45646	0.31	15.2390	0.7	1.1565	1.0	0.1289	0.7	0.63	781.4	4.8	780.3	5.6	778.1	16.9	781	9			0.4	**
47	R-114_53	173	505	39914	0.34	15.2298	0.8	1.1581	1.2	0.1290	0.8	0.65	782.3	5.8	781.0	6.6	778.2	19.4	782	11			0.5	**
48	R-114_21	191	475	36580	0.40	15.2595	0.9	1.1614	1.2	0.1297	0.8	0.65	785.9	6.0	782.6	6.8	774.1	19.9	785	11			1.5	**
49	R-114_22	82	201	16488	0.41	15.3571	1.1	1.1229	1.4	0.1272	0.7	0.49	771.8	5.1	764.4	7.7	743.5	26.4	771	10	69		3.8	
50	R-114_9	91	249	19795	0.36	15.3987	1.0	1.1412	1.5	0.1293	0.8	0.50	783.7	5.6	773.1	8.2	743.5	27.9	782	11	100		5.4	
51	R-114_15	146	410	28873	0.36	15.3164	0.8	1.1568	1.1	0.1299	0.7	0.60	787.2	5.1	780.4	6.2	761.9	19.4	786	10	81		3.3	
52	R-114_48	159	435	33570	0.37	15.2894	0.8	1.1654	1.2	0.1305	0.7	0.59	790.6	5.4	784.5	6.7	767.9	20.8	789	10	73		3.0	
53	R-114_24	116	315	29498	0.37	15.3716	0.8	1.1676	1.2	0.1316	0.7	0.57	797.0	5.2	785.5	6.6	754.1	21.0	794	10	130		5.7	
54	R-114_49	186	444	56080	0.42	13.5437	0.9	1.8167	1.2	0.1795	0.9	0.70	1064.3	8.4	1051.5	8.0	1025.8	17.8	1057	15	190		3.8	
55	R-114_34	122	589	50577	0.21	14.9961	0.6	1.2505	0.9	0.1368	0.6	0.71	826.8	4.9	823.6	5.0	816.0	13.1	825	9			1.3	
56	R-114_54	127	351	37477	0.36	13.5172	0.7	1.7506	1.0	0.1730	0.6	0.63	1028.8	5.8	1027.4	6.2	1025.3	15.0	1028	11			0.3	
57	R-114_35	151	263	27683	0.57	11.1906	0.8	2.4375	1.1	0.1993	0.7	0.64	1171.7	7.5	1253.7	7.9	1398.3	16.3						
58	R-114_1	98	312	21817	0.32	9.2899	0.9	3.7855	1.8	0.2575	1.5	0.84	1476.9	20.0	1589.7	14.5	1743.4	17.8						
59	R-114_43	135	505	108259	0.27	6.2953	0.7	8.2662	1.0	0.3786	0.8	0.76	2069.5	13.8	2260.6	9.3	2439.1	11.3						

Примечание. ** – значения, использованные в окончательном расчете возраста; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; D – дискордантность; CA – конкордантный возраст (Ludwig, 2008), млн лет.

Таблица 2. Lu–Hf изотопные данные для циркона из биотитовых гнейсов дичунской свиты (обр. R-114) бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива

Образец/ точка	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm (1\sigma)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{Hf(DM)}}$, млрд лет	$t_{\text{Hf(C)}}$, млрд лет
R-114_9	782	14.8	0.000945	0.282493	0.000028	6.7	1.1	1.2
R-114_13	770	15.8	0.000994	0.282340	0.000033	0.9	1.3	1.4
R-114_15	786	24.5	0.001411	0.282494	0.000031	6.6	1.1	1.2
R-114_18	779	16.5	0.001039	0.282416	0.000031	3.8	1.2	1.3
R-114_39	723	33.3	0.002008	0.282330	0.000028	−0.9	1.3	1.5
R-114_22	771	20.3	0.001228	0.282468	0.000023	5.4	1.1	1.2
R-114_24	794	19.4	0.001138	0.282372	0.000036	2.5	1.2	1.4
R-114_33	769	17.1	0.001066	0.282455	0.000024	5.0	1.1	1.2
R-114_40	759	25.7	0.001708	0.282417	0.000036	3.1	1.2	1.3
R-114_42	773	25.8	0.001610	0.282378	0.000030	2.1	1.3	1.4
R-114_45	763	20.9	0.001297	0.282295	0.000019	−1.0	1.4	1.5
R-114_48	789	17.0	0.001099	0.282433	0.000019	4.6	1.2	1.3
R-114_50	745	27.8	0.001647	0.282191	0.000024	−5.2	1.5	1.7
R-114_53	782	16.1	0.001003	0.282370	0.000038	2.3	1.2	1.4
R-114_57	766	43.1	0.002632	0.282278	0.000017	−2.1	1.4	1.6
R-114_34	825	28.6	0.001781	0.282426	0.000040	4.8	1.2	1.3
R-114_49	1057	18.7	0.001222	0.282131	0.000029	−0.3	1.6	1.7
R-114_54	1028	14.6	0.000888	0.282173	0.000034	0.8	1.5	1.7
R-114_1	1743	8.8	0.000534	0.281676	0.000027	−0.5	2.2	2.3
R-114_43	2439	4.5	0.000346	0.281018	0.000032	−7.7	3.1	3.2

0.69 и 0.78 млрд лет (Овчинников и др., 2020). Вместе с тем магматических и метаморфических образований с возрастом ~690 млн лет, способных выступать в роли потенциальных источников циркона для протолита парагнейсов дьядаглейской толщи, в строении Буреинского массива на данный момент не установлено. Таким образом, представляется возможным в первом приближении ограничить проявление поздне-тонийских магматических импульсов в геологической истории Буреинского массива интервалом 820–770 млн лет.

Неопротерозойские магматические процессы широко проявлены в пределах континентальных массивов восточной части ЦАСП (Xie, 2008a, 2008b; Ханчук и др., 2010, 2022; Wu et al., 2011; Zhou et al., 2011; Sun et al., 2012; Gou et al., 2013; Quan et al., 2013; Tang et al., 2013; Zhang et al., 2013; Wang et al., 2014; Ge et al., 2015; Zhao et al., 2016; Сорокин и др., 2017; Sorokin et al.,

2019; Luan et al., 2017a, 2017b, 2019, 2021, 2022; Yang et al., 2017, 2018, 2020; Liu et al., 2020; Ding et al., 2024 и др.). При этом одно из наиболее интенсивных магматических событий приходится на поздний тоний.

Для расшифровки тектонической природы проявления поздне-тонийского магматизма Буреинского массива нам представляется критически важным отметить значительность проявления импульсов этого магматизма в пределах всего ансамбля континентальных блоков восточного сегмента ЦАСП. Так, в Цзямуси-Ханкайском блоке поздне-тонийский возраст в диапазоне 849–726 млн лет (табл. 3) установлен для пород различного состава, включающих мигматиты, амфиболиты, мета-базальты, ортогнейсы, гнейсограниты, сиениты, щелочно-полевошпатовые граниты (Xie, 2008a, 2008b; Ханчук и др., 2010, 2022; Yang et al., 2018; Luan et al., 2021; Ding et al., 2024).

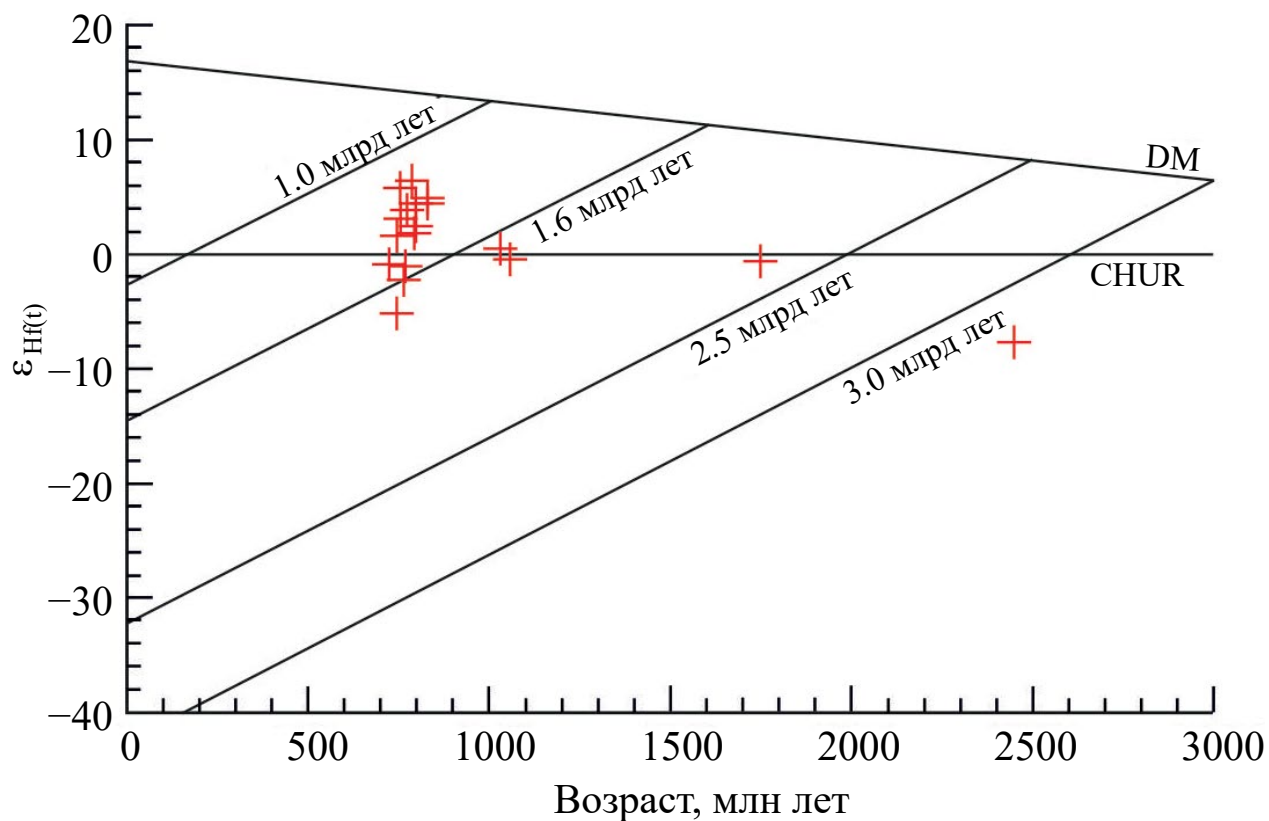


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{Hf(t)}$ – возраст кристаллизации (млн лет) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

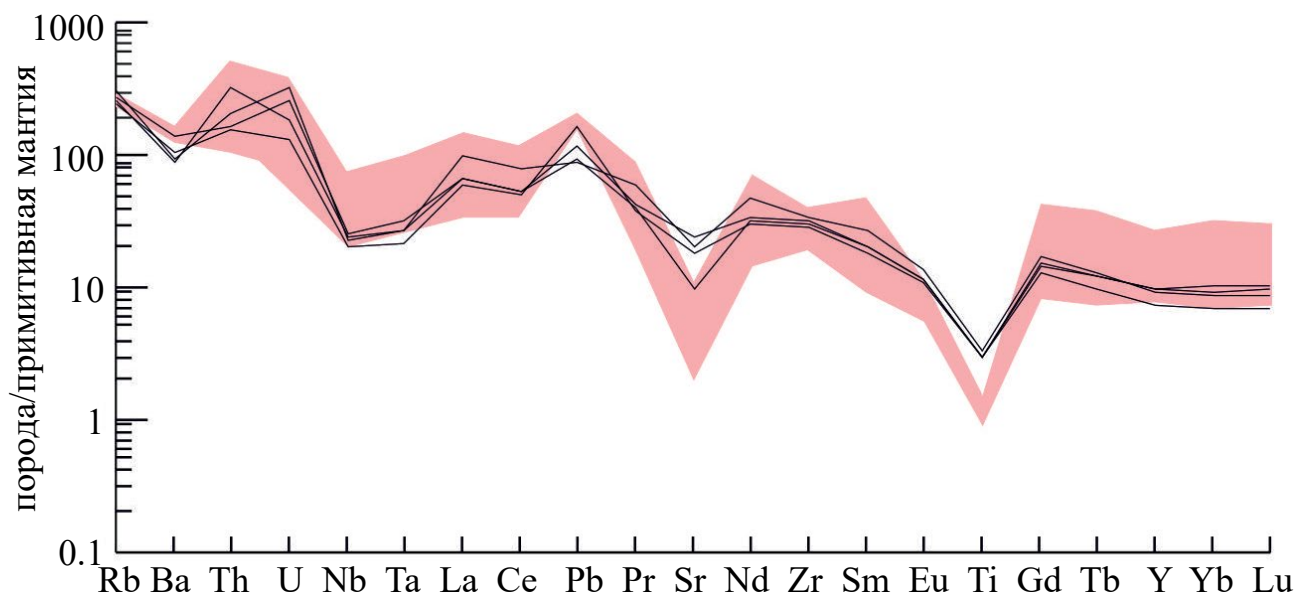


Рис. 10. Распределение редких элементов в биотитовых гнейсах дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива. Поле составов позднеэтонийских гадингсит-лепидомелановых гранитов и биотитовых лейкогранитов бассейна р. Чепкан центральной части Буреинского массива показано розовым цветом (данные из (Сорокин и др., 2017)).

Таблица 3. Сводная таблица геохронологических данных для позднеэоценовых образований континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

	Порода	Метод датирования	Возраст, млн лет	Ссылка
Буреинский массив				
1	гастингсит-лепидомелановые граниты	U–Pb метод, ID-TIMS	804 ± 8	Сорокин и др., 2017
2	биотитовые лейкограниты	U–Pb метод, ID-TIMS	789 ± 4	Сорокин и др., 2017
3	биотитовые гнейсы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	771 ± 2	данная работа
Цзямуси-Ханкайский массив				
1	гнейсограниты	U–Pb метод, SIMS	849 ± 20	Ханчук и др., 2022
2	мигматиты	U–Pb метод, SIMS	843 ± 10	Xie et al., 2008a
	амфиболиты	U–Pb метод, SIMS	777 ± 18	Xie et al., 2008b
3	гнейсограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	774 ± 3	Luan et al., 2021
4	метабазальты	U–Pb метод, SIMS	757 ± 4	Ханчук и др., 2010
5	ортогнейсы	U–Pb метод, SIMS	752 ± 3	Yang et al., 2018
6	ортогнейсы	U–Pb метод, SIMS	752 ± 7	Yang et al., 2018
7	ортогнейсы	U–Pb метод, SIMS	752 ± 25	Yang et al., 2018
8	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	752 ± 5	Ding et al., 2024
9	гнейсограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	740 ± 6	Luan et al., 2021
10	щелочно-полевошпатовые граниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	727 ± 8	Ding et al., 2024
11	щелочно-полевошпатовые граниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	726 ± 4	Ding et al., 2024
Сонген-Жангункайский массив				
1	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	841 ± 5	Luan et al., 2017b
2	монциты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	797 ± 9	Luan et al., 2022
3	монциты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 3	Luan et al., 2022
4	монциты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	787 ± 7	Luan et al., 2022
5	гранатовые сланцы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	757 ± 9	Quan et al., 2013
Аргунский массив				
1	диориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	844 ± 23	Ge et al., 2015
2	гнейсы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	843 ± 6	Wu et al., 2011
3	монциты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	817 ± 6	Wu et al., 2011
4	монциты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	817 ± 6	Ge et al., 2015
5	туфы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	798 ± 6	Zhao et al., 2016
6	щелочно-полевошпатовые граниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	795 ± 13	Wu et al., 2011
7	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	794 ± 14	Ge et al., 2015
8	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 5	Wu et al., 2011
9	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 7	Tang et al., 2013
10	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 4	Tang et al., 2013
11	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	791 ± 2	Sun et al., 2012
12	габбро, габбро-диориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	~792	Zhang et al., 2013
13	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	~792	Zhang et al., 2013
14	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	786 ± 10	Ge et al., 2015
15	гнейсограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	779 ± 20	Zhang et al., 2013
16	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	762 ± 6	Tang et al., 2013
17	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	737 ± 5	Tang et al., 2013
массив Сингян				
1	биотит-плагиоклазовые гнейсы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	767 ± 4	Zhou et al., 2011

В Сонгнен-Жангункайском блоке выявлены монцониты, монцограниты, гранодиориты, ортосланцы (Quan et al., 2013; Luan et al., 2017b, 2022) с возрастами в интервале 841–757 млн лет (табл. 3). В Аргунском блоке позднеэоценовые образования представлены широким спектром породных ассоциаций, включающим гнейсы, габбро, габбро-диориты, гранодиориты, монцограниты, сиенограниты, щелочно-полевошпатовые граниты и туфы (Wu et al., 2011; Sun et al., 2012; Tang et al., 2013; Zhang et al., 2013; Ge et al., 2015; Zhao et al., 2016) с возрастами в диапазоне 844–737 млн лет (табл. 3). Для Сингъянского блока в опубликованной литературе присутствует только одна позднеэоценовая оценка возраста, полученная для биотит-плагиоклазового гнейса (767 ± 4 млн лет; Zhou et al., 2011), отражающая проявление позднеэоценовой активности в геологической истории этого массива.

Большинство исследователей связывает позднеэоценовый этап магматической активности в континентальных массивах восточной части ЦАСП с внутриплитными событиями (Tang et al., 2013; Yang et al., 2018; Liu et al., 2020; Ding et al., 2024 и ссылки в этих работах). В этой связи следует указать, что для биотитовых гнейсов дичунской свиты характерны высокие содержания Ga = 19.9–22.9 мкг/г, Nb = 14.4–17.7 мкг/г, Zr = 309–373 мкг/г, Ce = 86.6–142 мкг/г и Y = 32.4–44.3 мкг/г (табл. 4), вследствие чего составы ортогнейсов дичунской свиты на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, $10000\text{Ga}/\text{Al}-\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (Whalen et al., 1987) отвечают кислым образованиям А-типа (рис. 11). Рассматриваемые породы обладают железистым валовым составом (рис. 5д). На графиках распределения РЗЭ отмечается обогащение легкими РЗЭ ($[\text{La}/\text{Sm}]_n = 3.07-3.62$), при слабо фракционированном распределении тяжелых РЗЭ ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 1.43-1.87$) и отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63-0.68$ (рис. 6а). Таким образом, геохимические особенности метаморфических образований дичунской свиты указывают на их сходство с составами внутриплитных магматических пород (Whalen et al., 1987). Не противоречат данному выводу результаты Lu–Hf in situ изотопных исследований, свидетельствующие о значительной роли ювенильного материала в ходе формирования исходных для их протолита расплавов. На тектонических диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) фигуративные точки биотитовых гнейсов дичунской свиты занимают как поля внутриплитных образований (рис. 12а), так и переходное положение

между внутриплитными, островодужными, син- и постколлизийными гранитоидами и вулканитами (рис. 12б, 12в).

Таблица 4. Химический состав представительных образцов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского континентального массива

Компоненты	Номер образца			
	R-114	R-114-1	R-114-2	R-114-4
	1	2	3	4
SiO ₂	65.6	67.3	66.8	66.7
TiO ₂	0.64	0.63	0.63	0.69
Al ₂ O ₃	16.0	15.2	15.6	14.9
Fe ₂ O ₃ *	5.39	5.49	5.16	5.87
MnO	0.07	0.07	0.07	0.07
MgO	1.15	1.12	1.03	1.22
CaO	3.04	3.28	3.18	3.20
Na ₂ O	3.48	3.27	3.67	3.27
K ₂ O	2.71	2.33	2.50	2.18
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.16	0.18
Ппп	1.65	0.56	0.75	0.79
Сумма	99.9	99.5	99.6	99.2
Ga	22.9	19.9	21.2	21.3
Rb	177	155	194	163
Sr	494	371	203	432
Ba	969	726	636	612
La	46.1	41.3	44.6	67.5
Ce	95.8	86.6	93.5	142
Pr	11.4	10.3	11.3	16.5
Nd	45.4	40.3	43.9	63.7
Sm	9.19	8.11	9.06	11.6
Eu	1.92	1.77	1.95	2.26
Gd	8.78	7.54	8.90	9.89
Tb	1.30	1.06	1.34	1.42
Dy	7.90	6.24	8.43	8.01
Ho	1.60	1.24	1.70	1.58
Er	4.73	3.61	5.18	4.64
Tm	0.72	0.52	0.75	0.64
Yb	4.60	3.39	5.02	4.28
Lu	0.71	0.50	0.77	0.65
Y	42.8	32.4	44.3	41.7
Nb	17.7	14.4	16.0	16.8
Ta	1.32	0.87	1.11	1.11
Zr	355	309	343	373
Th	14.3	13.5	17.9	27.0
U	5.37	2.72	6.69	3.91
Pb	22.0	31.0	16.8	16.5
Cu	12.5	30.6	31.4	12.1
Zn	89.9	81.6	89.2	87.5
V	45.2	42.6	45.8	43.8
Cr	70.5	90.4	59.6	84.4
Co	8.01	7.65	8.08	8.43
Ni	17.5	15.0	15.9	18.4
[La/Yb] _n	6.82	8.29	6.03	10.71
Eu/Eu*	0.64	0.68	0.66	0.63

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

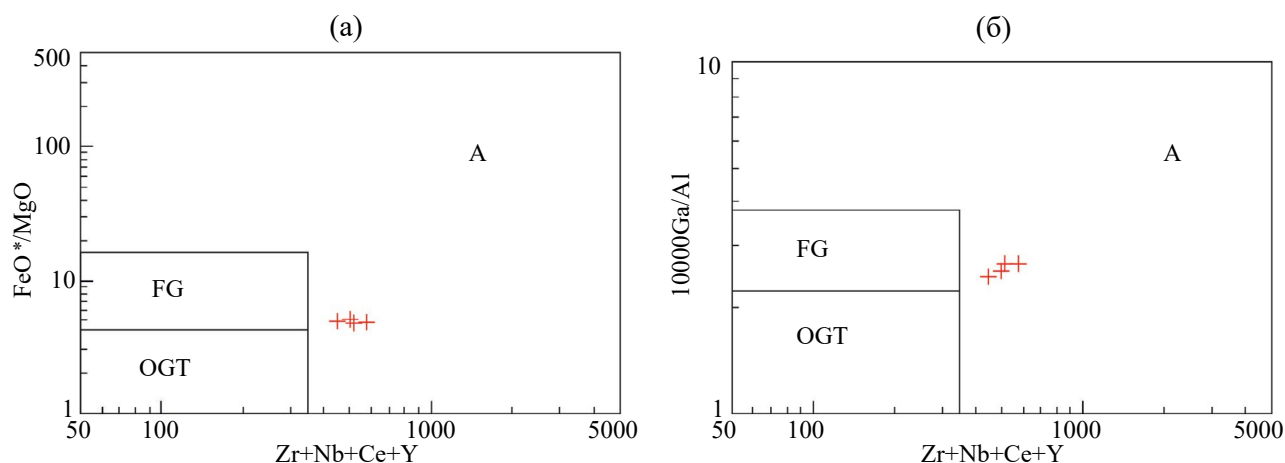


Рис. 11. Диаграммы: (a) FeO^*/MgO – $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, (б) $10000\text{Ga}/\text{Al}$ – $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (Whalen et al., 1987) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива. Поля на диаграмме: А – граниты А-типа; FG – фракционированные граниты; OGT – нефракционированные граниты М-, I-, S-типов.

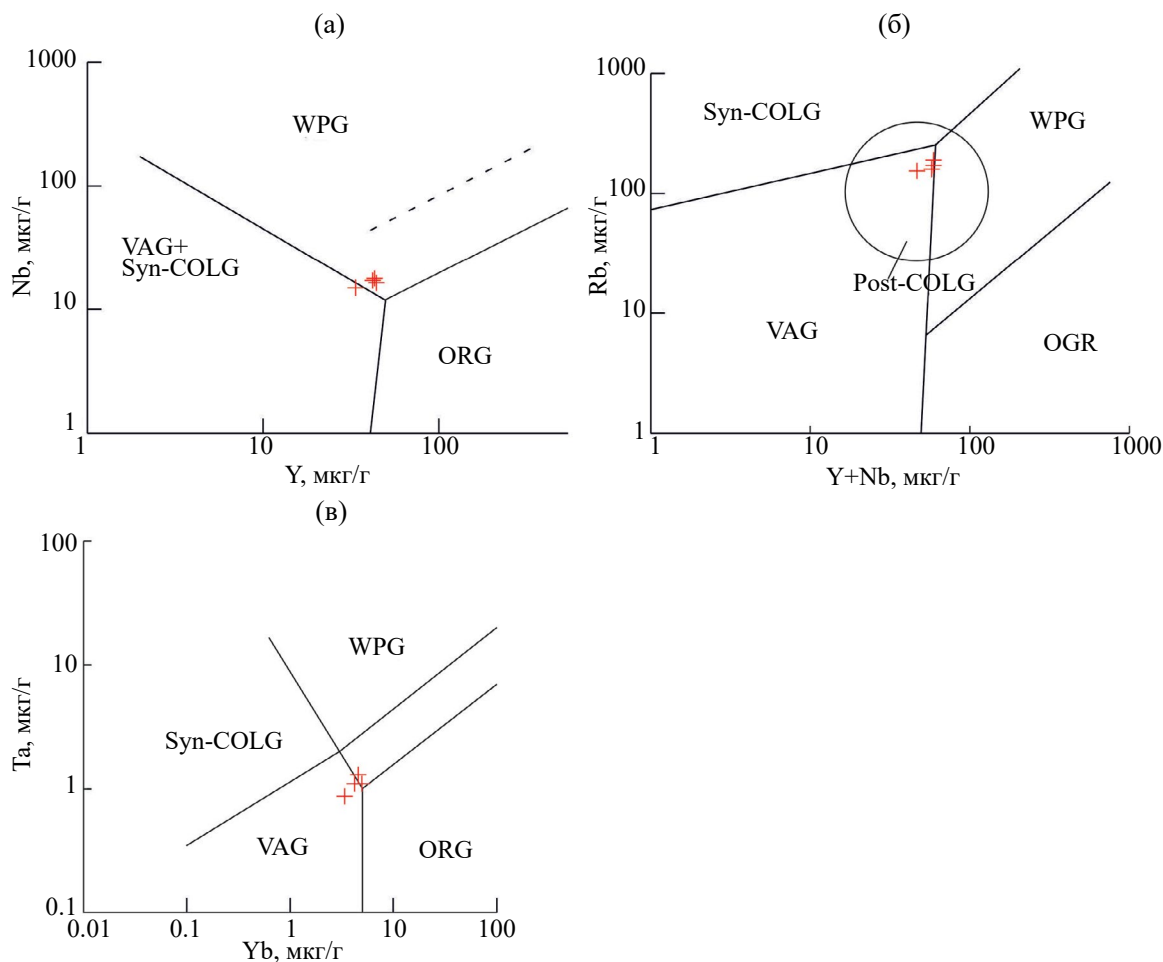


Рис. 12. Тектонические дискриминационные диаграммы: (a) Nb–Y, (б) Rb–Y + Nb, (в) Ta–Yb (Pearce et al., 1984) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива. Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических рифтов; VAG – граниты вулканических (островных) дуг; Syn-COLG – синколлизийные граниты; Post-COLG – постколлизийные граниты; WPG – внутриплитные граниты.

На основе вышеприведенных данных мы связываем формирование протолита биотитовых гнейсов дичунской свиты с позднегонийской внутриплитной активностью, проявленной в пределах всего ансамбля континентальных блоков восточной части ЦАСП. Намеченные диапазоны магматизма коррелируют с масштабными позднегонийскими внутриплитными процессами в пределах Родинии (Li et al., 2008) и, вероятно, могут быть связаны с распадом суперконтинента.

ВЫВОДЫ

1. Биотитовые гнейсы дичунской свиты имеют первично-магматическое происхождение и соответствуют по составу дацитам. Предполагается, что они являются фрагментом вулканогенно-осадочного разреза.

2. Возраст протолита биотитовых гнейсов дичунской свиты в бассейне р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива составляет ~771 млн лет. Полученная оценка возраста является первой датировкой для метаморфических образований дичунской свиты в пределах Буреинского массива.

3. Геохимические особенности метаморфических образований дичунской свиты указывают на их сходство с внутриплитными магматическими породами кислого состава. Не противоречат данному выводу результаты Lu–Hf in situ изотопных исследований, указывающих на значительную роль ювенильного материала в ходе формирования исходных для их протолита расплавов.

4. Новые и ранее опубликованные геохронологические данные свидетельствуют о широком проявлении позднегонийских магматических процессов в истории геологического развития Буреинского массива в интервале 820–770 млн лет. Одновозрастные магматические импульсы также отмечаются в пределах всего ансамбля континентальных массивов восточной части ЦАСП и, вероятно, могут быть связаны с распадом суперконтинента Родиния.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Амурского центра минералого-геохимических исследований Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, Е.В. Ушакову), Института геохимии СО РАН (Зарубину О.В.), Геохронологического центра Аризонского университета (ArizonaLaserChronCenter, USA) за выполнение аналитических исследований.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-00001, <https://rscf.ru/project/24-77-00001/>

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист М-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
- Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
- Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Опалихина Е.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
- Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист М-52-Б. Ред. Кулиш Е.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурей-Цямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm–Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009а. Т. 428. № 5. С. 637–640.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009б. Т. 424. № 5. С. 644–647.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009в. Т. 429. № 6. С. 779–783.
- Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.

- Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО "Дальгеология", 1990. 215 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центральнo-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.
- Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Геохимические особенности, источники и геодинамические обстановки накопления кембрийских терригенных пород Мельгинского прогиба (Буреинский континентальный массив) // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 503–519.
- Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород джагдглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центральнo-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 48–62.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кульмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист М-52. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГПП, 1994.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центральнo-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центральнo-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 4. С. 416–419.
- Серёжников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 55–66.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центральнo-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 717–728.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центральнo-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 3. С. 370–375.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центральнo-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 6. С. 707–711.
- Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центральнo-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.
- Тоноян Р.М. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Хингано-Буреинская серия. Лист N-53-XXXII. Ред. Красный Л.И. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
- Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.

- Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U–Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 2. С. 212–215.
- Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов А.Т., Кандауров Ю.Ю., Юрченко Ю.Ю., Сергеев С.А. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 4. С. 3–22.
- Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ^{176}Lu // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 465–473.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.* 2004. V. 205. P. 15–140.
- Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu–Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 243–258.
- Cao X., Dang Z.X., Zhang X.Z., Jiang J.S., Wang H.D. The Composite Jiamusi Terrane. Jilin Publishing House of Science and Technology, 1992. P. 1–126 (in Chinese with English abstract).
- Dang Y.S., Li D.R. Discussion on isotope geochronology of Precambrian Jiamusi Block // *J. Chang. Univ. Earth Sci.* 1993. V. 23. Iss. 3. P. 312–318.
- Ding X., Yang H., Ji Z., Zhang Y.L., Wu H.R., Dong Y., Yu G.Y., Ge W.C. Geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf–O isotopes of Neoproterozoic orthogneisses in the Jiamusi Block, NE China: implications for tectonic origin and secular crustal evolution // *Precambrian Res.* 2024. V. 410. 107486.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Ge W.C., Chen J.S., Yang H., Zhao G.C., Zhang Y.L., Tian D.X. Tectonic implications of new zircon U–Pb ages for the Xinghuadukou Complex, Erguna Massif, northern Great Xing'an Range, NE China // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 106. P. 169–185.
- Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. № 3. P. 1–13.
- Gou J., Sun D.Y., Ren Y.S., Liu Y.J., Zhang S.Y., Fu C.L., Wang T.H., Wu P.F., Liu X.M. Petrogenesis and geodynamic setting of Neoproterozoic and Late Paleozoic magmatism in the Manzhouli-Erguna area of Inner Mongolia, China: geochronological, geochemical and Hf isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 67–68. P. 114–137.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.* 2004. V. 131. P. 231–282.
- Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram // *J. Petrol.* 2007. V. 48. P. 2341–2357.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
- Liu H., Li Y., Wan Z., Lai C.K. Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: insights from magmatic and sedimentary record // *Gondwana Res.* 2020. V. 88. P. 185–200.
- Long X.Y., Xu W.L., Yang H., Tang J., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O. Late Permian–Triassic tectonic nature of the eastern Central Asian Orogenic Belt: constraints from the geochronology and geochemistry of igneous rocks in the Bureya Massif // *Lithos.* 2021. V. 380–381. 105924
- Luan J.P. Neoproterozoic Sedimentary Formations and Igneous Rock Associations in the Songnen and Jiamusi Massifs: Implications for Evolution of the Rodinia Supercontinent. Jilin University, 2021 (in Chinese with English abstract).
- Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Z.W., Guo P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // *Precambrian Res.* 2017a. V. 297. P. 19–32.
- Luan J.P., Xu W.L., Wang F., Wang Z.W., Guo P. Age and geochemistry of the Neoproterozoic granitoids in the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2017b. V. 148. P. 265–276.

- Luan J.P., Yu J.J., Yu J.L., Cui Y.C., Xu W.L.* Early Neoproterozoic magmatism and associated metamorphism in the Songnen Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // *Precambrian Res.* 2019. V. 328. P. 250–268.
- Luan J.P., Tang J., Xu W.L., Guo P., Long X.Y., Xiong S.* Petrogenesis of Neoproterozoic magmatic rocks in the Songnen Massif (northeastern China): implications for basement composition and crustal growth // *Precambrian Res.* 2022. V. 376. P. 106687.
- Ludwig K.R.* User's Manual for a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2008. P. 1–75.
- Mattinson J.M.* Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed system natural zircon samples // *Chem. Geol.* 2010. V. 275. P. 186–198.
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. Iss. 3–4. P. 223–253.
- Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kudryashov N.M.* Early Paleozoic magmatic events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // *Lithos.* 2021. V. 396–397. P. 106237.
- Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L., Kudryashov N.M.* Late Paleozoic and early Mesozoic granitoids in the northwestern Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // *Int. Geol. Rev.* 2023. V. 65. Iss. 20. P. 3248–3271.
- Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu.* Age and sources of melts of metavolcanic rocks of the Djagdagle Formation of the northwestern part of the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt // *Stratigr. Geol. Correl.* 2024. V. 32. № 4. P. 331–347.
- Paces J.B., Miller J.D.* Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1. Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B8. P. 13997–14013.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Quan J.Y., Chi X.G., Zhang R., Sun W., Fan L.F., Hu Z.C.* LA-ICP-MS U–Pb geochronology of detrital zircon from the Neoproterozoic Dongfengshan Group in Songnen masiff and its geological significance // *Geol. Bull. China.* 2013. V. 32. Iss. 2–3. P. 353–364 (in Chinese with English abstract).
- Ross P.S., Bédard J.H.* Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams // *Can. J. Earth Sci.* 2009. V. 46. Iss. 11. P. 823–839.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: Fragments of A Synthesis. Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.
- Shaw D.M.* The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. № 1. P. 18–35.
- Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P.* Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: age and geodynamic setting // *Lithos.* 2016. V. 261. P. 181–194.
- Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu.V.* Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data // *Lithos.* 2019. V. 332–333. P. 340–354.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E.* The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 311–324.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–346.
- Sun L.X., Ren B.F., Zhao F.Q., Peng L.N.* Zircon U–Pb ages and Hf isotope characteristics of Taipingchuan large porphyritic granite pluton of Erguna Massif in the Great Xing'an Range // *Earth Sci. Front.* 2012. V. 19. P. 114–122 (in Chinese with English abstract).
- Tang J., Wu W., Wang F., Wang W., Xu M., Zhang Y.* Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Res.* 2013. V. 224. P. 597–611.
- Vervoort J.D., Patchett P.J.* Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 3717–3723.
- Wang F., Xu W.L., Gao F.H., Zhang H.H., Pei F.P., Zhao L., Yang Y.* Precambrian terrane within the Songnen–Zhangguangcai Range Massif, NE China: evidence from U–Pb ages of detrital zircons from the Dongfengshan and Tadong groups // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 402–413.

- Werner C.D. Saxonian granulites — igneous or lithogenous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high grade metamorphic complexes // Contributions to the geology of the Saxonian granulite massif Sachsches Granulitgebirge. Mitteilungen. 1987. V. 133. P. 221–250.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. Iss. 4. P. 407–419.
- Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. Iss. 1–2. P. 115–130.
- Winchester J., Floyd P. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.
- Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y., Ge W.C., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.
- Xie H.Q., Miao L.C., Chen F.K., Zhang F.Q., Liu D.Y. Characteristics of the “Mashan Group” and zircon SHRIMP U–Pb dating of granite in Muling area, southeastern Heilongjiang Province, China: constraints on crustal evolution of the southernmost of Jiamusi Massif // Geol. Bull. China. 2008a. V. 21. Iss. 12. P. 2127–2137 (in Chinese with English abstract).
- Xie H.Q., Mang F.Q., Miao L.C., Chen F.K., Liu D.Y. Zircon SHRIMP U–Pb dating of the amphibolite from “Heilongjiang Group” and the granite in Mudanjiang area, NE China, and its geological significance // Acta Petrol. Sin. 2008b. V. 24. Iss. 6. P. 1237–1250 (in Chinese with English abstract).
- Yang H., Ge W.C., Zhao G.C., Bi J.H., Wang Z.H., Dong Y., Xu W.L. Zircon U–Pb ages and geochemistry of newly discovered Neoproterozoic orthogneisses in the Mishan region, NE China: constraints on the high-grade metamorphism and tectonic affinity of the Jiamusi-Khanka Block // Lithos. 2017. V. 268–271. P. 16–31.
- Yang H., Ge W.C., Bi J.H., Wang Z.H., Tian D.X., Dong Y., Chen H.J. The Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of the Jiamusi Block, NE China and its East Gondwana connection: geochemical and zircon U–Pb–Hf isotopic constraints from the Mashan complex // Gondwana Res. 2018. V. 54. P. 102–121.
- Yang H., Xu W.L., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Ge W. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // Precambrian Res. 2020. V. 342. P. 105676.
- Yang Y., Liang C., Zheng C., Xu X., Zhou X., Hu P. The metamorphic characteristics of metapelites of the Mashan Group in Mashan area, eastern Heilongjiang Province, China: constraint on the crustal evolution of the Jiamusi Massif // Gondwana Res. 2022. V. 102. P. 299–331.
- Zhang L., Liu Y.J., Li W.M., Han G.Q., Zhang J.D., Zhao Z.H., Jian X.F., Guo Q.Y. Discussion on the basement properties and east boundary of the Ergun massif // Chin. J. Geol. 2013. V. 48. P. 227–244 (in Chinese with English abstract).
- Zhao S., Xu W.L., Tang J., Li Y., Guo P. Timing of formation and tectonic nature of the purportedly Neoproterozoic Jiageda Formation of the Erguna Massif, NE China: constraints from field geology and U–Pb geochronology of detrital and magmatic zircons // Precambrian Res. 2016. V. 281. P. 585–601.
- Zhou J.B., Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 1365–1377.
- Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Zhao G.C., Liu F.L., Qiao D.W., Ren S.M., Liu J.H. A > 1300 km late Pan-African metamorphic belt in NE China: new evidence from the Xing’an block and its tectonic implications // Tectonophysics. 2011. V. 509. P. 280–292.

Рецензенты В.П. Ковач, А.Б. Котов, С.И. Школьник

The First Data on the Age and Sources of Gneisses Protolith of the Dichun Formation in the Northeastern Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt

R. O. Ovchinnikov^{a, #}, A. A. Sorokin^a, W. L. Xu^b, H. Yang^b, and N. M. Kudryashov^c

^a*Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia*

^b*College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, China*

^c*Geological Institute of the Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia*

[#]*e-mail: ovchinnikov@ignm.ru*

The results of geochemical studies of biotite gneisses of the Dichun Formation of the Bureya continental massif, as well as U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological and Lu–Hf isotope studies of zircon are present. Metamorphic rocks of the Dichun Formation are traditionally considered as part of the Early Precambrian basement of the Bureya continental massif. As a result of the reconstruction of the nature of the protolith, it was established that the biotite gneisses of the Dichun Formation in the Niman River basin of the northeastern part of the Bureya Massif are of primary magmatic origin and correspond to dacites. It is assumed that they are a fragment of the volcano-sedimentary sequence. As a result of U–Th–Pb geochronological studies of zircon, it is shown that the age of the protolith of these orthogneisses corresponds to the Late Tonian (771 ± 2 Ma), and not to the Early Precambrian, as it was previously believed. The obtained age estimate is the first for metamorphic rocks of the Dichun Formation within the Bureya Massif. Geochemical features of metamorphic rocks of the Dichun Formation indicate their similarity to acid within-plate magmatic rocks. The results of Lu–Hf in situ isotopic studies, indicating a significant role of juvenile material during the formation of the initial melts of their protolith, do not contradict this conclusion. The new geochronologic data and previously published data point out a wide Neoproterozoic magmatic processes in the geologic history of the Bureya Massif. Coeval magmatic impulses are also noted within the entire ensemble of continental massifs of the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt, and probably related to the breakup of the Rodinia supercontinent.

Keywords: Bureya–Jiamusi–Khanka superterrane, metadacites, geochronology, U–Th–Pb method, Lu–Hf method

УДК 551.736.1(571.65):621.039.86

*Посвящается Виктору Гдальевичу Ганелину,
пионеру детальной стратиграфии верхнего палеозоя Омогонского массива*

ПОГРАНИЧНЫЕ НИЖНЕ-СРЕДНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОМОГОНСКОГО МАССИВА И ЕГО ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): U–Th–Pb SIMS ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ, ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ($\delta^{13}\text{C}$) ХАРАКТЕРИСТИКА

© 2025 г. А. С. Бяков^{1,*}, В. Г. Ганелин², Р. В. Кутыгин³, Н. И. Караваева¹, И. В. Брынько¹,
Г. О. Ползуненков¹, И. Л. Ведерников¹

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
Магадан, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

*e-mail: abiaikov@mail.ru

Поступила в редакцию 22.08.2024 г.

После доработки 26.09.2024 г.

Принята к публикации 08.10.2024 г.

Приведены новые результаты U–Th–Pb SIMS датирования цирконов из пограничных ниже-среднепермских отложений Омогонского массива и его юго-восточного обрамления, впервые получена U–Pb датировка (275 ± 2 млн лет) границы нижней и средней перми Региональной стратиграфической шкалы Колымо-Омогонского региона. Рассмотрены стратиграфические последовательности пограничных ниже-среднепермских отложений в опорных разрезах Омогонского массива и его юго-восточного обрамления. Дана характеристика экосистем Колымо-Омогонского региона в интервале конец ранней – начало средней перми. Установлен крупный отрицательный экскурс величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в верхах кунгурского яруса нижней перми, совпадающий с ранее выявленным отрицательным экскурсом $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ в южной части Омудевского блока и аналогичным отрицательным экскурсом в Южном Китае и континентальных отложениях Северной Италии. Приведена палеонтологическая характеристика соответствующих региональных подразделений, иллюстрируемая изображениями основных представителей биоты нижней зоны среднего отдела, в том числе описаны и изображены характерные роудские аммоноидеи *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev, 1961). Описан новый вид брахиопод продуктид *Terrakea koragoi*, sp. nov.

Ключевые слова: U–Th–Pb SIMS датирование, био- и хемотратиграфия, мелкие фораминиферы, двустворки, брахиоподы, аммоноидеи, Региональная стратиграфическая шкала, граница нижней и средней перми, Омогонский массив, Северо-Восток Азии

DOI: 10.31857/S0869592X25030043, EDN: TDYGYG

ВВЕДЕНИЕ

Региональные стратиграфические шкалы (РСШ) перми Северо-Востока России отражают единственную в нашей стране полную морскую стратиграфическую последовательность пермских отложений (Решения..., 2009) и поэтому во многом уникальны. Эти шкалы

достаточно близки между собой и хорошо обоснованы биостратиграфически, являясь эталонными для восточной части Бореальной биогеографической надобласти. Их стратиграфической основой является эволюция бентосных экосистем, для характеристики которых избраны три доминирующих группы достаточно быстро

эволюционирующих фаун — брахиоподы, двусторчатые моллюски и мелкие фораминиферы. В отложениях нижнего отдела и базальной части среднего отдела им сопутствуют аммоноидеи (Ганелин, 1984; Ганелин и др., 2001; Ganelin, Biakov, 2006; Kutugin, 2006; Karavaeva, Nestell, 2007). В соответствии с этим в РСШ выделяются четыре региональных отдела, девять региональных ярусов (региоярусов) и 18 региональных зон, в основу которых положены надгоризонты и горизонты региональных схем, принятых региональными стратиграфическими совещаниями.

Границе нижнего и среднего отделов пермской системы в РСШ отвечает граница между халалинским региональным ярусом, сопоставляемым со средней и верхней частями кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы (МСШ), и русско-омолонским региоярусом, сопоставляемым с нижней и средней частями роудского яруса. В зональном расчленении этого стратиграфического интервала особое место принадлежит нижней зоне русско-омолонского региояруса — зоне *Mongoliosia russiensis*—*Aphanaia dilatata*, подошва которой отвечает основанию среднего отдела перми. Высокоспециализированный вид-индекс этой зоны *Mongoliosia russiensis* пользуется широким распространением не только в пределах Омолонского массива и Верхоянья, но и в Центральной Монголии (Мананков, Павлова, 1976), что позволяет проводить прямую стратиграфическую корреляцию столь удаленных регионов. Еще больший корреляционный потенциал придает зоне присутствие в ее составе аммоноидей рода *Sverdrupites*, обеспечивающих прямые корреляции с различными биохорами перми Северного полушария: роудским ярусом Канадской Арктики и Северной Америки, казанским ярусом Восточно-Европейского региона, одновозрастными отложениями архипелага Новая Земля.

В то же время значительный эндемизм северо-восточно-азиатской пермской фауны, в составе которой практически полностью отсутствуют конодонты и фузулиниды — ортостратиграфические группы для позднего палеозоя, не позволяет напрямую коррелировать большую часть региональных стратонев перми Северо-Востока России с ярусами МСШ пермской системы. Поэтому проблема трансрегиональных корреляций остается одной из самых труднорешаемых задач региональной геологии Северо-Восточной Азии.

В последнее время благодаря использованию прецизионного U—Pb TIMS и U—Th—Pb SIMS датирования цирконов из синхронных туфогенных

пород (Davydov et al., 2016, 2018; Бяков и др., 2017а, 2017б) и методов углеродной хемотратиграфии (Захаров и др., 2014; Бяков и др., 2017в, 2021) эта проблема постепенно решается.

В предлагаемой статье приведены описания основных разрезов пограничных ниже-среднепермских отложений Омолонского массива и его юго-восточного обрамления, дана их современная палеонтологическая характеристика. Также приводятся новые результаты U—Th—Pb SIMS датирования цирконов из двух проб обсуждаемого интервала, а также новые данные по изотопной характеристике ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$) региональных аналогов верхней части кунгурского яруса—нижней части роудского яруса.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГРУПП БИОТЫ СИСТЕМЫ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИХ БАСЕЙНОВ НА РУБЕЖЕ РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ПЕРМИ

Граница ранней и средней перми в рассматриваемом регионе связана с крупными изменениями в составе бентосных экосистем. На смену печоро-колымскому типу донных сообществ, просуществовавшему на протяжении второй половины ранней перми, в средней перми приходит иной, колымо-омолонский, тип бентоса (Ганелин и др., 2001). Завершение раннепермской эпохи в системе морских бассейнов Северо-Восточной Азии ознаменовалось первым крупным событием вымирания, затронувшим все основные группы фауны — мелких фораминифер, брахиопод, двусторчатых и головоногих моллюсков (Бяков, 2012). Следует отметить крайнюю редкость находок остатков какой-либо фауны в терминальной кунгурской зоне *Kolymaella*—*Bocharella*—*Aphanaia korkodonica*. Известно лишь единичное число разрезов (в частности, разрезы по рр. Русская-Омолонская и Мунугуджак), где соответствующий интервал охарактеризован редкой, исключительно бентосной фауной.

Среди фораминифер в рассматриваемом интервале вымирают 23 вида (60%) и пять родов (30%), появляются только шесть новых видов, новых родов нет. Среди двусторок вымирают 55 видов (78%) и 20 родов (50%), появляются всего три новых вида, сходных с видами из более древних отложений, новых родов не отмечено. Общее разнообразие двусторок составляет всего 17 видов, относящихся к 12 родам (с учетом транзитных форм). Почти все они приурочены к мелководным фациям. В более глубоководных обстановках очень редко отмечаются

лишь единичные находки двух-трех видов. Общий облик сообщества двустворок имеет реликтовый характер за счет явного доминирования представителей раннепермских родов, таких как *Aphanaia*, *Astartella*, *Wilkingia*, *Praeundulomya*, *Pyramus* (Biakov, 2006).

Брахиоподы также испытывают катастрофический упадок — среди них вымирает 31 вид (86%) и 15 родов (52%), появляются лишь пять новых видов и два рода. В сообществах, характеризующих мелководные карбонатные фации, преобладают представители родов *Kolymaella*, *Boharella*, редкие *Rhynchopora*, *Rhynoleichus*, *Neospirifer*, *Spiriferella* (Ganelin, Biakov, 2006). Всего отсюда известно 10 видов девяти родов.

Достоверные находки аммоноидей в отложениях характеризуемого уровня на Северо-Востоке России не известны. С завершением ранней перми (конец времени Kuliki–Andrianovi) вымер род *Tumarceras*, доминировавший в кунгурском сообществе аммоноидей. Покинули рассматриваемые палеоакватории длительно существовавшие здесь пролеканиты рода *Neouddenites* (Кутыгин, 2023). Однако отчетливые филогенетические связи между кунгурскими и роудскими таксонами свидетельствуют о том, что в период биотического кризиса, произошедшего в конце ранней перми, в восточной части Бореальной надобласти могли существовать мелкие ареалы аммоноидей, в которых продолжали развиваться монголоцератиды и спиролегоцератиды (Кутыгин и др., 2002; Леонова и др., 2005).

В трех из рассматриваемых в данной статье разрезах (кроме разреза по р. Мунугуджак) остатки фауны в верхах нижней перми (верхи халалинского горизонта, зона *Kolymaella*–*Boharella*–*Aphanaia korkodonica*) практически отсутствуют, кроме редких *Aphanaia cf. korkodonica* Biakov и *Kolymopecten kolymaensis* (Maslennikov) в разрезе по р. Русская-Омолонская и *Praekolymia* sp. в разрезе по руч. Федоровский.

В начале роуда (время *Russiensis*–*Dilatata*) происходит увеличение в два-два с половиной раза биоразнообразия во всех группах фауны (Бяков, 2012). Возникают многие представители таксонов, доминирующих на протяжении более поздних этапов развития. Фораминиферы представлены 44 видами 12 родов. Появляются 18 новых видов, к концу рассматриваемого времени вымирают только четыре вида; вымерших родов нет.

Двустворчатые моллюски представлены 43 видами 26 родов, из которых вновь появившиеся

насчитывают 32 вида и восемь родов. Ведущая группа двустворок — колымииды — испытывает расцвет: в это время существуют шесть родов иноцерамоподобных и возникают два новых рода (*Cyrtokolymia* и *Kolymia*), причем последний составляет основу бентосных сообществ на протяжении роуда и ворда.

Брахиоподы насчитывают 25 видов 23 родов. Появляются 18 видов 16 родов брахиопод, среди которых увеличивается распространение и разнообразие линопродуктид и лихаревиид, появляются характерные специализированные роды, в том числе такие, как *Mongolosia*, *Terrakea* и *Strophalosia* (Ганелин и др., 2001). Вымирают четыре вида и два рода.

В начале роуда произошло полное видовое обновление верхояно-омолонского сообщества аммоноидей (Budnikov et al., 2020). Их ареал занял наибольшие за всю пермскую историю площади, особенно в Омолонском бассейне (Кутыгин, 2015). Важным стало появление короткоживущего рода *Sverdrupites*, который очень быстро освоил обширные акватории от Канадской Арктики до Новоземельского и Волго-Уральского регионов. Род *Biarmiceras* из восточной части Бореальной надобласти проник в Волго-Уральский регион, где приобрел наибольшее таксономическое разнообразие. В это же время в северо-восточных морях появился экзотичный карликовый род *Anuites*, представители которого, помимо Омолонского массива, известны в Западном Верхоянье и Волго-Уральском регионе (Андрианов, 1985; Barskov et al., 2014). Особый интерес вызывает проникновение в Верхоянский бассейн рода *Daubichites* (Андрианов, 1968), характеризующего роудские отложения Бореальной, Тетической и Нотальной надобластей.

Начало роуда совпадает с крупной трансгрессией и вероятным потеплением климата, выраженным в появлении ряда тетических и западнобореальных форм среди двустворчатых моллюсков (*Septimyalina*?, *Vnigripecten*, *Cyrtorostra*) (Бяков, 2020), брахиопод (*Mongolosia*, *Terrakea* и *Strophalosia*) и аммоноидей (*Daubichites*). В ряде относительно мелководных бассейнов Колымо-Омолонского региона (Омолонский, Тасканский) возобновилось интенсивное карбонатонакопление, выраженное в присутствии своеобразных сероводородистых известняков, часто называемых “колымиевыми” (Кашик и др., 1990; Brynko et al., 2019), которые слагают толщи значительной мощности как в относительно мелководных бассейнах

(Омолонском и Тасканском), так и в более глубоководных — Сугойском и Арга-Тасском, где их мощность достигала 500 м.

Раннероудское событие, широко прослеживаемое в Бореальной надобласти и ряде регионов Тетиса и Гондваны, характеризуется инновациями в основных группах фауны и масштабной экспансией аммоноидей (Котляр и др., 2004; Бяков, 2010; Barskov et al., 2014; Silantiev et al., 2024 и др.).

На фототаблицах (табл. I–V) приведены наиболее характерные таксоны нижней части русско-омолонского региояруса. Изображенный палеонтологический материал хранится в следующих учреждениях: фораминиферы — в Центральном научно-исследовательском музее им. Ф.Н. Чернышова (ЦНИГРМ), Санкт-Петербург, в коллекции № 13159 и в Территориальном фонде геологической информации (ТФГИМ), Магадан, в колл. № 616; брахиоподы — в музее Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН им. Н.А. Шилов (СВКНИИ), Магадан, в колл. № 02-06.118; двустворчатые моллюски — там же, колл. №№ 02-06.98, 02-06.99, 02-06.100, 02-06.107, 02-06.116 и в Территориальном фонде геологической информации (ТФГИМ), Магадан, в колл. № 1062; аммоноидеи — в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ИГАБМ), Якутск, колл. № 175.

ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОГРАНИЧНЫХ НИЖНЕ-СРЕДНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДАТИРОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Юго-восток Омолонского массива является стратотипической местностью всех региональных отделов и региональных ярусов, составляющих РСШ перми Колымо-Омолонского региона. Четыре из наиболее изученных и наиболее полных разрезов представляют наибольший интерес для характеристики обсуждаемых материалов (рис. 1).

Три из них — разрез в верховьях р. Хивач, на ручье Водопадный, разрез на р. Русская-Омолонская и разрез на р. Мунугуджак — располагаются в пределах Омолонского массива и представлены в основном карбонатной серией отложений. Латерально к юго-востоку они замещаются туфогенно-кремнистыми образованиями Гижигинской структурно-фациальной зоны, непрерывный разрез которых представлен в верховьях р. Парень, по руч. Федоровский (рис. 2).

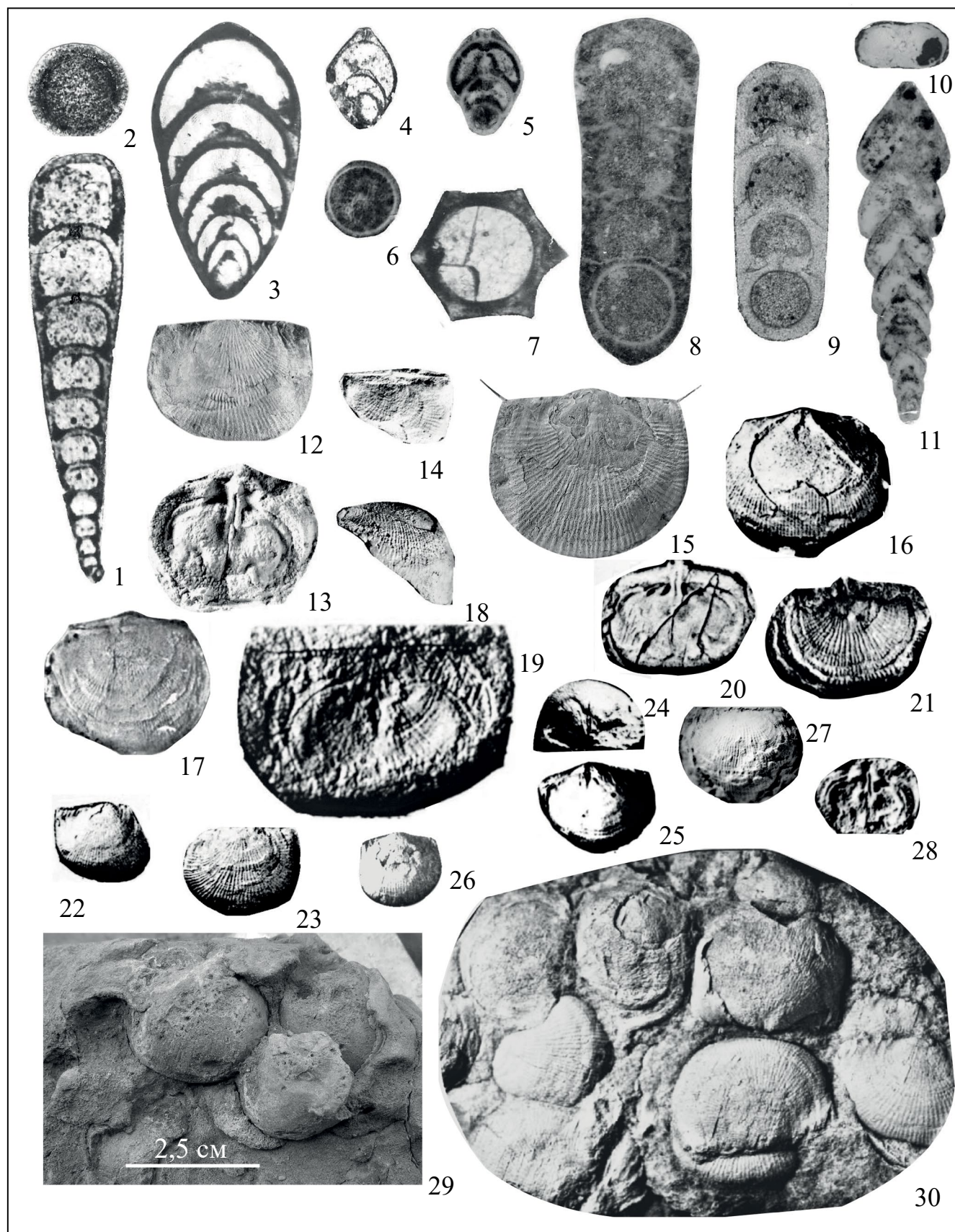
Разрез по р. Русская-Омолонская

Этот разрез является стратотипическим для русско-омолонского региояруса и составляющих его региональных зон. Более подробное описание разреза имеется в (Кашик и др., 1990). Здесь приведена более полная и обновленная палеонтологическая характеристика, особенно это касается двустворчатых моллюсков.



Рис. 1. Расположение основных разрезов пограничных нижне-среднепермских отложений на Северо-Востоке России.

1–3 — Омолонский массив: 1 — р. Русская-Омолонская, 2 — руч. Водопадный, 3 — р. Мунугуджак; 4 — юго-восточное обрамление Омолонского массива, руч. Федоровский, приток р. Парень. Пунктиром показан контур Омолонского массива.



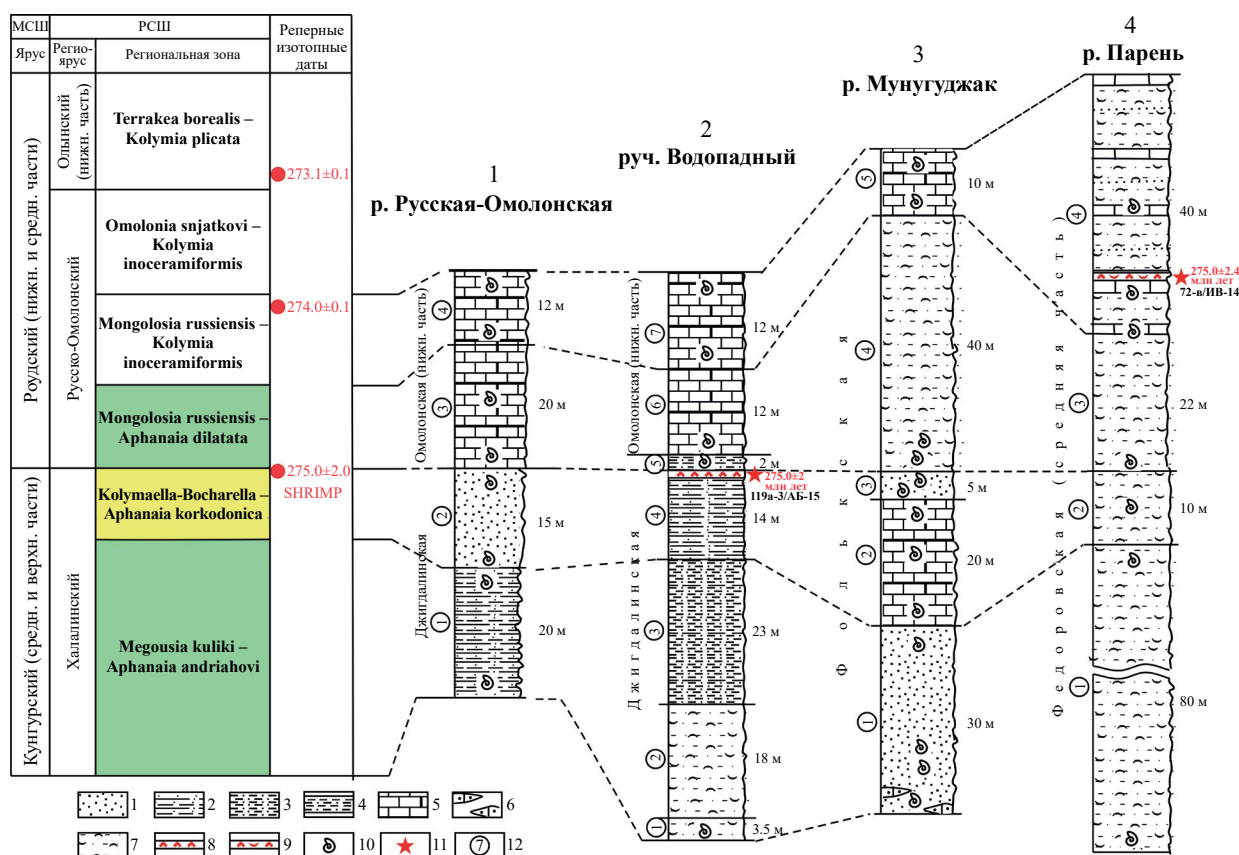
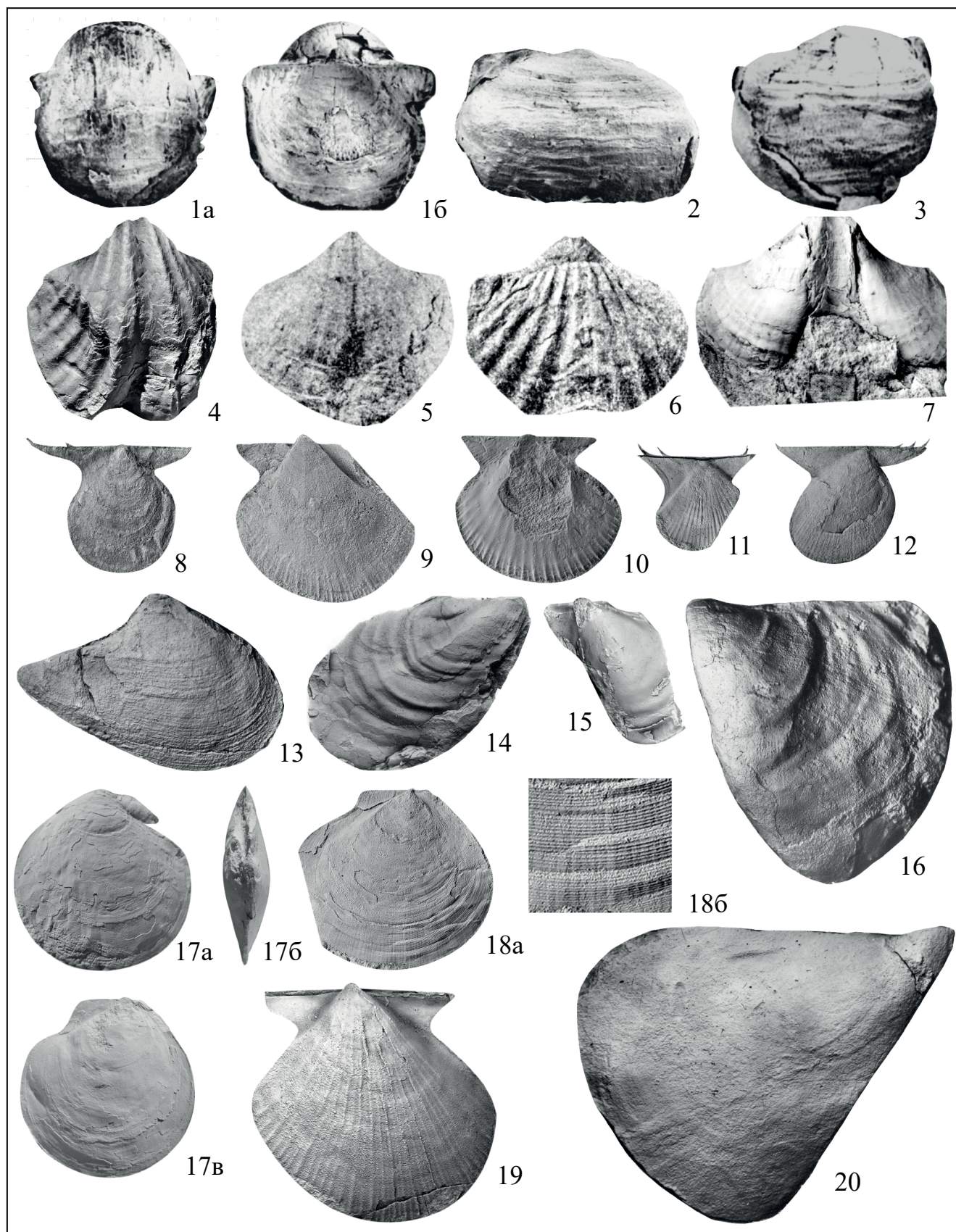


Рис. 2. Корреляция основных разрезов пограничных нижне-среднепермских отложений Омолонского массива и его юго-восточного обрамления.

1 – песчаники, 2 – переслаивание песчаников и алевролитов, 3 – алевролиты, 4 – алевролиты с прослоями аргиллитов, 5 – сероводородистые известняки, 6 – карбонатно-фосфатные линзы, 7 – туффы, 8 – бентонитовый туф, 9 – туффит среднего состава, 10 – остатки ископаемой фауны, 11 – датированные образцы, 12 – номера пачек. В графе “Региональная зона” зеленой заливкой показаны интервалы увеличения таксономического биоразнообразия, желтой – интервалы вымирания. Реперные изотопные даты приведены по (Davydov et al., 2018) и настоящей статье. Слева от литологических колонок приведены названия свит.

Таблица I. Фораминиферы и брахиоподы нижнерудских отложений Омолонского массива и его юго-восточного обрамления. Все экземпляры, кроме специально отмеченных, даны в натуральную величину. Изображения фораминифер приведены по (Karavaeva, Nestell, 2007).

1–2 – *Protonodosaria curvula* Karavaeva et Nestell, $\times 80$: 1 – голотип ЦНИГРМ № 1/13159, аксиальное сечение, 2 – экз. ЦНИГРМ № 2/13159, поперечное сечение; руч. Водопадный, верхи джигдалинской свиты, пачка 5 (рис. 2); средняя пермь, русско-омолонский регионарус, зона *Mongolusia russiensis*–*Aphanais dilatata*; 3 – *Pseudonodosaria dzhigdaliniensis* Karavaeva et Nestell, $\times 80$, голотип ЦНИГРМ № 140/13159, сечение, близкое к аксиальному; местонахождение и возраст те же; 4–6 – *Rectoglandulina pusilla* Karavaeva et Nestell, $\times 80$: 4 – экз. ЦНИГРМ № 84/13159, сечение, близкое к аксиальному; 5 – голотип ЦНИГРМ № 85/13159, аксиальное сечение, 6 – экз. ЦНИГРМ № 86/13159, поперечное сечение; местонахождение и возраст те же; 7–9 – *Nodosaria pseudolata* Karavaeva et Nestell, $\times 80$: 7 – экз. ЦНИГРМ № 8/13159, поперечное сечение, 8 – голотип ЦНИГРМ № 7/13159, сечение, близкое к аксиальному, 9 – ЦНИГРМ № 9/13159, тангенциальное аксиальное сечение; 10, 11 – *Ichthyolaria ganelinae* (Karavaeva), $\times 80$: 10 – экз. ТФГИМ № 616/5-3 (14), поперечное сечение, 11 – голотип ТФГИМ 616/5-3 (14), аксиальное сечение; местонахождение и возраст те же; 12–21 – *Mongolusia russiensis* (Zavodovskiy): 12 – брюшная створка, 13 – внутреннее строение спинной створки, 14 – фрагмент раковины с сочлененными створками с наружной стороны спинной створки, видна узкая арка брюшной створки; местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 1; 15–19 – раковина с сочлененными створками: 15 – со стороны брюшной створки, $\times 1.5$, 16 – то же, 17 – со стороны спинной створки, 18 – брюшная створка сбоку, 19 – отпечаток внутреннего строения спинной створки, хорошо виден ряд игл по замочному краю, $\times 2$, 20 – внутреннее строение спинной створки, 21 – спинная створка с наружной стороны; р. Русская-Омолонская, пачка 3; возраст тот же; 22–28, 30 – *Mongolusia* sp.: 22, 23 – брюшные створки, 24–26 – ядра брюшных створок в разных положениях, 27 – наружный отпечаток спинной створки, 28 – внутреннее строение спинной створки, 30 – скопление брюшных и спинных створок, $\times 2$; местонахождение и возраст те же; 29 – *Mongolusia* sp., ядра брюшных створок; верховья р. Парень, руч. Федоровский, федоровская свита, пачка 4; зона *Mongolusia russiensis*–*Kolymia inoceramiformis*.



Снизу вверх по разрезу здесь представлены:

Джигдалинская свита

1. Известковистые песчаники, алевролиты с конкрециями сульфидов. В прикровельной пятиметровой пачке фауна: фораминиферы *Frondicularia prima* Gerke, *Rectoglandulina primitiva* Karavaeva, *Ichthyolaria dilemma* (Gerke) и др., брахиоподы *Megousia kuliki* (Fredericks), *Neotumarinia barajensis* (Solomina), *Neospirifer paranitiensis* Zavadowsky, *Spiriferella consimilis* Abramov et Grigorjeva и др., двустворки *Aphanaia* sp., *Kolymorecten kolymaensis* (Maslennikow) и др. Мощность 20 м.

2. Серые, желтовато- и зеленовато-серые полимиктовые песчаники с очень редкими *Rhynchopora lobjaensis* Tolmatchow, *K. kolymaensis* (Maslennikow), *Aphanaia* cf. *korkodonica* Biakov. Мощность 15 м.

Омолонская свита

3. Серые сероводородистые известняки, в низах пачки — песчанистые, с фораминиферами *Ichthyolaria ganelinae* (Karavaeva), *Frondicularia ganelinae* Karavaeva, *Nodosaria omolonica* Miklukho-Maklay и др., брахиоподами *Mongolosia russiensis* (Zavadowsky), *Terrakea koragoi* Ganelin, sp. nov.,

Strophalosia sp., *Spiriferella lita* Fredericks и др., двустворками *Aphanaia* sp., *Aphanaia stepanovi* (Muromzeva), *K. kolymaensis* (Maslennikow), *Streblopteria* sp. и др. Мощность 20 м.

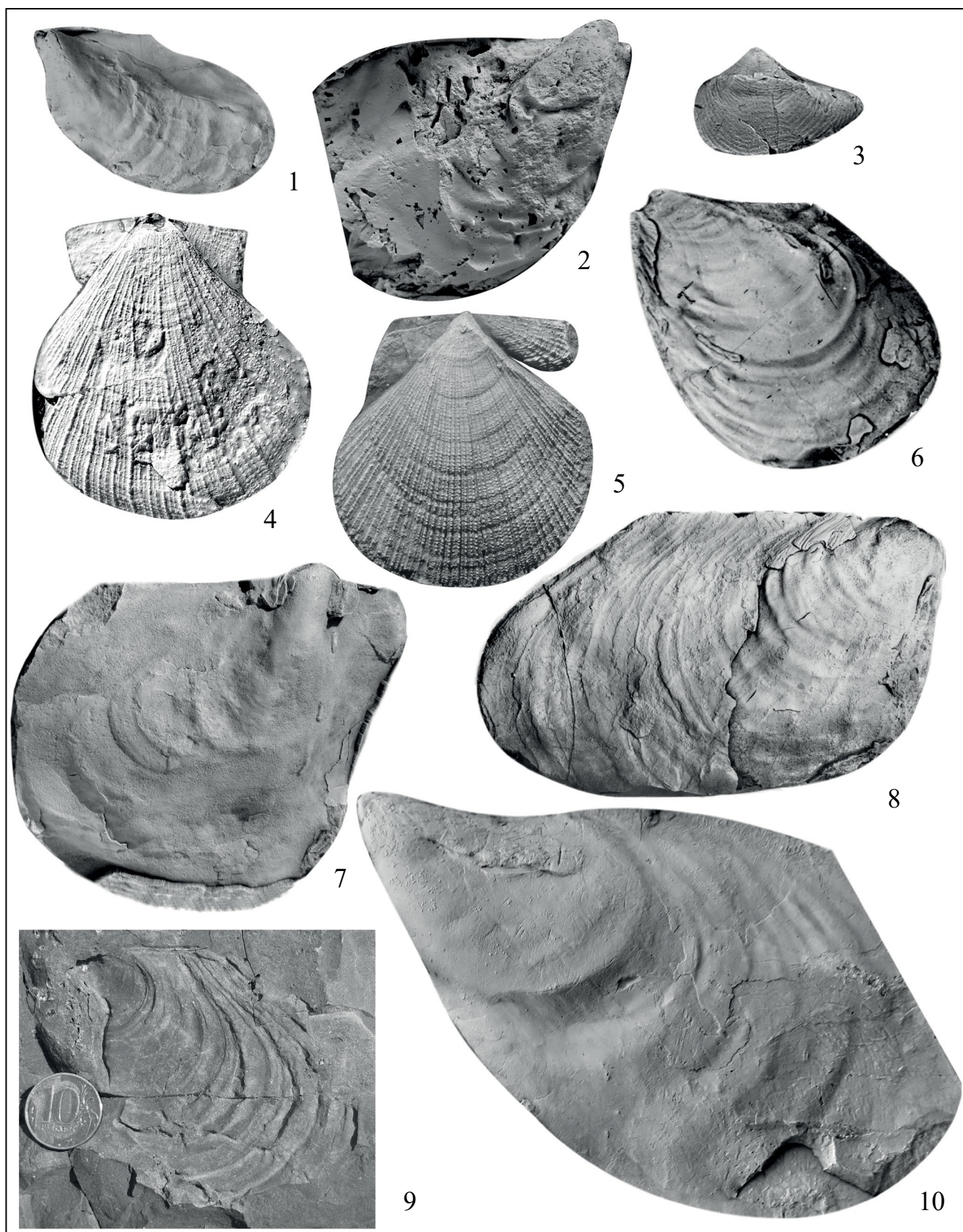
4. Серые сероводородистые известняки с брахиоподами *M. russiensis* (Zavadowsky), *T. koragoi* Ganelin, sp. nov., *Strophalosia* ex gr. *tolli* (Fredericks), *Aph. stepanovi* (Muromzeva), двустворками *Kolymia inoceramiformis* Licharew, *K. ex gr. yurii* (Astafieva), *Cyrtokolymia bobini* Biakov, *K. kolymaensis* (Maslennikow) и др. Мощность 12 м.

Разрез по руч. Водопадный, притоку р. Хивач

Этот разрез является стратотипическим для отделов и части региональных ярусов (Заводовский, 1959; Ганелин, Караваева, 1977; Ганелин, 1984; Кашик и др., 1990). Рассматриваемый стратиграфический интервал (переходные слои от халалинского региояруса джигдалинского отдела к русско-омолонскому региоярусу омолонского отдела) здесь выходит в нескольких обнажениях: собственно по руч. Водопадный, в 1.8–1.1 км ниже места слияния составляющих его ручьев Левый Водопадный и Правый Водопадный, а также по руч. Левый Водопадный, в 0.6 км выше его устья. Подошва русско-омолонского региояруса определяется здесь появлением

Таблица II. Брахиоподы и двустворчатые моллюски нижнероудских отложений Омолонского массива. Все экземпляры, кроме специально отмеченных, даны в натуральную величину.

1–3 — *Terrakea koragoi* Ganelin, sp. nov.: 1 — раковина с сочлененными створками, голотип № 1/02-06.118: 1a — со стороны брюшной створки, 1б — со стороны спинной створки, 2 — отпечаток наружной стороны спинной створки, 3 — отпечаток спинной створки со стороны шлейфа; р. Мунгуджак, руч. Фольк, фолькская свита, пачка 4; зона *Mongolosia russiensis*–*Aphanaia dilatata*; 4, 6 — *Alispiriferella gydanensis* (Zavadowsky): 4 — брюшная створка, 6 — раковина с сочлененными створками со стороны спинной створки; руч. Водопадный, верхи джигдалинской свиты, пачка 5; возраст тот же (Заводовский и др., 1970); 5 — *Spiriferella burgaliensis* Zavadowsky, фрагмент брюшной створки; местонахождение и возраст те же (Заводовский и др., 1970); 7 — *Kungaella ochotnikovii* (Zavadowsky), ядро брюшной створки; местонахождение и возраст те же; 8–12 — *Vnigripecten phosphaticus* (Girty): 8 — экз. СВКНИИ № 116/02-06.99, ядро правой створки, междуречье Ирбычан–Коргычан, возраст тот же; нижняя часть авландинской свиты; 9 — экз. СВКНИИ № 117/02–06.99, ядро левой створки, местонахождение и возраст те же; 10 — экз. СВКНИИ № 118/02–06.99, ядро левой створки с участками сохранившейся раковины, руч. Крутой, верховья р. Верхний Коаргычан, низы омолонской свиты, возраст тот же; 11 — экз. СВКНИИ № 119/02-06.99, ядро правой створки с частично сохранившейся раковиной, руч. Крутой, приток р. Хивач, верхи джигдалинской свиты; 12 — экз. СВКНИИ № 120/02–06.99, неполное ядро правой створки, левобережье нижнего течения р. Ледяная, приток р. Синяя, нижняя часть авландинской свиты; 13 — *Phestia omolonica* Biakov, голотип ТФГИМ, № 65/1062, ядро правой створки; местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 4; 14 — *Praekolymia urbajtsiae* Biakov, экз. СВКНИИ № 103/02-06.98, ядро раковины, правобережье верхнего течения р. Малая Ауланжа, возраст тот же, что и у фиг. 4, по (Бяков, 2008); 15 — *Kolymia* cf. *simkini* Porow, неполное ядро левой створки с участками сохранившейся раковины, экз. СВКНИИ № 3/02-06.107; местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 1; 16 — *Aphanaia dilatata* Biakov, голотип ТФГИМ № 9/1062, ядро левой створки (Бяков, 2010); местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 4; 17, 18 — *Streblopteria gracilicosta* Biakov, ×1.5 (кроме рис. 18б): 17 — голотип СВКНИИ № 3/02-06.116, ядро двустворчатого экземпляра с частично сохранившейся раковиной: 17a — со стороны правой створки, 17б — со стороны макушки, 17в — со стороны правой створки; местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 13; 18 — экз. СВКНИИ № 5/02-06.116, неполное ядро левой створки с сохранившейся раковиной: 18a — со стороны левой створки, 18б — участок скульптуры створки того же экземпляра, ×5; руч. Кривой, правый приток р. Левый Кедон; зона *Mongolosia russiensis*–*Kolymia inoceramiformis*; 19 — *Kolymorecten kolymaensis* (Maslennikow in Kaschirzew), экз. СВКНИИ № 133/02-06.99, ядро левой створки; местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 1; 20 — *Septimyalina? karavaevae* Biakov, голотип ТФГИМ, № 1/1062, ядро правой створки; местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 4.



в разрезе брахиопод рода *Mongolusia*, двустворчатых моллюсков родов *Kolymia* и *Cyrtokolymia* и гониатитов рода *Sverdrupites*. Здесь описан следующий разрез (снизу вверх):

Джигдалинская свита

1. Туффиты темно-зеленые, глинисто-алевритисто-песчанистые, с брахиоподами *Tomioopsis taimyrensis* Tschernjak, *Leiorhynchoidea* aff. *ripheica* (Stepanov), двустворками *Phestia undosa* (Muromzeva), *Solemya biarmica* Verneuil, *Aphanaia andrianovi* (Muromzeva et Kusnezov), *Costatoaphanaia ganelini* (Biakov), *Praekolymia urbajtisae* Biakov, *K. kolymaensis* (Maslennikow), *Streblopteria* cf. *bella* Guskov, *Praeundulomya gijigensis* (Maslennikow), *Cypriocardinia orientalis* (Licharew), *Pyramus bonus* (Lutkevich et Lobanova), *Solenomorpha kogimica* Muromzeva и др., аммоноидеями *Tumaroceras kashirzevi* Andrianov и *Neouddenites* aff. *caurus* Nassichuk. Мощность 3.5 м.

2. Ритмичное переслаивание туфоалевролитов. Мощность 18 м.

3. Глинисто-кремнистые, слабоизвестковистые алевролиты. Мощность 23 м.

4. Переслаивание алевролитов темно-серых и светло-серых, иногда с зеленоватым оттенком и известковистых песчаников с примесью пирокластического материала без остатков фауны. В верхней части пачки наблюдаются прослои (0.1–0.4 м) серых и темно-серых сероводородистых известняков. В кровле пачки обнаружен прослой (2–3 см) бентонитового туфа, представленного рыхлым белесовато-рыжеватым материалом, пластичным в мокром состоянии (обр. 119а-3/АБ-15), из которого были выделены и изучены цирконы (см. ниже) и получена средневзвешенная дата 275 ± 2 млн лет. Мощность 14 м.

5. Туфоалевролиты зеленовато-серые, глинисто-известковистые, с комковатой текстурой, переходящие в мелкозернистые туфопесчаники. Пирокластический материал в туфоалевролитах представлен вулканическим стеклом и пелловыми частицами. В пачке встречены многочисленные остатки фауны: фораминиферы *Ichthyolaria ganelinae* (Karavaeva), *N. omolonica* Miklukho-Maklay и др., двустворки *Phestia omolonica* (Biakov), *Septimyalina?* karavaevae Biakov, *Aphanaia dilatata* Biakov, *Cigarella* sp., *Kolymia* sp., *Streblopteria gracilicosta* Biakov, *Myonia* ex gr. *komiensis* (Maslennikow), *Pyramus* ex gr. *symmetricus* (Lutkevich et Lobanova) и др., брахиоподы *M. russiensis* (Zavodovsky), *T. koragoi* Ganelin, sp. nov., *Alispirifirella gydanensis* (Zavodowsky), аммоноидеи *S. harkeri* (Ruzhencev). Мощность 2 м.

Омолонская свита

6. Сероводородистые известняки с фораминиферами *Ichthyolaria ganelinae* (Karavaeva), *Rectoglandulina parva* Karavaeva и др., двустворками *Aph. stepanovi* Biakov, брахиоподами *Rh. lobjaensis* Tolmatchew, *Attenuatella stringocephaloides* Tschernjak et Licharew. Мощность 12 м.

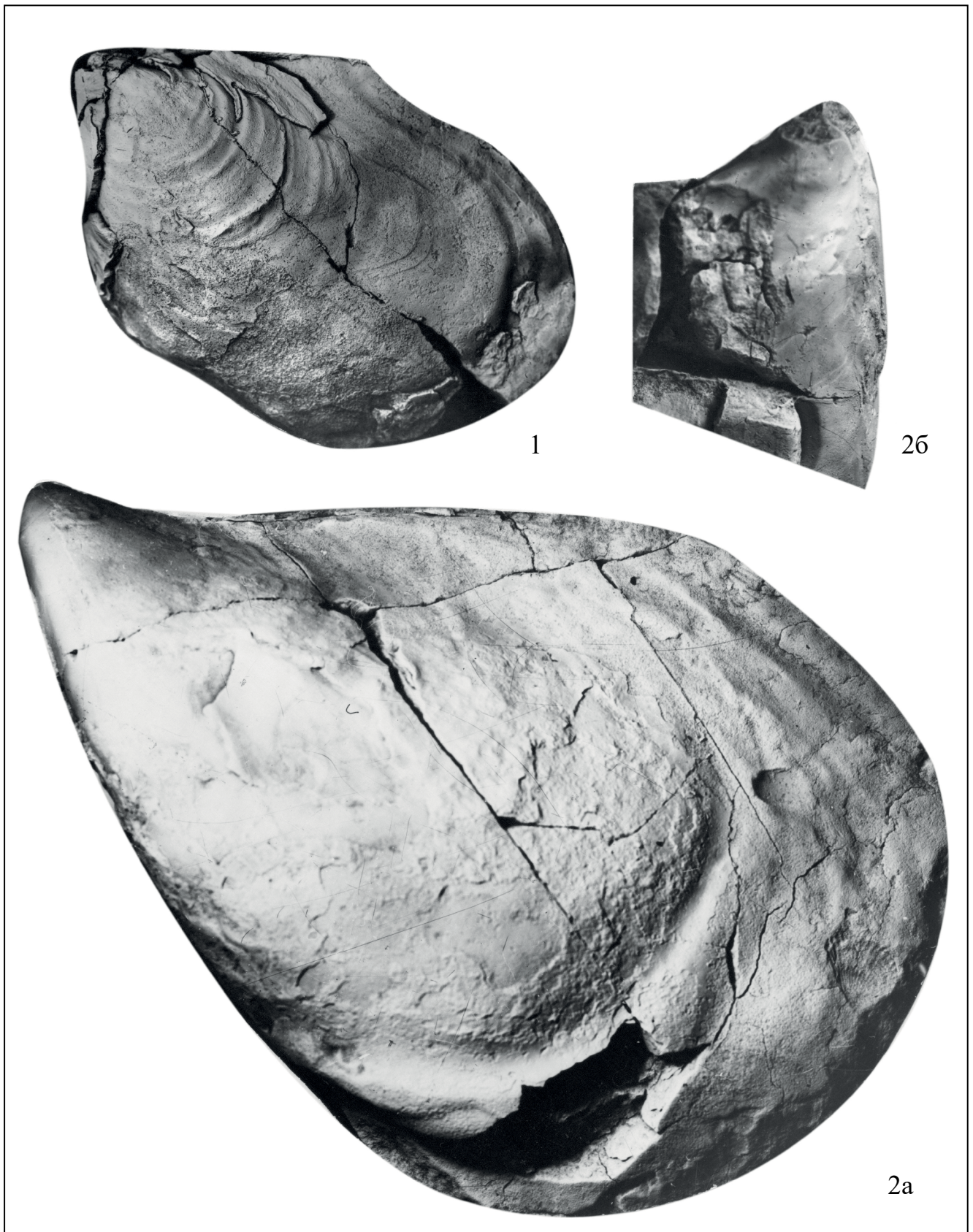
7. Сероводородистые известняки с двустворками *Aph. stepanovi* Biakov, *Kolymia* ex gr. *inoceramiformis* Licharew, *K. kolymaensis* (Maslennikow), брахиоподами *Rh. lobjaensis* Tolmatchew, *Terrakea* sp., *Tumarinia ochotnikovii* (Zavodowsky), *Neospirifer* sp., *At. stringocephaloides* Tschernjak et Licharew. Мощность 12 м.

Разрез по р. Мунугуджак

Этот разрез является стратотипическим для халалинского региояруса и составляющих его региональных зон и расположен по руч. Фольк

Таблица III. Двустворчатые моллюски нижнероудских отложений Омолонского массива и его юго-восточного обрамления. Все экземпляры, кроме специально отмеченных, даны в натуральную величину.

1 — *Kolymia* sp., экз. СВКНИИ № 4/02-06.107, ядро левой створки; руч. Федоровский, средняя часть федоровской свиты, пачка 3, обр. 70-9а/АБ-14; зона *Mongolusia russiensis*—*Aphanaia dilatata*; 2 — *Kolymia* ex gr. *yurii* (Astafieva), экз. СВКНИИ № 5/02-06.107, ядро правой створки, обр. 79-7/АБ-83, местонахождение и возраст те же; 3 — *Glyptoleda parenica* Biakov, экз. СВКНИИ № 2/02-06.107, ядро левой створки, $\times 2.5$; средняя часть федоровской свиты, пачка 4, обр. 70-15/АБ-14; зона *Mongolusia russiensis*—*Kolymia inoceramiformis*; 4, 5 — *Omolonopecten*, gen. et sp. nov., латексные слепки: 4 — с экз. СВКНИИ № 134/02-06.99, отпечаток левой створки, 5 — с экз. СВКНИИ № 135/02-06.99, отпечаток правой створки, $\times 1.2$; средняя часть фольксской свиты, пачка 4; возраст тот же, что и у фиг. 1; 6, 8 — *Kolymia inoceramiformis* Licharew: 6 — экз. СВКНИИ № 15/02-06.99, ядро левой створки с частично сохранившейся раковиной, $\times 1.4$, 8 — экз. СВКНИИ № 18/02-06.99, неполное ядро правой створки с частично сохранившейся раковиной; р. Русская-Омолонская, обн. 31, сл. 7, нижняя подсвита омолонской свиты, пачка 4 (рис. 2); возраст тот же, что и у фиг. 3; 7 — *Cyrtokolymia bobini* Biakov, голотип СВКНИИ № 108/02-06.99, ядро правой створки с участками сохранившейся раковины; местонахождение и возраст те же; 9 — *K. cf. inoceramiformis* Licharew, местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 3; 10 — *Aphanaia* aff. *stepanovi* (Muromzeva), экз. СВКНИИ № 6/02-06.107, ядро левой створки; местонахождение и возраст те же, что и у фиг. 1, обр. 70-9/АБ-14.



на левобережье р. Мунугуджак. В нем наиболее четко проявлена биостратиграфическая смена комплексов фауны на границе нижней и средней перми. В общем виде разрез описан в работе (Ганелин, 1984). Здесь дана более полная палеонтологическая характеристика, основанная на новых сборах ископаемой фауны (преимущественно двустворок) в 1999 и 2014 гг. В этом же разрезе получена изотопная характеристика (величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ — см. ниже).

Ниже приведен разрез кунгурско-нижнероудского интервала данного разреза (снизу вверх):

Фолькская свита

1. Зеленовато-серые и серые полимиктовые мелко-среднезернистые песчаники, в нижней части с линзами карбонатно-фосфатных песчаников и ракушечниковыми скоплениями брахиопод *M. kuliki* (Frederiks), *Neospirifer* sp. и др., двустворок *C. orientalis* (Licharew), *P. gijigensis* (Maslennikow), *Pyramus bonus* (Lutkevich et Lobanova), *Wilkingia* aff. *abramovi* (Muromzeva), *K. kolymaensis* (Maslennikow) и др., аммонойд *Tumagoceras* sp.; в верхах пачки — редкие брахиоподы *M. kuliki* (Frederiks). Мощность 30 м.

2. Серые сероводородистые известняки с брахиоподовыми ракушечниками, состоящими из раковин *Kolymaella ogonerensis* (Zavodowsky), *Bocharella zyrtankensis* (Ganelin et Lazarev) и редких двустворок *Ar. cf. korkodonica* Biakov. Мощность 20 м.

3. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с двустворками *Praeundulomya* sp., *Myonia* sp., *P. bonus* (Lutkevich et Lobanova), *Astartella* spp., *W. aff. abramovi* (Muromzeva). Мощность 5 м.

4. Зеленовато-серые кремнистые тонкообломочные туффиты с брахиоподами *M. russiensis* (Zavodowsky), *T. koragoi* Ganelin, sp. nov., *T. ochotnikov* (Zavodowsky), двустворками *Ph. omolonica* (Biakov), *Aph. dilatata* Biakov, *Kolymia* cf. *simkini* Popow, *Pr. urbajtsae* Biakov, *Omolonopecten*, gen. et sp. nov., *Biarmopecten*, gen. et sp. nov., *K. kolymaensis* (Maslennikow), *M. ex gr. komiensis* (Maslennikow) и др.,

гониатитами *Sverdrupites* sp., ростококонхами *Pseudoconocardium* sp. Мощность 40 м.

5. Серые сероводородистые кремнистые известняки с брахиоподами *M. russiensis* (Zavodowsky), *T. koragoi* Ganelin, sp. nov., *T. ochotnikov* (Zavodowsky), двустворками *Kolymia* sp., *Omolonopecten*, gen. et sp. nov., *Biarmopecten*, gen. et sp. nov., *K. kolymaensis* (Maslennikow) и др. Мощность 10 м.

Разрез по руч. Федоровский, притоку р. Парень

Это опорный разрез перми Гижигинской фациальной зоны, обрамляющей Омолонский массив с юго-востока. Пермские отложения рассматриваемого интервала представлены здесь средней частью федоровской свиты и вскрыты в непрерывных коренных обнажениях по руч. Федоровский (на более поздних картах ручей назван Чистым). В целом свита довольно однообразна и представлена преимущественно тонкообломочными, редко до псаммитовых, туффитами и кремнистыми породами с плохо выраженной слоистостью. Лишь в средней и верхней частях свиты присутствуют отдельные маломощные пласты сероводородистых известняков, а также мелкозернистых туфопесчаников, туффитов, туфов среднего состава (Ганелин, 1973; Решения..., 2009). Ниже приводится описание средней части разреза федоровской свиты, характеризующей переходный интервал нижне-среднепермских отложений (снизу вверх):

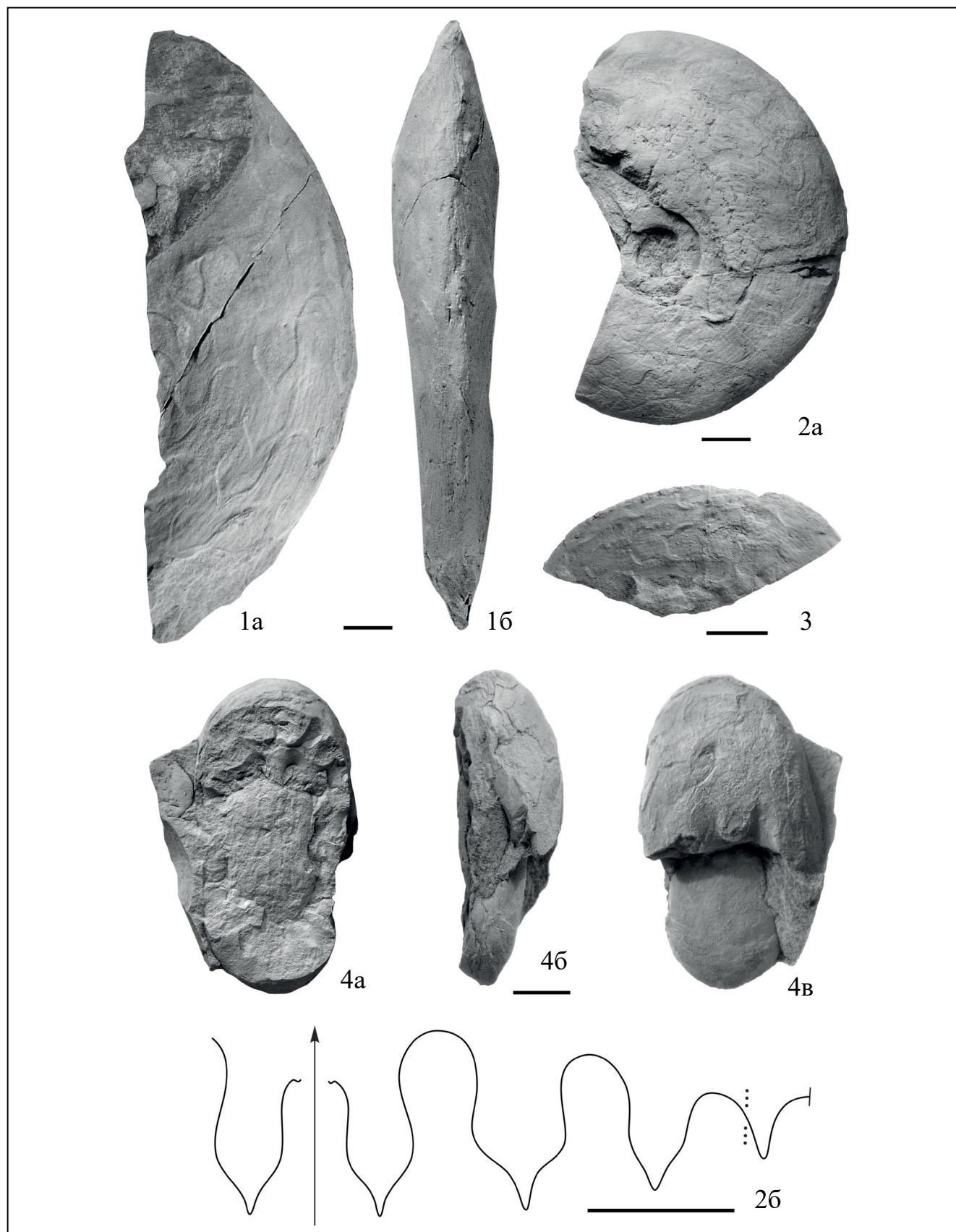
Федоровская свита (средняя часть)

1. Толсто-, реже среднепластовые неяснослоистые темно-серые до черных крепкие алевритистые туффиты, переходящие в пелитоморфные туффиты. Близ основания пачки найдены двустворки *Praekolymia* sp., а близ кровли — *Glyptolea parenica* Biakov (Бяков, 2016). Мощность 80 м.

2. Туффиты, аналогичные вышеописанным, с редкими двустворками *Praekolymia* sp. (обр. 70-8/АБ-14), близ кровли. Мощность 10 м.

Таблица IV. Двустворчатые моллюски нижнероудских отложений Омолонского массива. Все экземпляры даны в натуральную величину.

1 — *Kolymia inoceramiformis* Licharew, экз. СВКНИИ № 17/02-06.99, ядро левой створки с частично сохранившейся раковиной; р. Русская-Омолонская, обн. 31, сл. 7, нижняя подсвита омолонской свиты, пачка 4 (рис. 2); зона *Mongolosia russiensis*—*Kolymia inoceramiformis*; 2 — *Aphanaia stepanovi* (Muromzeva), экз. СВКНИИ, № 12/02-06.99, ядро левой створки с участками сохранившейся раковины: 2а — вид сбоку, 2б — примакушечная часть левой створки со стороны умбональной септы; местонахождение и возраст те же.



3. Алевритистые туффиты темно-серые до черных, толсто-неяснослоистые. В основании пачки — двустворки *Aph. aff. stepanovi* (Muromzeva) (обр. 70-9/АБ-14), *K. ex gr. yurii* (Astafieva) (обр. 79-7/АБ-83), *Kolymia sp.* (обр. 70-9а/АБ-14), аммоноидеи *Sverdrupites sp.* Мощность 22 м.

4. Переслаивание туффитов, иногда кремнистых, темно-серых до черных, толсто- и среднепластовых массивных. Встречаются прослой серых сероводородистых известняков (0.15–0.6 м) и зеленовато-серых туффитов и псефитовых туфов (0.1–0.2 м). По всему разрезу собраны многочисленные остатки двустворок колымиид *K. cf. inoceramiformis* Licharew (обр. 71/АБ-14, 70-15/АБ-14), а также *Gl. parenica* Biakov (обр. 70-15/АБ-14). В средней части пачки в подошве сероводородистого известняка обнаружены многочисленные остатки брахиопод плохой сохранности *Mongolosia sp.* Мощность пачки 40 м. В 10 м выше подошвы пачки отобран образец туффита (обр. 72-в/ИБ-14), из которого были выделены и изучены цирконы (см. ниже) и получена средневзвешенная дата 275 ± 2.4 млн лет. Мощность 40 м.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ И ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Для определения U–Pb возраста отложений отбирались пробы весом 2–3 кг из туфовых разностей, наиболее перспективных с точки зрения присутствия в них цирконов. Тяжелую фракцию извлекали после дробления и просеивания проб с применением магнитной сепарации и тяжелой (бромформной) жидкости. Окончательный отбор зерен цирконов проводился вручную под биноклем.

Немногочисленность изученных нами кристаллов циркона определяется тем, что исследованные туфовые разности в изученных разрезах являются продуктом вулканизма среднего состава и обнаружение циркона в них достаточно не тривиальная задача.

U–Pb изотопное датирование проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ

(г. Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II. Отобранные зерна цирконов вместе с зернами стандартов циркона TEMORA и 91500 были имплантированы в эпоксидную смолу и наполовину сошлифованы. Для выбора точек датирования в пределах зерна использовались оптические и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру цирконов. Катодолюминесцентное исследование осуществлялось на сканирующем микроскопе CamScan MX 2500. Измерения U–Pb отношения проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II по методике L.S. Williams (Williams, 1998). Погрешность единичных анализов (отношений и возрастов) приводится на уровне 1σ. Построение графика с конкордией проводилось с использованием специализированных библиотек IsoplotR (Vermeesh, 2018) и DensityMapping (Sircombe, 2006), реализованных в среде для статистических вычислений R (R Core Team, 2020).

Цирконы моложе 1 млрд лет характеризуются низким сигналом ^{207}Pb (Compston et al., 1992), что приводит к увеличению ошибки определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста выше 2% и, следовательно, к большим расхождениям в оценке дискордантности (D), рассчитываемой по принятой для более древних дат формуле $D = (\text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / \text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})) \times 100 - 100$. В связи с этим нами использовалось соотношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, которое более точно определяет возраст для цирконов моложе 1 млрд лет (Williams, 1998), а расчет дискордантности (степени отклонения от конкордии) выполнен по формуле: $D = 100 \times (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$. Ее использование в последние 10 лет для относительно молодых фанерозойских дат стало общепринятой практикой (Puetz et al., 2017; Powerman et al., 2021 и др.). Критерием отбора конкордантных дат служил диапазон дискордантности (D) от ~ –10 до 10%.

Качество и достоверность получаемых U–Pb изотопных дат циркона оценивается такими расчетными параметрами, как среднеквадратичное взвешенное отклонение (СКВО), указывающее на разброс данных, и вероятность конкордантности (p), которая отражает, насколько точно

Таблица V. *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev, 1961), Омолонский массив, руч. Водопадный, в 1.5 км выше устья; роудский ярус, верхи джигдалинской свиты. Сборы Н.И. Караваевой, В.Г. Ганелина и А.С. Бякова, обр. 29-3/НК-83(12/ВГ-83). Длина всех масштабных линеек 10 мм.

1 — экз. ИГАБМ, № 175/201, 1а — сбоку, 1б — с вентральной стороны; 2 — экз. ИГАБМ, № 175/170, 2а — сбоку, 2б — лопастная линия при D = 58 мм, H = 25 мм, зеркальное отображение; 3 — экз. ИГАБМ, № 175/203, сбоку; 4 — экз. ИГАБМ, № 175/204, 4а — со стороны устья, 4б — сбоку, 4в — с вентральной стороны.

расчетный возраст соответствует положению аналитических точек на конкордии. В идеальных условиях СКВО должно быть не больше 1, реже 2–3, а вероятность стремится к единице (Синькова и др., 2022).

U–Th–Pb SIMS геохронологические исследования циркона в сравнении с методом TIMS характеризуются низкой точностью. Но мы полагаем, что точность и погрешности датировок, полученных нами методом SIMS, достаточны для того, чтобы решать заявленные нами задачи — более или менее надежно оценить возраст изученных туфогенных пород.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУФОГЕННЫХ ПОРОД

Образец 119а-3/АБ-15 (координаты 63°05'28" с.ш. и 159°18'35" в.д.) отобран чуть ниже основания русско-омолонского регионального горизонта (верхи джигдалинской свиты) из разреза по руч. Водопадный (рис. 2, 3а, 3в).

Стратиграфическое положение образца определяется находками роудских аммоноидей *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev), брахиопод *Mongolusia russiensis* (Zavodovsky) и двустворчатых моллюсков *Aphanaia dilatata* Biakov и *Kolymia* sp., обнаруженными в разрезе непосредственно выше датированного образца. Отобранный материал представлен прослоем (до 2–3 см) тонкощебенчатой бентонитовой глины (туфа) желтовато-серого цвета (рис. 3в).

Образец 72-в/ИБ-14 (координаты 63°34'18" с.ш. и 160°56'10" в.д.) отобран из нижней части русско-омолонского регионального горизонта стратиграфически несколько выше первого образца — из нижней части региональной зоны *Mongolusia russiensis*–*Kolymia inosagatiformis* (средняя часть федоровской свиты (рис. 3б) в разрезе руч. Федоровский (рис. 2)). Материал представлен туффитом (рис. 3г) серого цвета, песчано-алевритовой структуры, неяснослоистой текстуры. Терригенная примесь представлена зернами полевого шпата и кварца размером 0.05–0.2 мм, угловатой, редко призматической и таблитчатой формы, плохоокатанными, с оплавленными краями. Терригенная примесь составляет 35–40% породы. Присутствуют угловатые обломки эффузивных пород среднего состава размером 0.07–0.15 мм, но также встречен один обломок округлой формы размером до 0.15 мм. Обломки эффузивных пород

составляют около 1% породы. Также встречаются единичные сферулы размером до 0.05 мм. Матрикс базального типа, хлорит-глинистого состава, слагает до 50% породы. Вторичные минералы: кальцит, развивается в основном по терригенной примеси. Аутигенный минерал — гематит, единичные зерна.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb SIMS ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Из бентонитового туфа (обр. 119а-3/АБ-15) выделено всего девять, а из туффита (обр. 72-в/ИБ-14) — восемь зерен циркона (рис. 4). Зерна размером от 70 до 220 мкм, имеют призматическую, реже таблитчатую форму. По всем зернам выполнено 19 определений изотопного состава U, Pb (табл. 1).

Тонкая осцилляторная зональность в изученных зернах свидетельствует об их магматическом генезисе. На кристаллах циркона отсутствуют следы абразии, что указывает на отсутствие их транспортировки. В цирконах из бентонитовых туфов (обр. 119а-3/АБ-15) и туффитов (обр. 72-В/ИБ-14) содержание U составляет от 101 до 557 мкг/г и от 48 до 462 мкг/г соответственно, содержание Th от 32 до 358 мкг/г и от 20 до 392 мкг/г соответственно, вариации значений отношения Th/U от 0.32 до 0.66 и от 0.44 до 0.98 соответственно. Величины Th/U отношения в изученных цирконах соответствуют таковым для магматического циркона (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003).

Для зерен циркона из бентонитового туфа рассчитанные значения возраста соответствуют пермскому возрасту (от 283.5 ± 3.5 до 268 ± 4 млн лет). Для краевой части зерна 8 (анализ 8.1) установлена высокая доля (~1%) обыкновенного свинца ($^{206}\text{Pb}_c$, %, табл. 1), которая ведет к высокой погрешности определения изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, поэтому полученная для этого зерна датировка 283.5 ± 3.5 млн лет исключена из рассмотрения (выделена серым цветом в табл. 1). Измерение центральной части зерна 7 (анализ 7.2: 281 ± 1.6 млн лет) также исключено из рассмотрения, так как с учетом индивидуальной ошибки значительно отличается от анализа краевой части зерна (анализ 7.1: 273 ± 3 млн лет) и не входит в единую статистическую совокупность, вероятно отражая более древнее магматическое событие — ранний эпизод активизации Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской, по С.Д. Соколову (1992)) вулканической дуги.

Остальные зерна образуют единую популяцию с возрастным диапазоном от 277 ± 3.5 до 268 ± 4 млн лет (табл. 1, рис. 5а, 5б).

В координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изученные зерна формируют кластер с конкордантным возрастом 275 ± 2 млн лет при значении

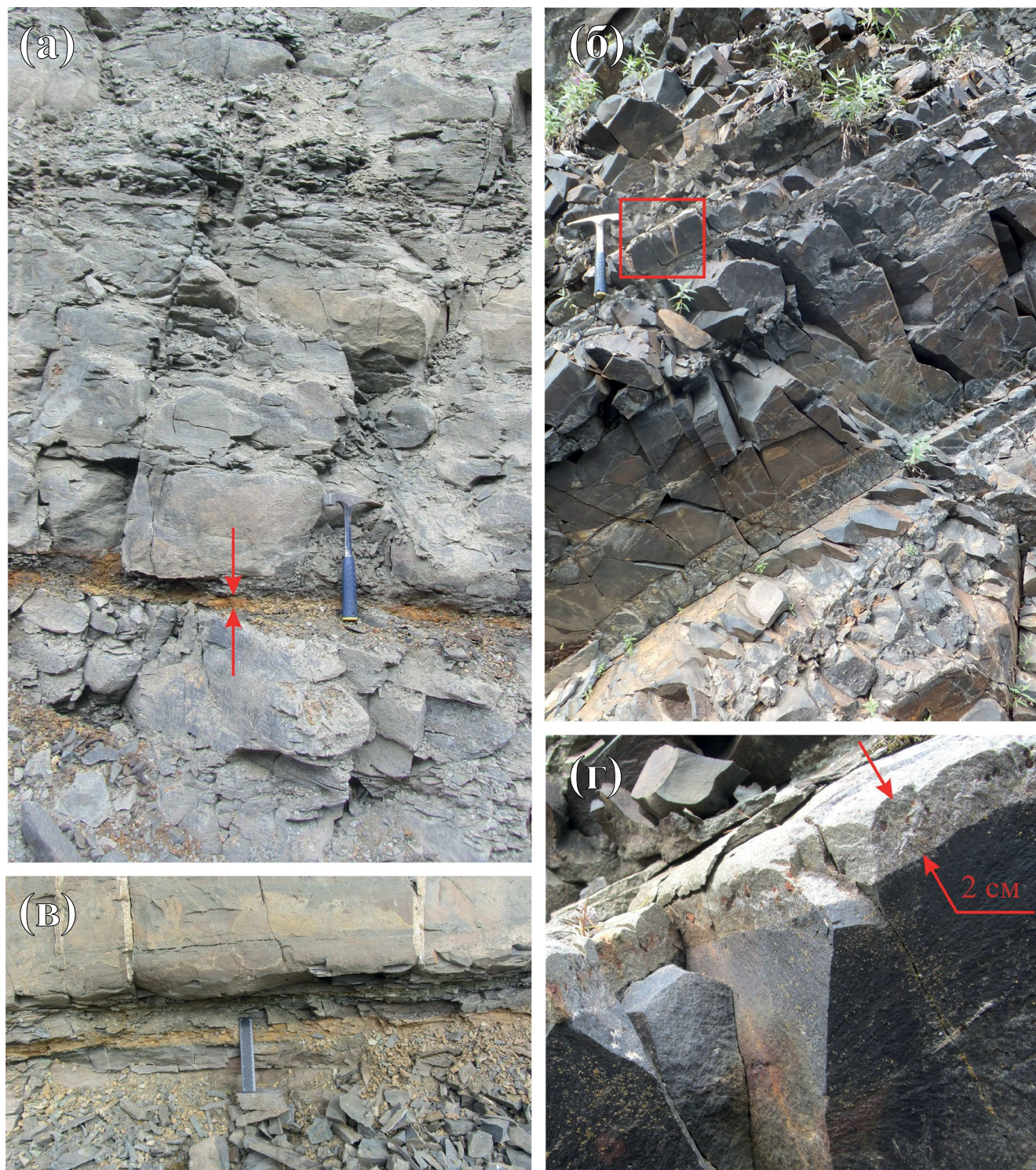


Рис. 3. Туфогенные прослои в нижне-среднепермских отложениях Омолонского массива и его юго-восточного обрамления. (а, б) — общий вид обнажений: (а) — верхи джигдалинской свиты на руч. Водопадный, (б) — средняя часть федоровской свиты на руч. Федоровский; (в, г) — прослои туфогенных пород: (в) — прослой бентонитового туфа из верхов джигдалинской свиты (обр. 119а-3/АБ-2015), длина линейки 16 см, (г) — прослой туффита из федоровской свиты (обр. 72-в/ИВ-14).



Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения цирконов из туфогенных ниже-среднепермских пород Омолонского массива и его юго-восточного обрамления.

Верхний ряд – цирконы из обр. 119а-3/АБ-15, нижний ряд – цирконы из обр. 72-в/ИБ-14. Возраст указан в млн лет.

СКВО = 0.52 и вероятности конкордантности $p = 0.93$. Полученная датировка подтверждается расчетом средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (275 ± 2 млн лет, СКВО = 0.74, $p = 0.64$).

Цирконы из туффита показали возраст в диапазоне от 372 ± 5.6 до 272.6 ± 3 млн лет (табл. 1, рис. 5в). Практически все зерна, за исключением зерна 5 с позднедевонским возрастом (анализ 5.1, край зерна – 370.5 ± 4 млн лет; анализ 5.2, центр зерна – 372 ± 5.6 млн лет с высокой долей (> 1%) обыкновенного свинца – показаны серым цветом в табл. 1), образуют статистически единую пермскую популяцию. Среди выделенной популяции значение дискордантности (критерия отбора конкордантных дат) больше 10% имеет только анализ 3.1 (краевая часть зерна 3), который составляет 11%. Отклонение в 1% считается нами несущественным, поэтому данный анализ не исключен из дальнейших расчетов и интерпретации. То же касается зерна 1, в котором датированы центр (анализ 1.2: 277 ± 2 млн лет) и краевая часть (анализ 1.1: 274 ± 3 млн лет), так как расхождения значений возраста не превышают значение индивидуальной ошибки.

Оставшиеся семь зерен в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ формируют кластер с конкордантным возрастом 275 ± 2.4 млн лет (рис. 5а, 5б), СКВО = 0.93, вероятность конкордантности 0.52. Оценка средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (рис. 5в) воспроизводит полученную дату (275 ± 2.4 млн лет, СКВО = 0.31, $p = 0.93$).

Таким образом, полученные оценки возраста для образцов туфовых разностей из двух удаленных друг от друга разрезов воспроизводят одни и те же значения средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (275 ± 2 млн лет, СКВО = 0.74, $p = 0.64$, и 275 ± 2.4 млн лет, СКВО = 0.31, $p = 0.93$) и могут служить ориентиром для определения возраста нижней части русско-омолонского регионаруса.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ($\delta^{13}\text{C}$) ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХОВ КУНГУРСКОГО ЯРУСА – НИЖНЕЙ ЧАСТИ РОУДСКОГО ЯРУСА

Обсуждаемый стратиграфический уровень связан с концом крупного трансгрессивно-регрессивного седиментационного цикла первого порядка и следующим за ним началом такого же цикла (Кашик и др., 1990) и наиболее отчетливо фиксируется в относительно мелководных разрезах Омолонского бассейна. Повсеместно в этих разрезах представлены продукты черносланцевого седиментогенеза – сульфидоносные углеродистые глинистые сланцы и тесно связанные с ними сероводородистые известняки – бактериальные карбонатолиты, наследующие аналогичные седиментологические обстановки каменноугольно-раннепермского времени и предвещающие широкий региональный черносланцевый седиментогенез позднепермской эпохи (Ганелин, 2022). По восточной периферии Омолонского бассейна фиксируются также туфы и туффиты и редкие лавы основного состава (Решения..., 2009).

Таблица 1. Результаты U–Pb SHRIMP-датирования цирконов из туфогенных ниже-среднепермских пород Омолонского массива и его юго-восточного обрамления

№ Точки	Концентрации элементов, мкг/г				Возраст, млн лет (1)				Изотопные отношения (1)						Ккор.				
	²⁰⁶ Pbс, %	²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%		
Русско-Омолонский горизонт																			
Бентонитовый туф (обр. 119-3/АБ-15, 63.091111 с.ш., 159.309722 в.д.), нижняя часть омолонской свиты (руч. Водопадный)																			
Среднезвешенный конкордантный возраст 275 ± 2 млн лет, СКВО = 0.52, p = 0.93, N = 8																			
Среднезвешенный ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст 275 ± 2 млн лет, СКВО = 0.74, p = 0.64, N = 8																			
1.1	0.00	3.740	102.35	31.62	0.3192	268.2	3.9	276.5	11.6	3	23.54	1.50	0.0534	4.60	0.3130	4.80	0.04249	1.50	0.304
9.1	0.61	3.800	101.20	33.16	0.3386	274.2	3.6	261.7	18.2	-5	23.01	1.30	0.0491	7.70	0.2940	7.90	0.04345	1.30	0.170
2.1	0.88	5.530	145.16	52.66	0.3748	277.1	3.1	270.3	22.1	-3	22.76	1.20	0.0503	9.20	0.3050	9.30	0.04393	1.20	0.124
3.1	0.00	11.100	295.21	159.62	0.5587	276.9	2.0	279.4	6.8	1	22.78	0.73	0.0523	2.70	0.3168	2.80	0.04389	0.73	0.258
4.1	0.53	9.000	238.58	99.34	0.4302	275.6	2.3	270.3	14.0	-2	22.89	0.87	0.0506	5.90	0.3050	5.90	0.04368	0.87	0.146
5.1	0.76	6.240	166.15	55.74	0.3466	274.0	2.8	259.3	19.2	-6	23.03	1.00	0.0485	8.40	0.2910	8.40	0.04342	1.00	0.124
6.1	0.87	5.440	142.91	60.50	0.4374	277.2	3.5	262.5	22.0	-6	22.76	1.30	0.0486	9.40	0.2950	9.50	0.04393	1.30	0.135
7.1	0.89	5.160	137.54	56.85	0.4271	273.3	3.2	281.9	21.9	3	23.09	1.20	0.0535	8.80	0.3200	8.90	0.04331	1.20	0.132
7.2	0.32	21.400	556.84	358.02	0.6643	281.2	1.6	286.5	9.2	2	22.43	0.58	0.0530	3.70	0.3260	3.70	0.04459	0.58	0.154
8.1	1.00	4.690	120.16	47.63	0.4096	283.5	3.5	269.5	26.0	-5	22.25	1.30	0.0490	11.00	0.3040	11.00	0.04495	1.30	0.116
Туфит среднего состава (обр. 72-в/ИВ-14, 63.571389 с.ш., 160.936111 в.д.), средняя часть федоровской свиты (руч. Федоровский)																			
Среднезвешенный конкордантный возраст 275 ± 2.4 млн лет, СКВО = 0.93, p = 0.52, N = 7																			
Среднезвешенный ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст 275 ± 2.4 млн лет, СКВО = 0.31, p = 0.93, N = 7																			
8.1	0.36	13.5	362	207	0.59	273	3.0	291.1	12	6	23.15	1.1	0.0557	4.5	0.332	4.7	0.04319	1.1	0.244
6.1	0.00	1.78	48	20	0.44	274	7.8	271.9	23	-1	23.05	2.9	0.0514	9.3	0.307	9.7	0.0434	2.9	0.297
1.1	0.00	9.75	261	117	0.46	274	2.7	285.7	9	4	23	1	0.0541	3.4	0.325	3.5	0.04348	1	0.287
3.1	0.00	2.34	63	30	0.50	274	5.3	308.5	18	11	23	2	0.0592	6.5	0.355	6.8	0.04349	2	0.293
2.1	0.00	3.77	101	46	0.48	275	4.3	281.9	14	2	22.92	1.6	0.0532	5.5	0.32	5.7	0.04362	1.6	0.279
7.1	0.00	9.75	259	245	0.98	277	3.1	267.2	10	-4	22.8	1.1	0.0498	4.1	0.301	4.2	0.04387	1.1	0.271
1.2	0.3	17.5	461.8	391.9	0.9	276.9	2.1	268.7	8.7	-3	22.78	0.79	0.05	3.6	0.303	3.7	0.04389	0.79	0.217
5.1	0.0	9.59	188.6	251.2	1.4	370.5	4.3	376.6	12.6	2	16.9	1.2	0.055	3.8	0.449	4	0.05916	1.2	0.300
5.2	1.2	6.98	135.2	118.6	0.9	372	5.6	354.6	35.9	-5	16.83	1.6	0.051	12	0.418	12	0.0594	1.6	0.129

Примечание. СКВО – среднеквадратичное отклонение, p – вероятность конкордантности. Погрешности единичных анализов – 1σ. ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. (1) – скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный ²⁰⁴Pb. Анализы выполнены на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Дискордантность (D, %) = 100 × (Возраст (²⁰⁷Pb/²³⁵U)/Возраст (²⁰⁶Pb/²³⁸U) – 1). Серым выделены исключенные анализы (см. в тексте).

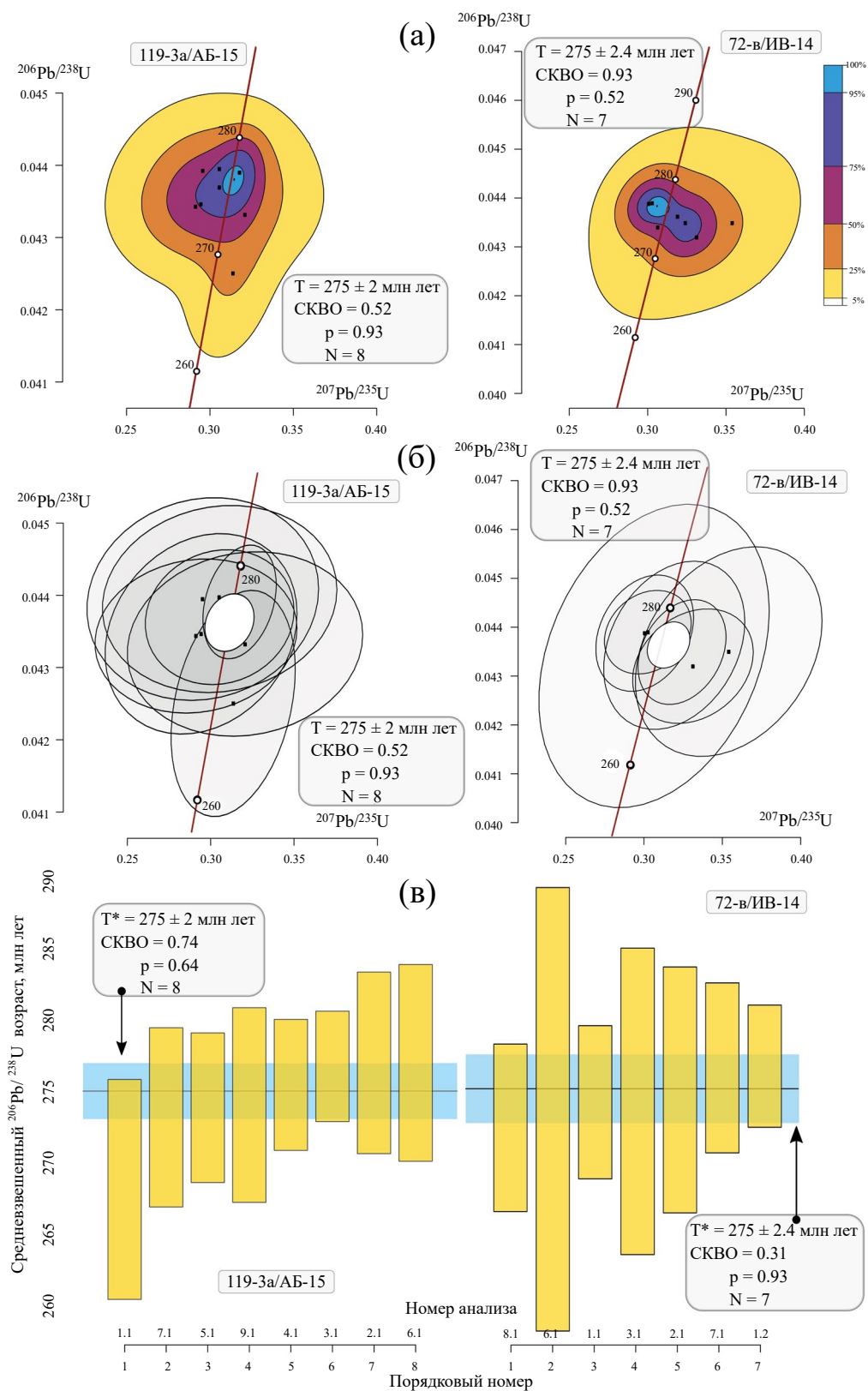


Рис. 5. Диаграммы Аррена–Везерилла с конкордией (а) и средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (б) для цирконов из изученных туфовых разностей.

Цветные области – плотность распределения точек с учетом погрешности измерений 2σ (алгоритм по Sircombe, 2006). T – средневзвешенный конкордантный возраст в млн лет, T^* – средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст в млн лет, СКВО – среднеквадратичное взвешенное отклонение, p – вероятность.

Изучение изотопного состава углерода раковинного вещества брахиопод спириферид *Tumaginia* sp. хорошей сохранности в шести образцах из верхов халалинского горизонта разреза по р. Мунугуджак, проведенное Д. Бондом и Д. Харви в Университете Лидса

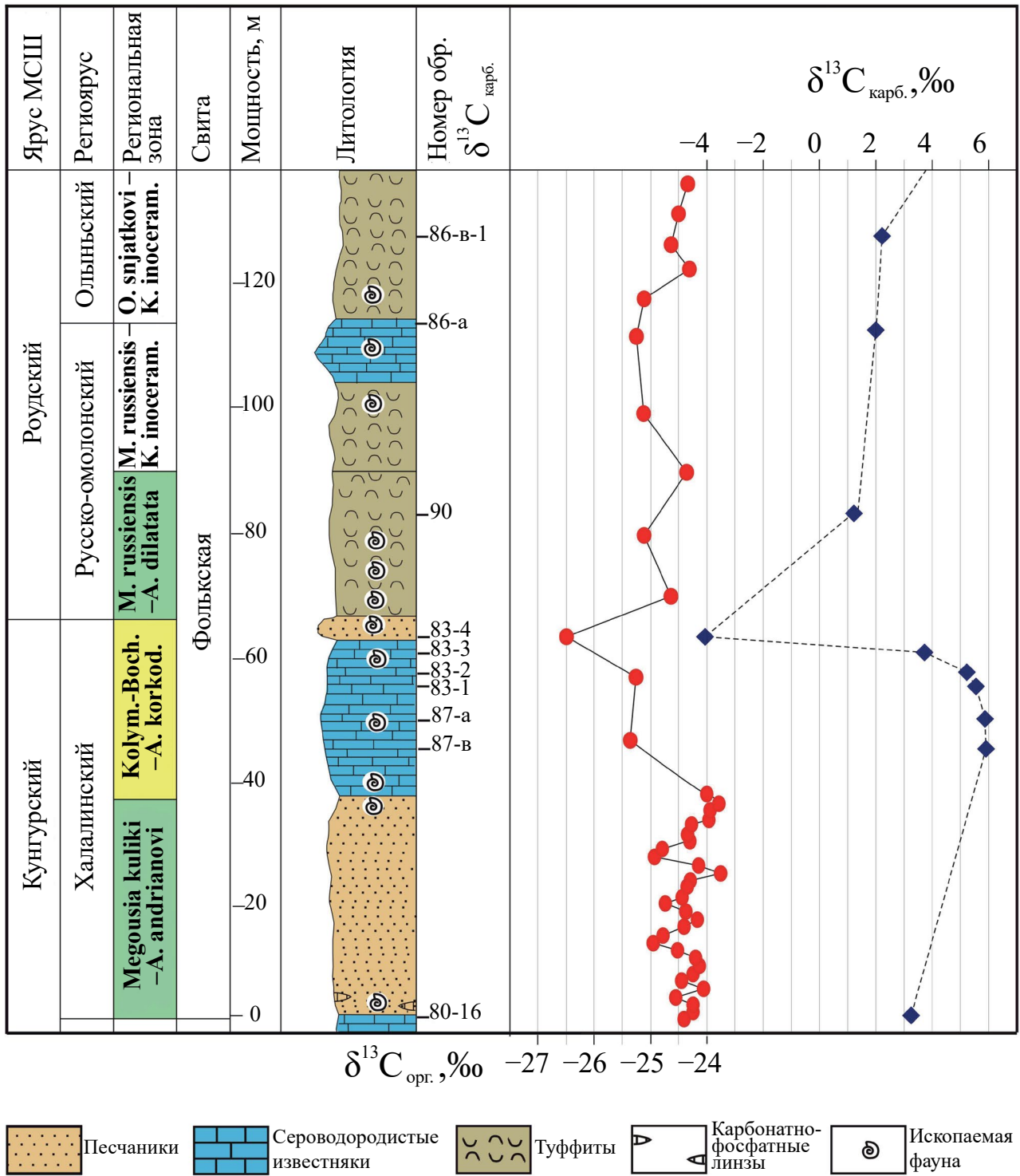


Рис. 6. График вариации величины $\delta^{13}C_{\text{карб.}}$ в разрезе по р. Мунугуджак (синие ромбы) и его сопоставление с вариацией величины $\delta^{13}C_{\text{орг.}}$ (красные кружки) в одновозрастном интервале разреза по р. Таскан (Бяков и др., 2023). В графе "Региональная зона" зеленым цветом показаны интервалы увеличения таксономического биоразнообразия, желтым — интервалы его уменьшения.

(Великобритания), позволило выявить крупный отрицательный экскурс величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ от +3.9 до -3.7‰ в конце кунгура (рис. 6).

Аналогичный отрицательный экскурс в конце кунгурского века (конец халалинского времени) недавно выявлен нами и по величине $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ в Тасканском седиментационном бассейне, располагавшемся к западу (в современных координатах) от Омолонского бассейна (от -24 до -26.5‰; Бяков и др., 2023) (рис. 6).

Из низов роуда (нижняя часть русско-омолонского региояруса) одного из рассматриваемых разрезов (по руч. Водопадный) ранее был проанализирован призматический слой раковины иноцерамоподобной двустворки *Aphanaia*? sp. indet. хорошей сохранности и получены очень высокие (+5.4‰) значения величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ (Zakharov et al., 2009). Эти значения, очевидно, свидетельствуют о полном восстановлении биопродуктивности сообществ бентоса после позднекунгурского кризиса. Данный вывод подтверждается и положительным сдвигом величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ в Тасканском бассейне — на 2‰ по сравнению с поздним кунгуром (Бяков и др., 2023). Полученные результаты находятся в хорошем соответствии с обобщенной кривой величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$, опубликованной в последнем варианте Geological Time Scale (Cramer, Jarvis, 2020), где виден отчетливый положительный сдвиг этой величины в начале роуда.

Недавно аналогичный позднекунгурский отрицательный экскурс величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ был зафиксирован в морских отложениях регионов Янцзы (Wei et al., 2020; Zhang et al., 2020), Гуанси и Сычуань (Shen et al., 2020) Южного Китая и в континентальных отложениях формации Треджиово Северной Италии (Forte et al., 2023) и связывается авторами последней публикации с возмущением углеродного цикла вследствие последней фазы дегляциации позднепалеозойского оледенения и ростом содержания атмосферного углекислого газа.

ОПИСАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТАКСОНОВ ФАУНЫ

BRACHIOPODA

ОТРЯД PRODUCTIDA

СЕМЕЙСТВО LINOPRODUCTIDAE STEHLI

Род *Terrakea* Booker, 1930

Terrakea koragoi Ganelin, sp. nov.

Табл. II, фиг. 1–3

Название вида в честь ветерана геологического изучения Северо-Востока Азии и Арктики Е.А. Кораго.

Голотип — музей СВКНИИ, № 1/02-06.118, раковина с сочлененными створками, Омолонский массив, левобережье р. Омолон, р. Мунгуджак, руч. Фольк, фолькская свита, русско-омолонский региоярус, региональная зона *Mongoloslavia russiensis*—*Aphanaia dilatata*.

Описание. Раковина средних размеров до 35 мм в ширину и 40 мм в длину, субквадратного или прямоугольного очертания, с выпуклой и плавно изогнутой брюшной створкой и хорошо развитым шлейфом. Висцеральная полость невысокая. Замочный край равен или несколько превосходит наибольшую ширину раковины. Макушка приостренная, несколько выступает за замочный край. Ушки хорошо выражены, довольно обширные, четко отграниченные от висцеральной области. Боковые поля крутые, параллельные или слабо расходящиеся. Синус отсутствует. Спинная створка резко коленчатая, с умеренно вогнутым висцеральным диском. Поверхность створок покрыта тончайшими радиальными ребрышками-струйками, разделенными равными им по ширине промежутками. Концентрическая скульптура слабо выражена в передней части брюшной створки и значительно в спинной створке, где представлена и линиями нарастания, и довольно широкими концентрическими валиками в передней части висцерального диска. По переднему краю брюшной створки располагается ряд игл, заходящий и на ушки, в количестве 10–12. Косой ряд игл отчленяет ушки от висцеральной части раковины. По направлению к переднему краю на ядрах брюшной створки немногочисленные довольно длинные бороздки — следы от протянутых оснований косо расположенных немногочисленных лежащих игл. Кпереди они сменяются концентрическим рядом косых игл без протянутых оснований, а в передней части шлейфа располагаются тонкие прямые иглы. На спинной створке многочисленные, хаотично расположенные как в висцеральной части, так и на шлейфе тонкие прямые иглы, а также небольшие бугорки — отражения оснований игл брюшной створки. Внутреннее строение характерно для рода.

Изменчивость. Возрастные изменения заключаются в изменении характера иглистости брюшной створки и увеличении количества дорзальных игл. Индивидуальная изменчивость проявляется в вариации очертания раковины от субквадратной к прямоугольной, степень

вогнутости висцерального диска — от плоского до заметно вогнутого.

Сравнение. От более молодых омомонских представителей рода *Terrakea* — *T. korkodonensis* Ganelin и *T. belokhini* Ganelin (Григорьева и др., 1977) — отличается более тонкой радиальной скульптурой, меньшим количеством лежащих игл брюшной створки, а также более тонкими дорзальными иглами, не обнаруживающими тенденцию образовывать концентрические ряды, а распределяющимися хаотично.

Распространение. Средняя пермь, нижний роуд, русско-омолонский региоярус, региональная зона *Mongolosia russiensis*—*Aphanaia dilatata*.

Материал. Многочисленные экземпляры — разрозненные створки, отпечатки створок, ядра створок, экземпляры с сочлененными створками различной степени сохранности из нескольких местонахождений: Омомонский массив, р. Русская-Омомонская, низы омомонской свиты; р. Мунугуджак, средняя часть фольской свиты; бассейн р. Гижиги, р. Хивач, руч. Водопадный, верхи джигдалинской свиты.

AMMONOIDEA

ОТРЯД GONIATITIDA HYATT, 1884

НАДСЕМЕЙСТВО NEOICOCERATOIDEA HYATT, 1900

СЕМЕЙСТВО SPIROLEGOCERATIDAE NASSICHUK, 1970

Под *Sverdrupites* Nassichuk, 1970

Sverdrupites harkeri (Ruzhencev, 1961)

Табл. V, фиг. 1–4

Spirolegoceras harkeri: Руженцев, 1961, с. 51–52, рис. 1; Nassichuk et al., 1965, p. 29–31, pl. III, figs. 3, 4, pl. IV, figs. 1–3.

Sverdrupites harkeri: Nassichuk, 1970, p. 89, pl. 21, figs. 3, 4, 6, 7, 9, pl. 22, fig. 5, text-figs. 8, 9; Богословская и др., 1982, с. 59, табл. VII, фиг. 5, рис. 26; Андрианов, 1985 (pars), с. 152, табл. XVII, фиг. 3, табл. XVIII, фиг. 1, 6, табл. XXI, фиг. 1, рис. 516–517; Кутыгин, 1996, с. 20, табл. I, фиг. 6, 8 (поп табл. I, фиг. 7), рис. 26, 2д, 2ж, рис. 4; Леонова, Шиловский, 2007, с. 33, рис. 2, табл. V, фиг. 1–6; Leonova, 2007, text-fig. 2, A, B; Barskov et al., 2014, p. 1372, text-fig. 6.3, pl. 2, figs. 1–6; Кутыгин, Бяков, 2014, рис. 2, о–с; Kutygin, Biakov, 2015, text-figs. 3, 4(b), pl. 8, figs. 9, 10.

Sverdrupites cf. *harkeri*: Андрианов, 1985, табл. XVIII, фиг. 5.

Sverdrupites ex gr. *harkeri*: Leonova et al., 2002, p. 511, text-fig. 2b.

Metalegoceras sp.: Harker, 1960, p. 77, 78, Pl. XXV, figs. 4–6.

Spirolegoceras aff. *fischeri*: Руженцев, 1961, с. 51, рис. 1, а–в; Андрианов, 1966, с. 122, 123, табл. III, фиг. 3.

Голотип — GSC, 13772. Канадский Арктический архипелаг, остров Девон, полуостров Гринелл; формация Ассистенс, роудский ярус.

Форма. Крупные умеренно инволютные, сильно деформированные раковины с относительно узким умбо.

Орнамент. Поверхность оборотов покрыта лирами, которые при средних размерах раковин тонкие и густые, а на жилых камерах взрослых экземпляров — грубые и разреженные.

Скульптура. Имеются слабо выраженные широкие пережимы, в количестве 3–4 на обороте, образующие широкий неглубокий синус на боковой стороне и невысокий выступ — на вентральной.

Лопастная линия. Ветви вентральной лопасти ланцетовидные, глубокие, со слегка оттянутым отростком в основании; разделены высоким нешироким медиальным седлом. Боковая лопасть шлемовидная, слегка сжатая в верхней части; она шире ветвей вентральной лопасти. Наружная ветвь умбональной лопасти относительно широкая и глубокая, слегка асимметричная; средняя ветвь — узкая, воронковидная.

Сравнение. От более продвинутых *S. amundseni* Nassichuk, *S. baraiensis* Kutygin и *S. bogoslovskayae* Leonova et Shilovsky рассматриваемый вид отличается ланцетовидными относительно узкими ветвями вентральной лопасти и шлемовидной широкой боковой лопастью.

Замечания. В 1983 г. на руч. Водопадный (в 1.5 км выше его устья) в верхах джигдалинской свиты В.Г. Ганелин, Н.И. Караваева и А.С. Бяков собрали коллекцию аммоноидей, раковины которых, несмотря на интенсивные деформации (табл. V), сохранили орнамент и лопастные линии. Конфигурация элементов внешнего отрезка лопастной линии свидетельствует о принадлежности этих аммоноидей к виду *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev), характеризующему русско-омолонский региоярус Омомонского массива и его восточного обрамления и нижнеделенжинский подгоризонт Верхояно-Охотского региона (Андрианов, 1985; Кутыгин, 1996; Kutygin, 2006; Kutygin, Biakov, 2015; Решения..., 2009). Вид *S. harkeri* первоначально был выделен в формации Ассистенс Свердрупского бассейна Канадского Арктического архипелага (Руженцев, 1961; Nassichuk et al., 1965; Nassichuk, 1970). Эта формация относится к роудскому ярусу (Beauchamp, Baud, 2002; Beauchamp et al., 2009), а род

Sverdrupites считается типичным представителем роудских аммоноидей (Руженцев, Богословская, 1978; Nassichuk, 1995). Принято считать, что описываемый вид являлся исходным в историческом развитии короткоживущего рода *Sverdrupites* (Леонова, Шиловский, 2007), широко распространившегося в Бореальной надобласти в период крупной трансгрессии (Budnikov et al., 2020). Представления о роудском возрасте свердрупитов подтверждаются их совместными находками с представителями рода *Daubichites* (Андрианов, 1968; Nassichuk, 1970), известного за пределами Бореальной надобласти в роудских отложениях Китая, Западной Австралии и западной части Северной Америки (штат Айдахо) (Mikesh et al., 1988; Glenister et al., 1993; Leonova, 2002).

Распространение. Вид известен в формации Ассистенс Свердрупского бассейна Канадского Арктического архипелага (Nassichuk, 1970), в средней части кочергинской свиты Новой Земли (Богословская и др., 1982), в нижней части деленжинского горизонта Верхоянья (Андрианов, 1985, Кутыгин, 1996), в средней подсвите беглинской свиты Северного Приохотья (Kutygin, Biakov, 2015), в русско-омолонском региоярсе омомонского подотдела Омомонского массива (Ganelin, Biakov, 2006), в казанских отложениях Волго-Уральского региона (Barskov et al., 2014).

Материал. Пять деформированных экземпляров из верхов джигдалинской свиты руч. Водопадный Омомонского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Как известно, основание средней перми в МСШ определяется появлением конодонта *Jinogondolella nankingensis*. В стратотипической местности (Гваделупские горы, США), к сожалению, в этом стратиграфическом интервале отсутствуют пригодные для датирования прослои туфов (Shen et al., 2020), поэтому в качестве реперной даты нижней границы роуда принята датировка (272.95 ± 0.11 млн лет) из Южного Китая непосредственно ниже появления *Jinogondolella nankingensis* (Wu et al., 2017). Здесь датированный слой пепла залегает в самом основании формации Куфенг, подстилаемой формацией Чися. Однако, как считает В.И. Давыдов (Davydov et al., 2018), в этом разрезе между формацией Куфенг и Чися присутствует перерыв, приходящийся на низы формации Куфенг.

Именно поэтому в последнем варианте Geological Time Scale (Henderson, Shen, 2020) нижняя граница роудского яруса

определена в 274.4 ± 0.4 млн лет, с учетом данных по первому появлению аммоноидей *Sverdrupites harkeri*. Таким образом, полученные нами U—Pb конкордантные даты вблизи нижней границы русско-омолонского региояруса (275 ± 2 и 275 ± 2.4 млн лет), с учетом погрешности, почти соответствуют нижней границе роуда. Наша датировка находится в хорошем соответствии и с интерпретацией результатов высокоточного U—Pb CA-TIMS датирования из разрезов средней перми (бивальвиевые зоны *Kolymia inoceramiformis* и *Kolymia plicata*) восточного обрамления Охотского массива (Davydov et al., 2018). Эти датировки составляют: 274.0 ± 0.12 млн лет для зоны *K. inoceramiformis* и 273.12 ± 0.13 млн лет для зоны *K. plicata* (рис. 2).

Крупный отрицательный экскурс величины $\delta^{13}\text{C}$, зафиксированный в конце халалинского (кунгурского) века как по $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в Омомонском бассейне, так и по $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ в Тасканском бассейне, и последующий быстрый рост этой величины в начале русско-омолонского времени (ранний роуд) являются дополнительными критериями распознавания этого рубежа, особенно в глубоководных разрезах, лишенных бентосной фауны. Аналогичные экскурсы установлены в последнее время и в других разрезах мира — в Южном Китае и Северной Италии.

Форте и др. (Forte et al., 2023) этот отрицательный экскурс связывают с возмущением углеродного цикла вследствие последней фазы дегляциации позднепалеозойского оледенения и с ростом содержания атмосферного углекислого газа. По нашему мнению, более вероятна связь этого экскурса с влиянием Таримского плюма, выразившимся, в частности, в проявлении базальтоидного вулканизма в Алазейско-Олойской зоне и на восточном обрамлении Омомонского массива (Решения..., 2009). Однако еще более вероятна его связь с активизацией среднего и кислого островодужного вулканизма в Охотском сегменте Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской, по С.Д. Соколову (1992)) вулканической дуги (Бяков и др., 2023). Последнее доказывается результатами датирования нескольких образцов детритовых цирконов, в которых присутствует популяция с возрастом около 278–280 млн лет (Бяков и др., 2010 и настоящая работа).

К нижней границе русско-омолонского региояруса приурочено появление новых родов и видов среди всех основных групп биоты. Среди брахиопод это *Mongolosia*, *Terrakea*, *Strophalosia*, среди двустворок — *Kolymia*, *Vnigripecten*,

Omolonoprecten и др., чуть позже — Cyrtokolymia, Maitaia. Очень важным событием стало появление рода Sverdrupites, который считается типичным представителем роудских аммоноидей (Руженцев, Богословская, 1978; Nassichuk, 1995). Все это свидетельствует о новом этапе развития фауны, сопоставимом по рангу с ярусом.

В низкобореальных бассейнах рассматриваемый рубеж, очевидно, может быть прослежен в формации Ассистенс Канадского Арктического архипелага (Руженцев, 1961; Nassichuk et al., 1965; Nassichuk, 1970) и в средней части казанского яруса (Leonova et al., 2002; Barskov et al., 2014).

Приведенный разрез пограничных отложений нижней и средней перми по руч. Водопадный может быть предложен в качестве эталонного для границы нижнего и среднего отделов перми Колымо-Омолонского региона.

Благодарности. Авторы искренне признательны Д.П.Г. Бонду (Университет Халла, Великобритания) за финансовую помощь при проведении полевых работ 2014 и 2015 гг. и аналитические исследования, Я. Харви (Университет Лидса, Великобритания) за аналитические исследования изотопии $S_{\text{карб.}}$, Т.В. Филимоновой (ГИН РАН), участвовавшей в полевых работах, Г.П. Нестелл (Университет Техаса в Арлингтоне, США) за консультации по мелким фораминиферам. Внимательное рецензирование рукописи статьи Ю.Д. Захаровым, В.А. Захаровым, А.Б. Котовым, Т.Б. Леоновой, М.А. Роговым и В.В. Силантьевым способствовало ее улучшению.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ, проект № 24-27-00180 “Углеродная и стронциевая изотопная хеомстратиграфия перми Северо-Востока Азии и ее связь с геобиосферными событиями”.

Конфликт интересов. Авторы данной статьи заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреанов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчийское междуречье). М.: Наука, 1966. 136 с.

Андреанов В.Н. Гониятит Daubichites из Западного Верхоянья и его стратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 5. С. 1145–1148.

Андреанов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.

Богословская М.Ф., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Пермские аммоноидеи Новой Земли // Палеонтол. журн. 1982. № 4. С. 58–67.

Бяков А.С. Новые представления о системе пермских иноцерамоподобных двустворок востока Бореальной зоны // Палеонтол. журн. 2008. № 3. С. 12–23.

Бяков А.С. Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 262 с.

Бяков А.С. Пермские биосферные события на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. № 2. С. 88–100.

Бяков А.С. Новые находки биполярных двустворок-нукуланид рода Glyptolea в пермских отложениях Северо-Востока Азии // Палеонтол. журн. 2016. № 6. С. 33–37.

Бяков А.С. Морские двустворчатые моллюски как индикаторы климатических изменений в перми Северо-Востока Азии // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2020. Т. 162. Вып. 2. С. 205–217.

Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.

Бяков А.С., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Брынько И.В., Толмачева Е.В. Новые результаты U–Pb SHRIMP датирования цирконов из верхневучапинских (верхняя пермь) отложений Северо-Востока России // Докл. АН. 2017а. Т. 477. № 3. С. 331–336.

Бяков А.С., Шпикерман В.И., Ведерников И.Л., Толмачева Е.В. Первые результаты U–Pb SIMS датирования цирконов из вучапинских (верхняя пермь) отложений Северо-Востока России: значение для межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017б. Т. 25. № 3. С. 19–28.

Бяков А.С., Horacek M., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Захаров Ю.Д. Первая детальная запись $\delta^{13}C_{\text{орг.}}$ в пограничных пермо-триасовых отложениях Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток Азии) // Докл. АН. 2017в. Т. 474. № 3. С. 347–350.

Бяков А.С., Захаров Ю.Д., Хорачек М., Горячев Н.А. О положении границы вучапинского и чансинского ярусов на Северо-Востоке России по радиоизотопным и хеомстратиграфическим данным // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 131–134.

- Бяков А.С., Ведерников И.Л., Горячев Н.А., Гареев Б.И. Первая детальная запись $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в пермских аргиллитах Тасканского бассейна (Омудевский блок): отражение биосферных событий на Северо-Востоке Азии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 33–38.
- Ганелин В.Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: Геологический институт АН СССР, 1973. 31 с.
- Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111–141.
- Ганелин В.Г. Верхояно-Чукотский рифтогенез и позднепалеозойские экосистемы Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. № 5. С. 3–45.
- Ганелин В.Г., Караваева Н.И. Стратотипический разрез джигдаленского, омолонского, гижигинского, хивачского горизонтов перми Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во. 1977. Вып. 23. С. 23–28.
- Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем. Отв. ред. Гладенков Ю.Б., Кузнецова К.И. М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.
- Григорьева А.Д., Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Семейство Linoproductidae // Позднепалеозойские продуктиды Сибири и Арктики. М.: Наука, 1977. С. 126–165.
- Заводовский В.М. Стратиграфия пермских отложений Омолонно-Гижигинского района // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Доклады. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1959. С. 180–185.
- Заводовский В.М., Степанов Д.Л., Балашова Е.А., Елтышева Р.С., Лобанова О.В., Люткевич Е.М., Миклухо-Маклай А.Д., Нехорошев В.П., Попов Ю.Н., Радченко Г.П., Соколов Б.С. Полевой атлас пермской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1970. С. 5–21.
- Захаров Ю.Д., Бяков А.С., Хорачек М. Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе перми и триаса на Северо-Востоке Азии // Тихоокеанская геология. 2014. № 1. С. 3–19.
- Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И., Бяков А.С., Миклухо-Маклай О.А., Стукалина Г.А., Ложкина Н.В., Дорофеева Л.А., Бурков Ю.К., Гутенева Е.И., Смирнова Л.Н. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.
- Котляр Г.В., Коссовая О.Л., Журавлев А.В. Межрегиональная корреляция основных событийных рубежей пермской системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23. № 4. С. 25–42.
- Кутыгин Р.В. Спиролегоцератида (Ammonoidea) Северо-Востока России // Палеонтол. журн. 1996. № 4. С. 16–23.
- Кутыгин Р.В. Биогеографические связи пермских аммоноидных сообществ Верхояно-Охотского и Колымо-Омолонского регионов // Наука и образование. 2015. № 2 (78). С. 46–50.
- Кутыгин Р.В. Онтогенез формы раковины типового вида рода Neouddenites (Ammonoidea, Medlicottiidae) из кунгурского яруса Западного Верхоянья // Палеонтол. журн. 2023. № 5. С. 31–40.
- Кутыгин Р.В., Бяков А.С. О пермских аммоноидеях Охотского региона // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 14–18.
- Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 66–71.
- Леонова Т.Б., Шиловский О.П. Развитие пермского семейства Spirolegoceratidae (Goniatitida, Ammonoidea) // Палеонтол. журн. 2007. № 1. С. 27–36.
- Леонова Т.Б., Кутыгин Р.В., Шиловский О.П. Новые данные о составе и развитии пермского надсемейства Rorapocerotaceae (Ammonoidea) // Палеонтол. журнал. 2005. № 5. С. 20–29.
- Мананков И.Н., Павлова Е.А. Mongolosia – новый род пермских брахиопод // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976. С. 354–357.
- Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. Ред. Корень Т.Н., Котляр Г.В. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с. + CD
- Руженцев В.Е. Первые аммоноидеи из пермских отложений Верхоянья // Палеонтол. журн. 1961. № 2. С. 50–63.
- Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Поздненамюрские аммоноидеи. М.: Наука, 1978. 338 с.
- Синькова Е.А., Петров О.В., Ханчук А.И., Шевченко С.С., Снежко В.В., Халенев В.О., Бучнев И.Н., Сергеев С.А. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России – базовый информационный ресурс для геологической отрасли страны // Региональная геология и металлогения. 2022. № 90. С. 5–14.
https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_90_5-14.

- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Barskov I.S., Leonova T.B., Shilovsky O.P. Middle Permian Cephalopods of the Volga–Ural Region // *Paleontol. J.* 2014. V. 48. № 13. P. 1331–1414.
- Beauchamp B., Baud A. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 184. P. 37–63.
- Beauchamp B., Henderson C.M., Grasby S.E., Gates L.T., Beatty T.W., Utting J., Noel P.J. Late Permian sedimentation in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic: the Lindström and Black Stripe formations // *Bull. Can. Petrol. Geol.* 2009. V. 57. № 2. P. 167–191.
- Biakov A.S. Permian bivalve mollusks of Northeast Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V. 26. № 3–4. P. 235–242.
- Brynko I.V., Biakov A.S., Vedernikov I.L. New data on the “kolymic” limestones of the Omolon Massif // *Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources. Proceedings of Kazan Golovinsky stratigraphic meeting.* Bologna: Filodiritto Publisher, 2019. P. 51–57. <https://doi.org/10.26352/D924F5008>
- Budnikov I.V., Kutygin R.V., Shi G.R., Sivtchikov V.E., Krivenko O.V. Permian stratigraphy and paleogeography of Central Siberia (Angaraland) – a review // *J. Asian Earth Sci.* 2020. V. 196. Article 104365. P. 1–21.
- Compston W., Williams I. S., Kirschvink J. L., Zichao Z., Gougan M.A. Zircon U–Pb ages for the Early Cambrian time-scale // *J. Geol. Soc. London.* 1992. V. 149. P. 171–184.
- Cramer B.D., Jarvis I. Carbon Isotope Stratigraphy // *The Geologic Time Scale.* Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 11. P. 309–344.
- Davydov V.I., Biakov A.S., Crowley J.L., Schmitz M.D., Isbell J.L., Vedernikov I.L. Middle Permian U–Pb zircon ages of the “glacial” deposits of the Atkan Formation, Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia: their significance for global climatic interpretations // *Gondwana Res.* 2016. V. 38. P. 74–85.
- Davydov V.I., Biakov A.S., Schmitz M.D., Silantiev V.V. Radioisotopic calibration of the Guadalupian Series: review and updates // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 176. P. 222–240.
- Forte G., Preto N., Kustatscher E., Looy C.V. Kungurian (Cisuralian) conifers and environmental changes: a negative $\delta^{13}\text{C}$ shift in the flora of Tregiovo (Northern Italy) // *Palaeoworld.* 2023. V. 33. № 4. P. 959–978.
- Ganelin V.G., Biakov A.S. The Permian biostratigraphy of the Kolyma–Omolon region, Northeast Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V. 26. № 3–4. P. 225–234.
- Glenister B.F., Rogers F.S., Skwarko S.K. Ammonoids // *Bull. Geol. Surv. West. Austral.* 1993. № 136. P. 54–63.
- Harker P. Corals, Brachiopods and Molluscs of Grinnell Peninsula // Harker P., Thorsteinsson R. Permian rocks and faunas of Grinnell Peninsula, Arctic Archipelago. Ottawa: Geol. Surv. Can., 1960. P. 39–79.
- Henderson C.M., Shen S.Z. The Permian Period // *The Geologic Time Scale.* Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Boston: Elsevier, 2020. V. 2. Ch. 11. P. 875–902.
- High-resolution integrative Permian stratigraphic framework // *Permophiles.* 2024. № 76. P. 58.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon in igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.
- Karavaeva N.I., Nestell G.P. Permian foraminifers of the Omolon massif, northeastern Siberia, Russia // *Micropaleontol.* 2007. V. 53. № 3. P. 161–211.
- Kutygin R.V. Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, Northeast Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V. 26. № 3–4. P. 243–257.
- Kutygin R.V., Biakov A.S. Permian Ammonoids of the Okhotsk Region, Northeast Asia // *Paleontol. J.* 2015. V. 49. № 12. P. 1275–1281.
- Leonova T.B. Permian Ammonoids: classification and phylogeny // *Paleontol. J.* 2002. V. 36. Suppl. 1. P. S1–S114.
- Leonova T.B. Correlation of the Kazanian of the Volga–Urals with the Roadian of the global Permian scale // *Palaeoworld.* 2007. V. 16. № 1–3. P. 246–253.
- Leonova T.B., Esaulova N.K., Shilovsky O.P. The first find of Kazanian ammonoids in the Volga–Ural Region // *Dokl. Earth Sci.* 2002. V. 383A. № 4. P. 509–511.
- Mikesh D.L., Glenister B.F., Furnish W.M. *Stenolobulites* n. gen., Early Permian ancestor of predominantly Late Permian paragastrionoceratid subfamily Pseudogastrionoceratinae // *Paleontol. Contrib.* 1988. V. 123. P. 1–19.
- Nassichuk W.W. Permian ammonoids from Devon and Melville Islands, Canadian Arctic Archipelago // *J. Paleontol.* 1970. V. 44. № 1. P. 77–97.
- Nassichuk W.W. Permian Ammonoids in the Arctic Regions of the World // *The Permian of Northern Pangea.* V. 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Berlin: Springer, 1995. P. 210–235.

- Nassichuk W.W., Furnish W.M., Glenister B.F.* The Permian ammonoids of Arctic Canada // *Bull. Geol. Surv. Can.* 1965. № 131. P. 1–56.
- Powerman V.I., Buyantuev M., Ivanov A.V.* A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool “dezirteer” along with the suggested universal workflow // *Chem. Geol.* 2021. V. 583. 120437. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437>
- Puetz S.J., Ganade C.E., Zimmermann U., Borchardt G.* Statistical analyses of Global U–Pb Database 2017 // *Geosci. Frontiers.* 2018. V. 9. P. 121–145.
- R Core Team.* R: A language and environment for statistical computing // R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 2020. URL <https://www.R-project.org/>.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
- Shen S.Z., Yuan D.X., Henderson C.M., Wu Q., Zhang Y.C., Zhang H., Mu L., Ramezani J., Wang X.D., Lambert L.L., Erwin D.H., Hearst J.M., Xiang L., Chen B., Fan J.X., Wang Y., Wang W.Q., Qi Y.P., Chen J., Qie W.K., Wang T.T.* Progress, problems and prospects: an overview of the Guadalupian Series of South China and North America // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 211. 103412.
- Silantiev V.V., Gutak Y.M., Tichomirowa M., Käßner A., Kutugin R.V., Porokhovnichenko L.G., Karasev E.V., Felker A.S., Bakaev A.S., Naumcheva M.A., Urazaeva M.N., Zharinova V.V.* U–Pb dating of the Kolchugino Group basement (Kuznetsk Coal Basin, Siberia): was the change in Early–Middle Permian floras simultaneous at different latitudes in Angaraland? // *Geosciences.* 2024. V. 14. Iss. 21. P. 1–31.
- Sircombe K.N.* Mountains in the shadows of time: three-dimensional density distribution mapping of U–Pb isotopic data as a visualization aid for geochronological information in concordia diagrams // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. Q07013. <https://doi.org/10.1029/2005GC001052>
- Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers.* 2018. V. 9. P. 1479–1493.
- Wei H., Geng Z., Zhang X.* Guadalupian (Middle Permian) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org.}}$ changes in the Lower Yangtze, South China // *Acta Geochim.* 2020. V. 39. P. 988–1001.
- Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wu Q., Ramezani J., Zhang H., Wang T.T., Yuan D.X., Mu L., Zhang Y.C., Li X.H., Shen S.Z.* Calibrating the Guadalupian Series (Middle Permian) of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2017. V. 466. P. 361–372.
- Zakharov Y.D., Sha J.-G., Popov A.M., Safronov P.P., Shorochova S.A., Volynets E.B., Biakov A.S., Burago V.I., Zimina V.G., Kononova I.V.* Permian to earliest Cretaceous climatic oscillations in the Eastern Asian continental margin (Sikhote-Alin area), as indicated by fossils and isotope data // *GFF (Formerly “Transactions of the Geological Society in Stockholm”).* 2009. V. 131. P. 25–47.
- Zhang B.L., Yao S.P., Mills B.J.W., Wignall P.B., Hu W.X., Liu B., Ren Y.L., Li L.L., Shi G.* Middle Permian organic carbon isotope stratigraphy and the origin of the Kamura Event // *Gondwana Res.* 2020. V. 79. P. 217–232.
- Рецензенты Т.Б. Леонова, В.В. Силантьев, Ю.Д. Захаров, В.А. Захаров*

Lower–Middle Permian Boundary Deposits of the Omolon Massif and Its Southeastern Framing (Northeast Russia): U–Th–Pb SIMS Dating of Zircons, Paleontological and Isotopic ($\delta^{13}\text{C}$) Characteristic

A. S. Biakov^{a, #}, V. G. Ganelin^b, R. V. Kutygin^c, N. I. Karavaeva^a, I. V. Brynko^a,
G. O. Polzunenkov^a, and I. L. Vedernikov^a

^a *N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia*

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

^c *Diamond and Precious Metals Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia*

[#] *e-mail: abiakov@mail.ru*

New results of U–Th–Pb SIMS dating of zircons from the Lower–Middle Permian boundary deposits of the Omolon massif and its southeastern framing are given, a U–Pb age (275 ± 2 Ma) of the Lower–Middle Permian boundary of the Regional Stratigraphic Scale of the Kolyma–Omolon region was obtained for the first time. Stratigraphic sequences of the Lower–Middle Permian boundary deposits in the reference sections of the Omolon massif and its southeastern framing are considered. The characteristics of the benthic ecosystems of the Kolyma–Omolon region in the interval of the end of the Early–the beginning of the Middle Permian are given. A large negative excursion of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ value was established in the upper part of the Kungurian stage of the Lower Permian, coinciding with the previously identified negative excursion of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in the southern part of the Omulevka block and a similar negative excursion in the South China and the continental deposits of Northern Italy. The paleontological characteristics of the corresponding regional units are presented, illustrated by images of the main representatives of the biota of the lower zone of the middle series, including the characteristic Roadian ammonoid *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev, 1961) described and depicted for the first time. A new species of productid brachiopod *Terrakea koragoi*, sp. nov. is described.

Keywords: U–Th–Pb SIMS dating of zircons, bio- and chemostratigraphy, small foraminifers, bivalves, brachiopods, ammonoids, Regional Stratigraphic Scale, Lower–Middle Permian boundary, Omolon massif, Northeast Asia

УДК 551.7.03

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ПЛИОЦЕНЕ СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2025 г. Ю. Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва, Россия

e-mail: gladenkov@ginras.ru

Поступила в редакцию 19.08.2024 г.

После доработки 29.08.2024 г.

Принята к публикации 02.10.2024 г.

Приведено описание плиоценовых отложений острова Карагинский, расположенного в Беринговом море. Выявлено стратиграфическое положение в разрезе маркирующих видов астартид и фортипектинид (двустворчатые моллюски). На этой основе сделаны выводы о биособытиях и миграциях моллюсков в плиоцене Северо-Тихоокеанской области.

Ключевые слова: неоген, Северная Пацифика, биособытия, миграции, астартиды, пектиниды

DOI: 10.31857/S0869592X25030051, **EDN:** TDUATR

ВВЕДЕНИЕ

Один из самых представительных разрезов неогена Северо-Тихоокеанской области расположен на северо-западном побережье острова Карагинский (его длина около 100 км, ширина до 27 км). Остров находится в Беринговом море, в 50 км восточнее Камчатки, будучи отделенным от нее проливом Литке (рис. 1). Автор изучал этот разрез в 1960-х годах и в книге “Неоген Камчатки” (Гладенков, 1972) привел его подробное пошвитное описание, сопроводив его характеристикой выявленных комплексов моллюсков (здесь мы не останавливаемся на истории изучения третичных толщ острова, так как об этом сообщалось в публикации (Гладенков, Гречин, 1969)). Одновременно тогда была составлена геологическая карта с использованием выделенных свит. Позднее, в 1970-х годах, мне пришлось посетить этот объект еще раз, чтобы внести уточнения в характеристику отдельных толщ, а также дополнить палеонтологические материалы. После этого разработанная стратиграфическая схема неогена с выделенными свитами была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР. В 1980-х годах с неогеновым разрезом острова ознакомились многие биостратиграфы (В.И. Волобуева,

Д.И. Витухин и другие), но наиболее важные материалы были собраны в 1987 и 1989 гг. К.Б. Бариновым и А.Э. Басиляном, которые дополнили описание отдельных пачек, расширили их палеонтологическую характеристику, а также отобрали образцы на различные виды анализов. После их обработки коллективом авторов из 12 человек в 1992 г. была опубликована книга (Гладенков и др., 1992), в которой были освещены литологические и палеомагнитные характеристики свит, приведены данные по разным палеонтологическим группам (моллюскам, диатомовым, радиоляриям, фораминиферам, спорам и пыльце), а также палеотемпературные показатели и возрастные оценки (по трековому методу). Обобщение этих материалов позволило сделать выводы по палеогеографическим обстановкам и истории развития региона. Эти данные хорошо известны специалистам и не нуждаются в повторении. Напомним только, что в книге приведены 60 таблиц с органическими остатками и из них 15 отведены моллюскам (в том числе изображению фортипектинид и астартид, речь о которых пойдет ниже).

В данной небольшой заметке автор касается только верхней части неогенового разреза — плиоцена — и на примере анализа

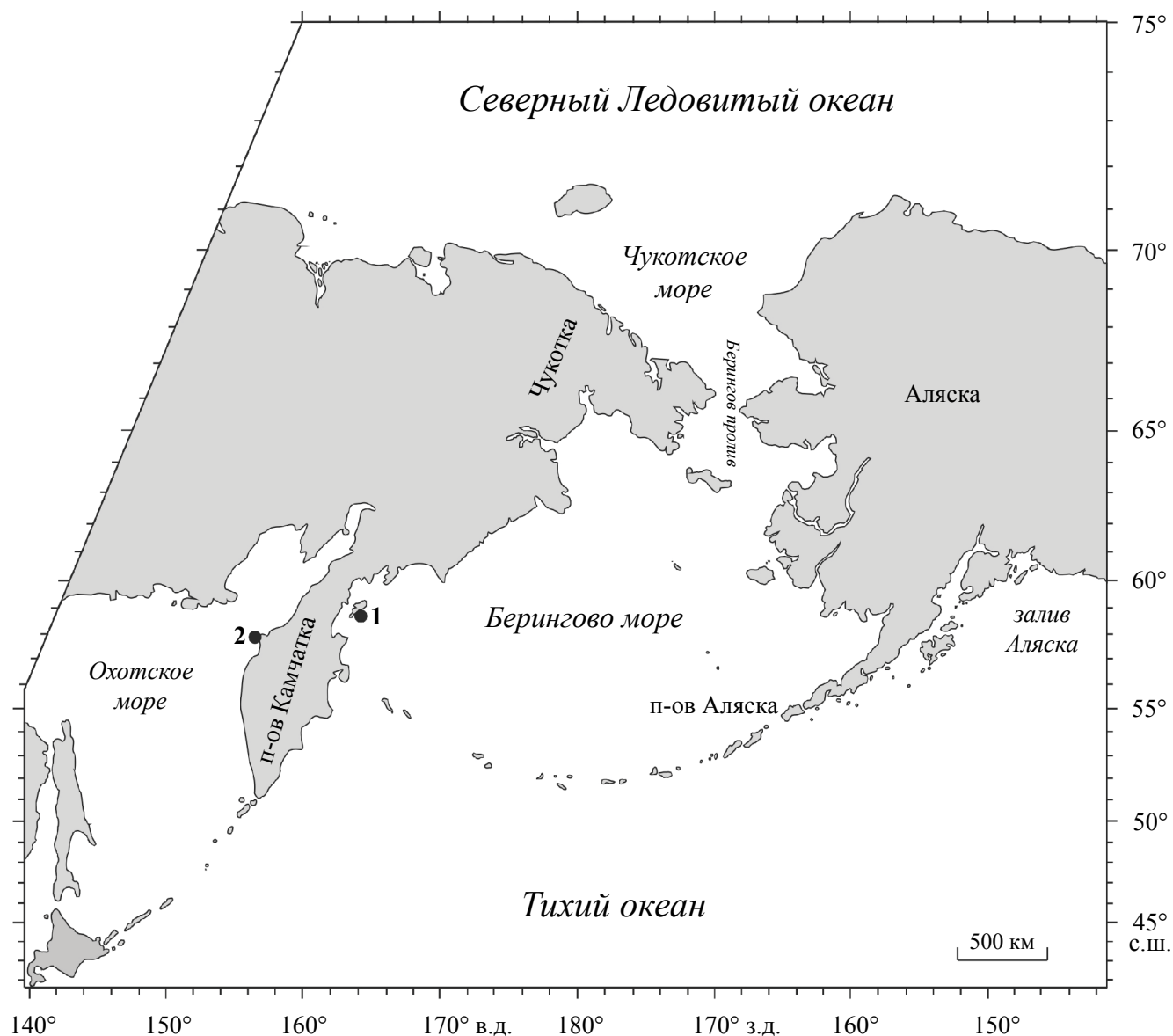


Рис. 1. Северо-Тихоокеанская область и положение в ней о. Карагинский.
1 — о. Карагинский, 2 — мыс Утхолк.

стратиграфического положения в нем отдельных “реперных” таксонов моллюсков разбирает лишь один вопрос — о возможности использования палеонтологических материалов для расшифровки ряда геологических событий, которые часто остаются не освещенными.

ОПИСАНИЕ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА КАРАГИНСКИЙ

К плиоцену здесь относятся выделенные в 1969 г. автором лимимтэваямская и усть-лимимтэваямская свиты. Первая из них с размывом залегает на юньюваямской свите верхнего

миоцена, верхняя часть которой представлена зеленовато-серыми песчаниками с рассеянной галькой, маломощными прослоями алевролитов, обугленными остатками древесины, горизонтами шаровидных карбонатных конкреций (диаметром 0.1–0.3 м). Вторая плиоценовая свита (усть-лимимтэваямская) перекрывает подстилающую свиту с размывом. Отметим, что возраст этих свит принят плиоценовым на основе данных по диатомовым, моллюскам и фораминиферам (Гладенков и др., 1992; Решения..., 1998; Бордунов, 2015). В частности, стратиграфическое положение свит определено (с учетом данных Т.В. Орешкиной по диатомовым) на уровне

зон *Neodenticula kamtschatica* и *Neodenticula kamtschatica*—*Neodenticula koizumii*, что соответствует в современных схемах интервалу 5.3–2.7 млн лет. По фораминиферам в плиоцене намечены две зоны: *Elphidiella oregoensis* и *Retroelphidium clavatum* (материалы С.И. Бордунова (2015)).

Лимимтэваямская свита. Сложена двумя под-свитами, включающими три толщи (или пачки), которые в прежних публикациях по неогену острова имеют номера 10, 11 и 12. Ниже приводится их краткое описание (рис. 2). Мощность пачек и слоев приведена по сводке (Гладенков и др., 1992).

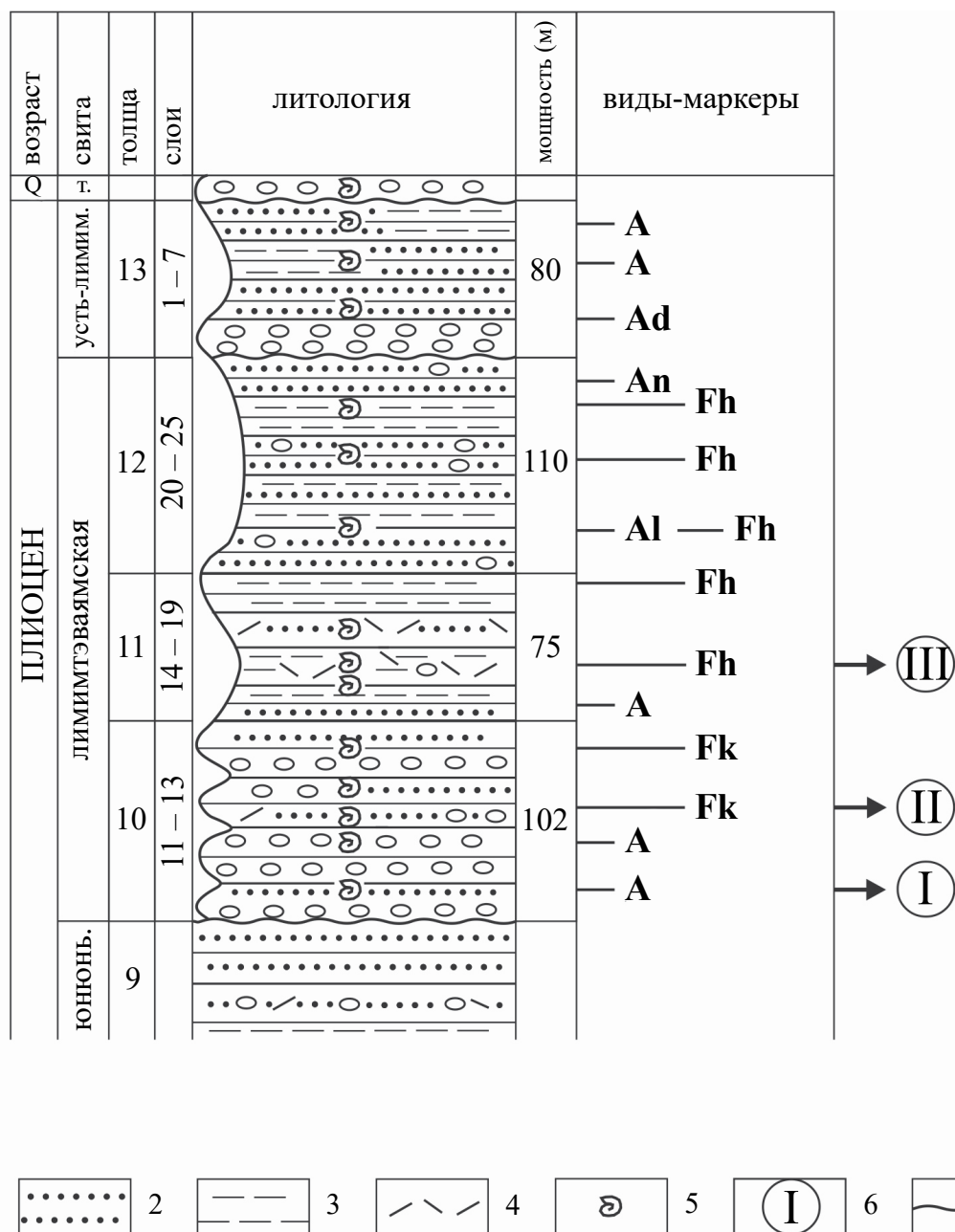


Рис. 2. Стратиграфическая колонка плиоценовых отложений о. Карагинский и положение в нем остатков астартид и фортипектинид.

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, диатомиты; 4 – пепловые туфы; 5 – остатки моллюсков; 6 – биособытия; 7 – несогласия и размывы. Аббревиатуры: Fk – *Fortipecten kenyoshiensis* и *F. takahashii*, Fh – *F. hallai*, A – *Astarte* (Al – *A. limimtensis*, An – *A. nortonensis*, Ad – *A. diversa*); юнонь. – юноньваямская свита, усть-лимим. – усть-лимимтэваямская свита, т. – тусатуваямские слои, Q – квартал.

Нижняя подсвита

Толща 10 (слои 1–13). Переслаивание конгломератов и песчаников.

Слой 1. Конгломераты ржаво-бурые, среднегалечные, плотные, косослоистые, в верхней части песчанистые. Мощность 10–12 м.

Слой 2. Туфопесчаники желтовато-серые, местами косослоистые, с линзами гравелитов, сверху с прослоями алевролитов. Редкие остатки *Cyclocardia* sp., *Spisula* sp., *Astarte* sp., *Mya* sp., *Modiolus* sp., *Yoldia* sp. Мощность 8–10 м.

Слой 3. Переслаивание таких же песчаников, гравелитов, конгломератов и алевролитов. Скопление раковин *Cyclocardia crebricostata* Krause, *Panomya trapesoides* Straugh, *Musculus niger* (Grey), *Astarte* sp., *Yoldia ochotensis* Khom., *Mytilus* sp. и др. Отмечены морские ежи и *Balanus* sp. Мощность 8–12 м.

Слой 4. Конгломераты и гравелиты с прослоями песчаников. Остатки моллюсков, сходные по составу с таковыми слоя 3. Мощность 8–9 м.

Слой 5. Песчаники серо-бурые, плотные, в основании с конгломератами и небольшими валунами. Из моллюсков отмечены *Mytilus edulis* L., *Spisula polinima* Stimps., *Modiolus* sp., *Serripes* sp. и др. Мощность 7–8 м.

Слой 6. Переслаивание песчаников и гравелитов с линзами конгломератов. Плоские морские ежи. Среди остатков моллюсков *Cyclocardia crebricostata*, *Spisula voyi* (Gabb) и др. Обращает на себя внимание появление *Fortipecten kenyoshiensis* Chinzei, *Chlamys cosibensis* cosibensis (Yok.). Мощность 12–14 м.

Слой 7. Сходное переслаивание песчаников и конгломератов. Остатки *Mya truncata* L., *Cyclocardia crebricostata*, *Musculus niger*, *Pecten* sp., *Macoma* sp. и др. Мощность 7.5 м.

Слой 8. Грубозернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, с редкими раковинами *Musculus niger*. Мощность 6–7 м.

Слой 9. Бурые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, с редкими валунами. Остатки *Chlamys cosibensis*, *Mya truncata*, *Cyclocardia crebricostata*, *Yoldia supraoregona* Khom. Мощность 7 м.

Слой 10. Переслаивание песчаников и конгломератов, в верхней части карбонатные конкреции и алевролиты с *Cyclocardia crebricostata*, *Chlamys cosibensis*, *Spisula voyi*, *Clinocardium californiensis* (Desh.), *Acila marujamensis* Ilyina, *Serripes* sp. и пр. Мощность 3 м.

Слой 11. Разнозернистые песчаники, в основании разногалечный конгломерат с валунами. Отмечены остатки *Cyclocardia crebricostata*, *Mya truncata*, *Pecten* sp., *Balanus* sp. Мощность 8 м.

Слой 12. Песчаники разнозернистые, с обильной галькой. В основании прослой конгломератов. Фауна — *Cyclocardia crebricostata*, *Mya truncata*, *Pecten* sp., *Astarte* sp., *Balanus* sp. Мощность 4–6 м.

Слой 13. Песчаники с галькой и гравием, в основании и кровле прослой конгломератов с небольшими валунами. Редкие обломки *Fortipecten kenyoshiensis*, *Nuculana* sp., *Clinocardium* sp., *Mytilus* sp., *Serripes* sp. Мощность 4 м.

Верхняя подсвита

Толща 11 (слои 14–25). Туфоалевролиты и песчаники.

Слой 14. Песчаники выбеливающиеся, среднезернистые, плотные и песчанистые алевролиты с примесью гальки и гравия. Несколько прослоев светлого алевропелитового пеплового туфа (внизу до 2.6 м). Многочисленные остатки *Nuculana pernula* (Mull.), *Clinocardium californiense*, *Mya arenaria* L., *Plicifusus karaginskiensis* Titova, *Neptunea lirata* Ilyina, *Astarte* sp., *Balanus* sp. Мощность до 20 м.

Слой 15. Алевролиты голубовато-серые, песчанистые, диатомовые, с прослоями песчаников с галькой, пепловых туфов, линзовидных карбонатных конкреций. Обилие раковин *Mya cuneiformis* Bohm., *Macoma brota* Dall, *Megayoldia thraciaeformis* (Storer), *Fulgoraria sculptata* Oleinik, *Plicifusus karaginskiensis*, *Neptunea lirata* и пр. Мощность 20 м.

Слой 16. Алевролиты песчанистые, диатомовые, с обильным гравием, с прослоями (до 1 м) белого витрокластического вулканического пепла. Остатки *Mya cuneiformis*, *Macoma brota* (Yok.) и др. Мощность 6–7 м.

Слой 17. Те же алевролиты с прослоями песчаников с галькой и валунами, в основании прослой белого вулканического пепла. Отмечены *Nuculana pernula*, *Mya cuneiformis*, *Macoma brota*, *Fortipecten hallai* Dall, *Plicifusus karaginskiensis*, *Neptunea lirata*. Мощность 8 м.

Слой 18. Сходные алевролиты, в подошве с белым прослоем пеплового туфа. У кровли — горизонт плотных карбонатных конкреций. Моллюски такие же, как в слое 17, включая *Fortipecten hallai*. Мощность 6–7 м.

Слой 19. Чередование глинистых диатомитов (с галькой) и гравийных песчаников с карбонатными конкрециями. В подошве прослой пепла. Много раковин *Conchocella disjuncta ochotica* L. Krisht., *Nuculana pernula*, *Macoma brota*, *Musculus niger*, *Plicifusus karaginskiensis*, *Neptunea lirata*. Мощность 12 м.

Толща 12 (слои 20–25). Диатомовые туфоалевролиты.

Слой 20. Песчанистые туфодиатомиты желтые и голубовато-серые, с рассеянным гравием, растительным детритом, карбонатными конкрециями разной формы и размеров, прослоями пелитового пепла. Среди моллюсков *Mya cuneiformis*, *Megayoldia thraciaeformis* (Stor.), *Modiolus modiolus* L., *Macoma brota*, *Fortipecten hallai*, *Astarte limimtisensis* Basilyan. Мощность 20 м.

Слой 21. Переслаивание алевролитов и песчаников с рассеянными гальками и лепешковидными и овальными карбонатными конкрециями с раковинами *Acila cobboldia* (Sow), *Modiolus modiolus*, *Mya cuneiformis*, *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Macoma brota*, *Neptunea lirata*. Мощность 16–18 м.

Слой 22. Те же алевролиты и песчаники с галькой и небольшими валунами, прослой песчанистых диатомитов с карбонатными конкрециями и редкими генишшами. Прослой пепловых туфов. Фауна представлена остатками *Mya cuneiformis*, *Macoma brota*, *Musculus niger*, *Cyclocardia crebricostata*, *Fortipecten hallai*, *Balanus* sp. Мощность 20 м.

Слой 23. Те же алевролиты с песчаниками с обильными гальками и валунами, карбонатными конкрециями. В основании прослой вулканического туфа. Моллюски такие же, как в слое 22, включая *Fortipecten hallai*. Мощность 20 м.

Слой 24. Алевролиты зеленовато-серые, диатомовые, с карбонатными конкрециями, сверху с гравием, галькой и валунами. Остатки раковин *Macoma brota*, *Mya cuneiformis*, *Acila cobboldia* (Sow.) Мощность 15 м.

Слой 25. Аналогичные алевролиты песчанистые, с галькой и гравием. В подошве прослой белого вулканического пепла. В породах раковины *Macoma brota*, *Astarte nortonensis* McNeil. Мощность 16 м.

Общая мощность свиты до 290 м.

Отметим, что при анализе пеплов из толщ 11 и 12 по трекам деления урана получены несколько датировок (определения С.С. Ганзея; Гладенков и др., 1992): от 3.90 ± 0.31

до 3.48 ± 0.34 млн лет для толщи 11, от 3.02 ± 0.23 до 2.27 ± 0.22 млн лет для толщи 12.

Усть-лимимтэвая свита. Залегае с размывом на лимимтэваямской свите, включает толщу 13, слои 1–7 и сложена туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Слой 1. Песчаники серые, среднезернистые, туфогенные, с галькой и рассеянным растительным детритом, с карбонатными конкрециями неправильной формы. Моллюски *Astarte alaskensis* Dall, *A. diversa* Dall, *A. nortonensis*, *Serripes groenlandicus* (Brug.) и пр. Мощность 2 м.

Слой 2. Песчаники желтовато-серые, с галькой, гравием, шаровыми и линзовидными карбонатными конкрециями, с остатками *Yoldia hyperborea* (Loven) Torrell, *Astarte nortonensis*, *A. diversa*, *Macoma brota*, *Clinocardium californiensis*. Мощность 10–12 м.

Слой 3. Сходные песчаники гравелитовые, туфогенные, с *Astarte diversa*, *A. nortonensis*, *Clamys cosibensis heteroglypta* (Yok.), *Mya truncata*, *Balanus* sp. Мощность 5 м.

Слой 4. Переслаивание туфоалевролитов и туфопесчаников, часто косослоистых, с галькой и валунами. Обломки раковин моллюсков *Mya* и *Macoma*. Мощность 15 м.

Слой 5. Алевролиты голубовато-серые, с рассеянной галькой и прослоями туфопесчаников. Раковины моллюсков *Yoldia hyperborea*, *Mya truncata*, *Nuculana pernula* и др. Мощность 20 м.

Слой 6. Песчаники ожелезненные, рыхловатые, грубозернистые, косослоистые и песчанистые алевролиты с ядрами *Astarte*, *Mya*, *Buccinum*. Мощность 16–17 м.

Слой 7. Песчаники зеленовато-серые, косослоистые, с линзами гравия, с ядрами и отпечатками *Mya truncata*, *Astarte alaskensis*, *Macoma*, *Spisula*, *Cyclocardia*. Мощность 9 м.

Общая мощность усть-лимимтэваямской свиты около 80 м.

Стратиграфически выше с размывом и несогласно залегают **тусатуваямские слои** (мощность около 20 м), относящиеся к квартету и представленные конгломератами и песчаниками с комплексом современных моллюсков: *Astarte diversa*, *A. montagui* (Dillwyn) с арктическими подвидами *A. montagui fibula* и *A. montagui warhami*, *Buccinum plectrum* (Stimpson).

ТРИ БИОСОБЫТИЯ ПЛИОЦЕНА, ОТРАЗИВШИЕСЯ В КАРАГИНСКОМ РАЗРЕЗЕ

Анализ литологического состава рассмотренных толщ и остатков найденных в них моллюсков показывает, что в целом изученные свиты сложены относительно мелководными фациями (литоральными и верхне-сублиторальными). Нижняя часть разреза, где преобладают конгломераты и косослоистые песчаники, характеризуется мелководным комплексом моллюсков, среди которых часто отмечаются представители *Mytilus*, *Modiolus*, *Mya*, *Musculus*, *Cyclocardia*, *Spisula*, а также *Balanus* (усоногие раки). Обычно эти формы типичны для трофических зон неподвижных и частично подвижных сестонофагов, которые обитают на глубинах от 0 до 50 м. Моллюски из более молодых толщ, в которых наряду с конгломерато-песчанистыми породами отмечены алевролиты и диатомиты, относятся преимущественно к трофическим зонам подвижных и малоподвижных сестонофагов (*Astarte*, *Serripes*, *Cardium*) и частично собирающих детритофагов (*Macoma*, *Yoldia*, *Acila*). Хотя и здесь отмечаются мелководные формы (*Mya*, *Musculus*, *Modiolus*, а также *Balanus*). Эти зоны расположены обычно в пределах глубин от 0 до 100 м. Плиоценовые комплексы моллюсков описанных толщ и слоев, достаточно близкие по родовому составу и экологическим характеристикам, в целом являются типично мелководными шельфовыми сообществами бореальных широт. По смене моллюсков в рассмотренном разрезе ранее были выделены несколько слоев с фауной (Гладенков и др., 1992), снизу вверх: слои с *Panomya trapezoidis*–*Yoldia ochotensis* с первыми *Astarte* (нижняя часть толщи 10), слои с *Fortipecten kenyoshiensis* (верхи толщи 10), слои с *Fulgoraria sculptata*–*Plicifusus karaginskiensis* с первыми *Fortipecten hallai* (толща 11 и низы толщи 12), слои с *Fortipecten hallai*–*Astarte limintensis* (толща 12), слои с *Astarte diversa*–*Astarte nortonensis* (толща 13).

Появление на фоне обычных для этих широт сообществ (с видами *Mya*, *Modiolus*, *Musculus*, *Cyclocardia*, *Panomya*, *Yoldia* и пр.) своеобразных “экзотов” – впервые отмеченных в неогеновых разрезах Камчатки представителей родов *Astarte* и *Fortipecten*, конечно, обращает на себя внимание, заставляя искать причины их появления. Поэтому, не останавливаясь на анализе других особенностей палеоценозов, обратимся к трем биособытиям плиоценового времени, отраженным в литолого-палеонтологической записи этого разреза. Расшифровка этих биособытий

может послужить основой для понимания природных обстановок, которые существовали в плиоцене Северо-Тихоокеанского бассейна, где шло формирование шельфовых комплексов морской биоты.

Первое событие. Уже указывалось, что в Карагинском разрезе, в самой нижней части лимимтэваямской свиты, в комплексе моллюсков отмечены представители рода *Astarte*. В морских отложениях палеогена–миоцена Камчатки и Сахалина находки остатков астарта практически нигде не отмечены (из литературы известно только об одной находке редких мелких раковин плохой сохранности *Astarte* в синегорских слоях Южного Сахалина, которые относились (Калишевич и др., 1981) к переходным отложениям от мела к палеогену или к самым низам палеогена). Из этого складывается впечатление, что астарты в течение около 55 млн лет в шельфовой зоне названных регионов почему-то не были распространены. Внезапное их появление в неогене Северо-Тихоокеанского бассейна можно объяснить, скорее всего, открытием Берингова пролива в конце миоцена – начале плиоцена и последовавшей за этим миграцией арктических и североатлантических биокомплексов в этот бассейн. Учитывая наличие ряда видов североамериканского происхождения в составе моллюсков плиоцена о. Карагинский, с большой осторожностью можно предположить, что их расселению в это время способствовало морское течение Ойясио, которое существовало вдоль азиатской суши от Берингова пролива до Японских островов.

В результате астарты в плиоцене широко распространились на шельфах Восточной Азии (Чукотка, Камчатка, Курилы, Сахалин, Япония), а также одновременно и Северной Америки (Аляска). В то же время некоторые моллюски тихоокеанского происхождения частично мигрировали в Арктический и Северо-Атлантический бассейны, до районов Исландии и Англии (Гладенков, 1978). Подробно это событие было освещено ранее в публикации (Гладенков, Гладенков, 2004). На рис. 3 показаны предполагаемые пути этих миграций.

Второе событие. Появление в нижней подсвите лимимтэваямской свиты *Fortipecten kenyoshiensis* тоже является заметным событием. Этот вид впервые был описан из плиоценовой формации Тогава Северной Японии К. Чинзеем (Chinzei, 1960). Правда, его коллега К. Масуда (один из лучших специалистов по пектинидам неогена Японии) считал, что названная форма

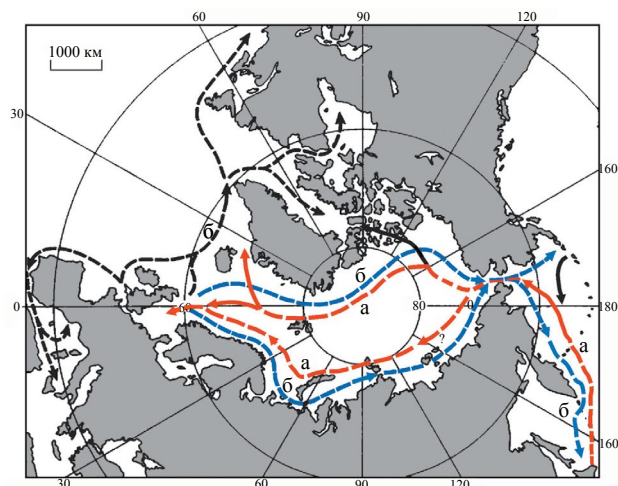


Рис. 3. Миграционные пути бентосных комплексов плиоцена и квартера: (а) из Северо-Тихоокеанского бассейна в Арктический и Северо-Атлантический; (б) из Арктического бассейна в Северо-Тихоокеанский (по Гладенков, 2023).

является разновидностью другого близкого по морфологии вида *Fortipecten takahashii* (Yok.), который впервые был выделен в 1930 г. в плиоценовых осадках (ныне это верхняя часть маруямской свиты) Макаровского района Южного Сахалина (Masuda, 1962). Этот вид широко распространен в одновозрастных толщах Японии (формации Такикава, Тогава, Татсунокути и др.), а также отмечен на Северном Сахалине (п-ов Шмидта), на Восточном Сахалине (Поронайский район), на Западной Камчатке (энемтенская свита) и местами на Восточной Камчатке (Синельникова, 1975) (рис. 4). Автору данной заметки довелось в 1970-х–1980-х годах ознакомиться с формациями Северной Японии (в частности, с формацией Тогава), и тогда бросилось в глаза, что эти два вида рода *Fortipecten* (или разновидности одного вида) морфологически очень похожи и часто встречаются вместе, в одних и тех же слоях. Их сходство и совместное нахождение являются

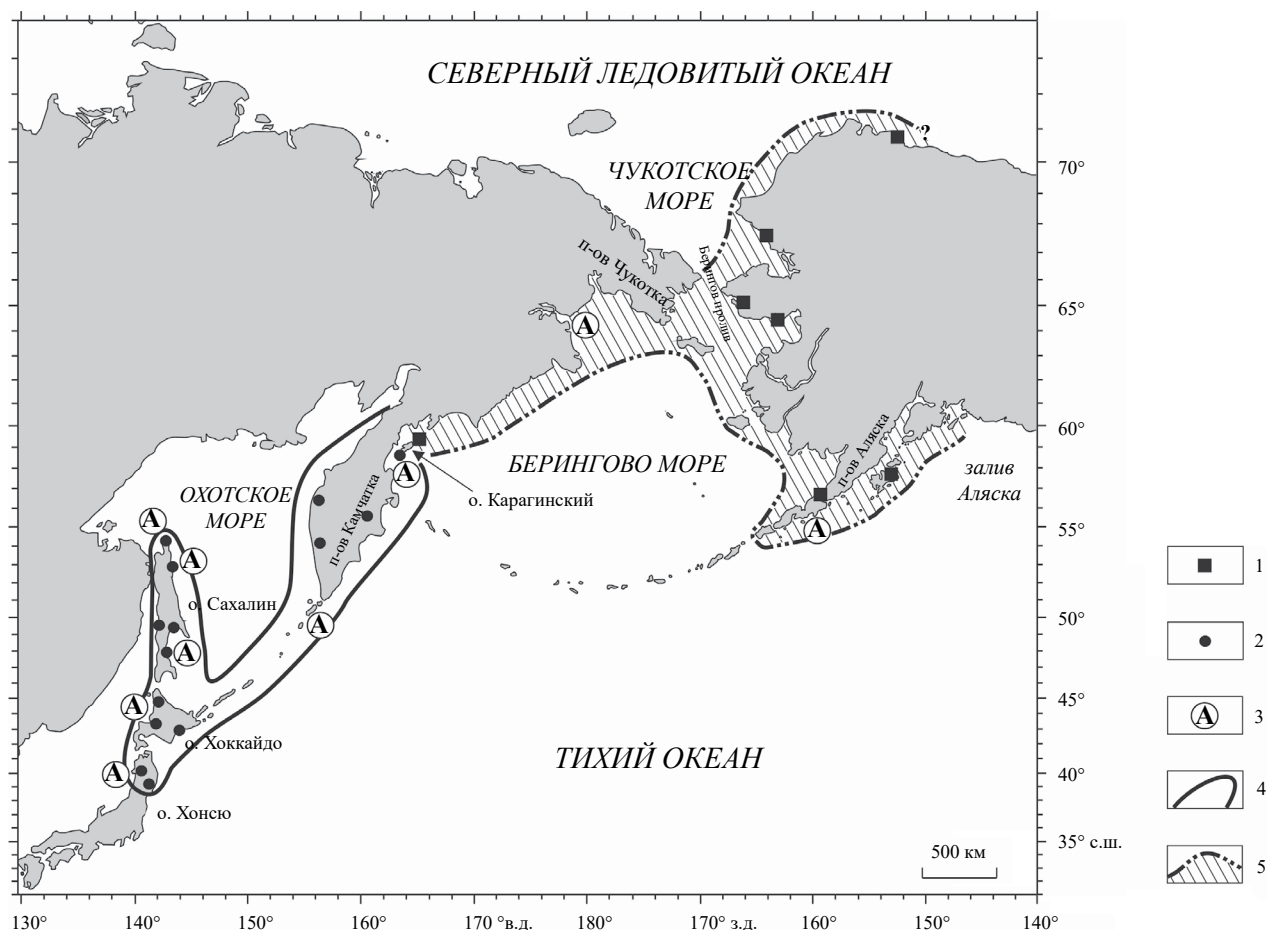


Рис. 4. Основные места находок и ареалы астартид и фортипектинов в плиоцене Северо-Тихоокеанской области. Основные места находок: 1 — *Fortipecten hallai*; 2 — *F. kenyoshiensis* и *F. takahashii*; 3 — *Astarte*; ареалы и их границы: 4 — *Fortipecten kenyoshiensis* и *F. takahashii*; 5 — *F. hallai*.

характерными и для ископаемых фортипектинид в сахалинских и камчатских разрезах, что было замечено Л.В. Криштофович (1964), В.Н. Синельниковой (1975), Л.С. Жидковой и др. (1974). Оставляя в стороне палеонтологическую проблему — спор между К. Чинзеом и К. Масудой, заметим, что для нас важен тот факт, что в Карагинском разрезе представители *Fortipecten* появились в слое 6 нижней подсвиты лимимтэваямской свиты, то есть в той же подсвите, где отмечены *Astarte*, хотя и несколько выше по разрезу. Следует учесть, что стратиграфическими работами последних десятилетий в Японии было достоверно установлено, что формации с *Astarte* и *Fortipecten* находятся на одном стратиграфическом уровне (плиоцен), и при этом описаны толщи, в которых эти таксоны присутствуют вместе (Гладенков, 1988). Из этого следует, что ареал видов упомянутых *Fortipecten* в плиоцене простирался от Японии до Северной Камчатки (включая, в частности, о. Карагинский), вероятно, на расстояние около 2000 км.

Третье событие. Следует отметить еще одно событие: в слое 17 верхней подсвиты лимимтэваямской свиты появляется ранее не встречаемый в неогеновом разрезе вид *Fortipecten hallai* Dall (Dall, 1920, 1921). Он был выявлен в плиоцен-плейстоценовых отложениях берингийской и анвильской трансгрессий Северо-Западной Аляски, в частности в разрезах ее арктического побережья (MacNeil, 1957; Varinov et al., 2005). Этот вид отличается от *Fortipecten kenyoshiensis* и *F. takahashii* некоторыми признаками (формой раковин, характером ребер и пр.; Синельникова, 1975). Хотя их всех сближает сходный облик раковин: они обычно относительно крупные (длина до 140–160 мм), массивные, толстостенные, сильно выпуклые (выпуклость до 70 мм), неравностворчатые (правая створка резко выпуклая, левая — плоская), с радиальными ребрами (до 14–17 на правой створке) и др. Упомянутая американская форма, которую автор мог видеть при изучении формаций Аляски, встречена в азиатских разрезах плиоцена только на о. Карагинский (и, вероятно, поэтому этот остров может считаться южной границей ее ареала). С долей условности можно предположить, что *Fortipecten hallai* мигрировал от Аляски к Восточной Камчатке несколько позднее, чем там появился *F. kenyoshiensis*. Но следует признать, что в настоящее время из-за отсутствия корректного материала для филогенетических построений в отношении рода *Fortipecten* многие напрашивающиеся вопросы по его развитию и пространственному распространению осветить пока трудно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе изученного материала можно сделать вывод, что в плиоценовое время в пределах шельфовой зоны Берингова моря, в районе о. Карагинский, проходили миграции отдельных видов моллюсков. Изменение их ареалов, видимо, было связано с определенными перестройками палеобиоценозов, возможно вызванных климатическими причинами, влиянием морских течений и пр. Астарты после появления Берингова пролива в конце миоцена — начале плиоцена проникли из Арктики в Северо-Западную Пацифику и распространились там через чукотско-камчатский шельф до Сахалина и Японии. Это можно считать своеобразной экспансией представителей этого рода в шельфовые сообщества Тихоокеанской области. Вместе с тем фортипектинида *F. kenyoshiensis* и *F. takahashii* из бассейнов низкобореальных широт (Северная Япония) распространились в более северные районы (до Северной Камчатки). Видимо, расширение их ареала со смещением его границы в северные районы было обусловлено относительным потеплением в раннем плиоцене (подобный феномен был нами описан при анализе ареала южнобореальных комплексов моллюсков (с характерными дозиниями) начала среднего миоцена, когда в период потепления северная его граница смещалась на 1.5–2 тыс. км от Японии до Северной Камчатки (Гладенков, 2022)). А с наступлением относительного похолодания в позднем плиоцене произошло, видимо, некоторое расширение ареала северобореального “американского” *Fortipecten hallai* — от Аляски до восточно-камчатского шельфа (о. Карагинский). На рис. 4 показаны ареалы разных видов *Fortipecten* и основные местонахождения плиоценовых *Astarte*. Заметим, что к концу плиоцена (усть-лимимтэваямская свита) и в квартере (тусатуваямские слои) астарты стали заметными членами биосообществ бореальных шельфов практически всей Северо-Тихоокеанской области. И в настоящее время они занимают в шельфовых комплексах этой экосистемы определенное место.

Таким образом, представителей астартид и фортепектинида в биотических сообществах шельфов Северо-Тихоокеанской области можно считать своеобразными index-fossils плиоцена. В шельфовых зонах бореальной области они непрерывно трассируются от Японии до Берингова пролива. А остров Карагинский в свете приведенных данных выглядит как интересный геологический объект, где на примере ценозов

плиоценовых моллюсков можно изучать особенности их формирования и характер некоторых перестроек состава бореальных биосообществ (в частности, за счет “внедрения” в последние мигрантов) в условиях климатических флуктуаций и влияния морских течений на распространение отдельных форм.

Следует отдельно напомнить, что в пределах обрамления Северо-Западной Пацифики в конце миоцена и в конце плиоцена проявились другие важные геологические события — это фазы тектогенеза, следы которых (в виде угловых несогласий и разрывов) отмечены во многих разрезах неогена Сахалина и Камчатки (Гладенков, 2023). В качестве примера можно привести несогласное залегание энемтенской свиты плиоцена на эрмановской свите верхнего миоцена на западном побережье Камчатки южнее мыса Утхолок (рис. 5).

Приведенные данные могут использоваться, с одной стороны, при коррекции местных и региональных стратиграфических схем неогена Сахалино-Камчатского региона. А с другой стороны, они иллюстрируют возможность использования приемов “событийной стратиграфии” в моделировании палеогеографических обстановок.

В заключение хотелось бы отметить, что в понимание плиоценовых событий, проявившихся в Северо-Тихоокеанской области, большой вклад внесли исследования второй половины прошлого века Л.В. Криштофович, В.Н. Синельниковой и Л.С. Жидковой, которые осветили многие вопросы палеобиогеографических реконструкций.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания Геологического института РАН (г. Москва).

Конфликт интересов. Автор заявляет, что у него нет конфликта интересов.

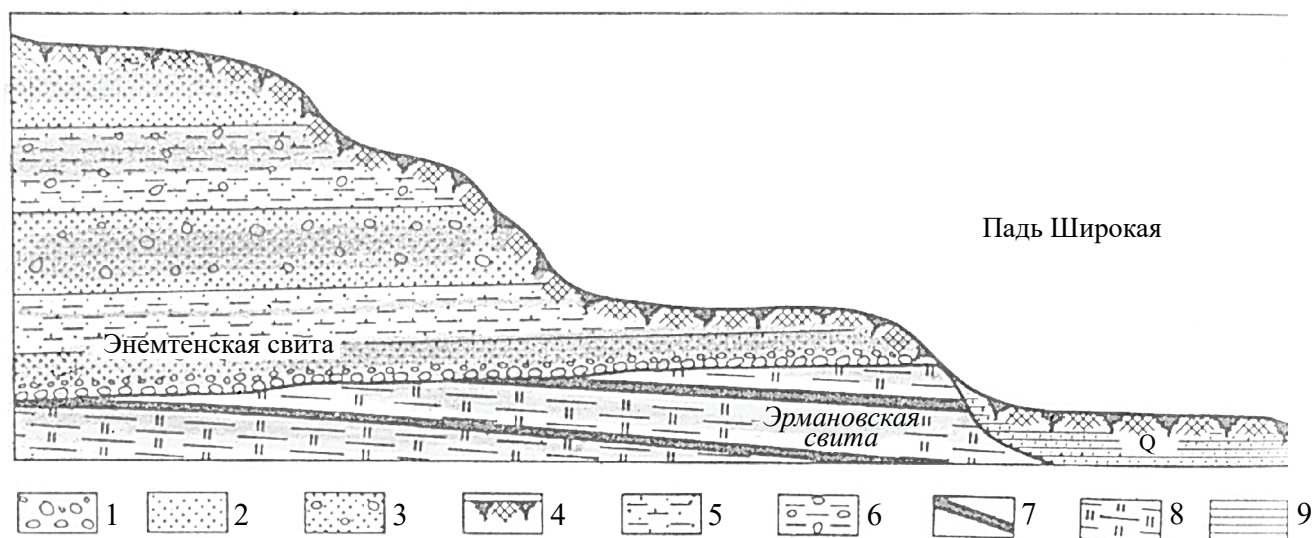


Рис. 5. Несогласное налегание энемтенской свиты плиоцена (мощностью около 70 м) на эрмановских толщах верхнего миоцена в урочище Падь Широкая, южнее п-ова Утхолок на западном побережье Камчатки (зарисовка Ю.Г. Друшица). 1 — валунные конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — гравелиты с валунами; 4 — дерновый покров; 5 — глинистые песчаники; 6 — глины с галькой; 7 — лигниты; 8 — диатомиты; 9 — русловые глины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бордунов С.И. Стратиграфия и фораминиферы неогена Восточной Камчатки. М.: ГЕОС, 2015. 148 с.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межокеанических связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 72–89.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки (вопросы биостратиграфии и палеоэкологии). М.: Наука, 1972. 252 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 214).
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 313).

- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988. 212 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 428).
- Гладенков Ю.Б. Ильинский горизонт среднего миоцена Западной Камчатки, сообщества моллюсков и палеогеографические реконструкции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 99–110.
- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия начала XXI века (историко-геологическое изучение стратисферы Земли и развития биосферы). М.: ГЕОС, 2023. 184 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 634).
- Гладенков Ю.Б., Гречин В.И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44. Вып. 5. С. 72–81.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э., Бордунов С.И., Братцева Г.М., Зырянов Е.В., Кураленко Н.П., Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Ганзей С.С., Кияшко С.И., Трубихин В.М. Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 478).
- Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И., Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Шереметьева Г.Н. Биофацциальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
- Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя (фораминиферы, моллюски и палинофлора Северо-Западного сектора). М.: Наука, 1981. 163 с.
- Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра, 1964. 343 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 232).
- Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Синельникова В.Н. Пектинида мио-плиоцена Камчатки. М.: Наука, 1975. 140 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 229).
- Barinov K.B., Oleinik A.E., Marincovich L.Jr. New occurrences of *Fortipecten hallae* (Dall, 1921) (Mollusca, Bivalvia) in the Pliocene of the North Pacific // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2005. V. 223. P. 162–171.
- Chinzei K. A new *Fortipecten* from the Pliocene Sannohe Group in Aomori Prefecture, Northeast Japan // *Jap. J. Geol. Geogr.* 1960. V. 31. P. 63–70.
- Dall W.H. Pliocene and Pleistocene fossils from the Arctic coast of Alaska and the auriferous beaches of Nome, Norton Sound, Alaska // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., Ser. 125-C.* 1920. P. 23–37.
- Dall W.H. Two new Pliocene pectens from Nome Alaska // *The Nautilus.* 1921. V. 34. № 3. P. 76–77.
- MacNeil F.S. Cenozoic Megafossils of Northern Alaska // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. Ser. 294-C.* 1957. P. 99–126.
- Masuda K. Notes on the Tertiary Pectinidae of Japan // *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.).* 1962. Spec. Vol. 5. 159–193.
- Рецензенты С.И. Бордунов, Н.Ю. Брагин, В.Г. Ганелин, С.В. Попов, В.А. Захаров

Geological Events in the Pliocene of the North Pacific Region

Yu. B. Gladenkov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

e-mail: gladenkov@ginras.ru

A description of the Pliocene deposits of Karaginsky Island, located in the Bering Sea, is given. The stratigraphic position in the section of the marker-species of astartids and fortipectinids (bivalves) has been revealed. On this basis, conclusions were drawn about the bioevents and migrations of mollusks in the Pliocene of the North Pacific region.

Keywords: Neogene, the North Pacific, bioevents, astartids, pectinids

УДК 551.89+550.46

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА, ОТРАЖЕННЫЕ В ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ГОЛОЦЕНОВЫХ КАРБОНАТОВ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ, ТЫВА (ЮЖНАЯ СИБИРЬ)

© 2025 г. Б. Г. Покровский^{1, *}, А. В. Панин²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 25.07.2024 г.

После доработки 31.10.2024 г.

Принята к публикации 12.11.2024 г.

Донные отложения озера Тере-Холь на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья содержат архив ландшафтно-климатических изменений в течение всего голоцена. Регион, располагающийся на границе Южной Сибири и Центральной Азии, выступает пограничным в отношении факторов, определявших гидроклиматические изменения в голоцене. К северу и западу доминирующим было влияние западного переноса атлантических воздушных масс, к югу и востоку — азиатско-тихоокеанской муссонной циркуляции. Реконструкция голоценовых изменений климата в регионе имеет большое значение для понимания динамики атмосферной циркуляции во внутренних районах Евразийского континента. Для оценки хода увлажнения в голоцене выполнен анализ стабильных изотопов в озерных карбонатах. Вода оз. Тере-Холь обогащена ^{18}O на 6–8‰ и ^2H на 50–60‰ по отношению к питающим ручьям и речкам, что характеризует его как сильно испаряющийся водоем. Это дает основание полагать, что вариации $\delta^{18}\text{O}$ (14.1–20.0‰ SMOW) и связанные с ними положительной зависимостью вариации $\delta^{13}\text{C}$ (–5.8...4.2‰ PDB) в рассеянном карбонатном материале голоценовых осадков озера отражают главным образом изменения гидрологического режима: положительные экскурсы $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ — периоды аридизации, отрицательные — периоды относительного увлажнения. По типу увлажнения в голоцене выделено три основные эпохи: относительно засушливые от начала голоцена до 9.8 тыс.л.н. и от 4.4 тыс.л.н. до настоящего времени и влажная эпоха между 9.8 и 4.4 тыс.л.н. На этом фоне происходили изменения увлажненности второго порядка, причем изменчивость и амплитуда колебаний увлажненности значительно возросли во второй половине голоцена после ~6 тыс.л.н. Самый влажный в голоцене интервал времени — 5.2–4.4 тыс.л.н. Около 4.4 тыс.л.н. происходит резкая и значительная аридизация, наиболее яркое гидроклиматическое событие в голоцене. Самые засушливые интервалы времени — от 4.2 до 3.1 и от 1.9 до 0.1 тыс.л.н. На рубеже эр ~2 тыс.л.н. и в последнее столетие аридные условия прерывались короткими эпизодами относительного увлажнения. Позднеголоценовая аридизация указывает на ослабление тихоокеанского муссона и уменьшение дальности его проникновения во внутренние районы Евразии в связи с трендом к похолоданию во второй половине голоцена.

Ключевые слова: стабильные изотопы, палеоклимат, аридизация, увлажнение, палеогидрология, азиатский муссон, радиоуглеродное датирование, электронная микроскопия

DOI: 10.31857/S0869592X25030061, EDN: TDTUOW

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное стратиграфическое расчленение плейстоцена основывается главным образом на вариациях изотопного состава кислорода в раковинах фораминифер из океанических осадков. Для расчленения голоцена такой подход

непригоден вследствие низкого временного разрешения и инерционных эффектов, благодаря которым изменение изотопного состава кислорода в океане не реагирует на короткопериодные климатические осцилляции. Кроме того, климатические изменения в голоцене отличались

региональной спецификой; событий глобального или полушарного охвата, которые могли бы распознаваться в удаленных океанических колонках, в голоцене не было. Поэтому голоценовые климатические изменения изучаются по природным архивам регионального и местного масштаба.

В течение длительного времени стратиграфическое и палеоклиматическое расчленение голоцена осуществлялось по спорово-пыльцевым данным или реже по диатомовым данным, малакофауне и другим палеобиологическим индикаторам. Однако в настоящее время установлено, что выделенные в различных районах относительно теплые и холодные периоды гетерохронны и коррелируются в лучшем случае в пределах крупных регионов типа Западной Европы (Gibbard, Head, 2020). Более совершенными инструментами глобальных климатических реконструкций являются данные по изотопному составу кислорода в ледниках и пещерных карбонатах, но они не отражают весь спектр климатических изменений на земной поверхности, так как ограничены преимущественно полярными и горными районами.

Для выявления климатических колебаний в голоцене в последнее время все шире используются О- и С-изотопные данные, полученные по озерным карбонатам и позволяющие построить значительно более детальную климатическую кривую для различных континентов и климатических зон. Такого рода исследования проводились в различных частях Западной Европы (Mayer, Schwark, 1999; Von Grafenstein et al., 1999a; Hammarlund et al., 2002), на озерах Белоруссии (Махнач и др., 2022), на озере Ван в Турции (Lemke, Sturm, 1997), озерах Тибетского плато на северо-западе Китая (Liu et al., 2007; Qiang et al., 2017; Ma et al., 2021), озере Иссык-Куль в Киргизии (Ricketts et al., 2001), Верхнем Белом в Бурятии (Солотчина и др., 2012) и в ряде других районов (Leng, Marshall, 2004).

Нами проведено изучение изотопного состава О и Н в воде и О и С в карбонатных осадках озера Тере-Холь, расположенного в Республике Тыва на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья. Широкую известность озеро приобрело благодаря археологическим раскопкам и комплексным исследованиям древней уйгурской крепости Пор-Бажин (VIII в. н.э.), расположенной на острове посреди озера (Панин, Аржанцева, 2010; Arzhantseva et al., 2011). Ее впервые в международной практике изучения археологических объектов удалось датировать радиоуглеродным

методом с помощью астрофизического маркера — так называемого события Мяке — с точностью до одного года (Kuitens et al., 2020). Ранее высказывалось предположение, что крепость была построена еще на суше, а озеро, глубина которого не превышает 2 м, появилось позднее (Вайнштейн, 1964). Однако детальное исследование керн донных скважин, которое сопровождалось радиоуглеродным AMS датированием озерных отложений, показало, что осадконакопление в озере охватывает период в 11 000 календарных лет (Панин и др., 2012), что дает основание считать его одним из наиболее полных архивов голоценовых событий Центральной Азии.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ

Озеро Тере-Холь (50,6150° с.ш., 97,3853° в.д.) располагается в пределах плато Сангилен на юго-востоке Республики Тыва (рис. 1), в Терехольской межгорной впадине на высоте 1298 м над уровнем моря. Водосбор озера площадью 286 км² занимает борта впадины и прилегающие среднегорья плато Сангилен, сложенные мраморами и мраморизованными известняками верхнего рифея, прорванными раннепалеозойскими интрузиями гранитоидов. Поступление в озеро карбонатов с водосбора оказало значительное влияние на характер озерной седиментации. Возможные следы оледенения на водосборе озера (остаток конуса выноса р. Айыл, вероятно, флювиогляциального происхождения) датированы временем глобального максимума последнего оледенения (Панин и др., 2012); в голоцене ледников в бассейне озера не было, что имеет значение для интерпретации изотопных данных. Площадь озера 39.1 км², средняя глубина 0.5 м, максимальная — 1.9 м. В озеро впадает сравнительно крупная р. Кунгур-Тук и значительное количество мелких ручьев и речек. Вытекает из озера р. Салдам, впадающая в р. Балыктыг-Хем — правый приток р. Каа-Хем (р. Малый Енисей).

По данным гидрологических изысканий (Панин и др., 2012), вода озера пресная, пригодная для питья, с общей минерализацией ~150 мг/л, по составу гидрокарбонатно-кальций-натриевая (Cl < 5 мг/л), слабощелочная (pH = 8.8–9.2). В годовом цикле преобладает подземное водное питание. В летний сезон минерализация впадающих в озеро малых рек (225–356 мг/л), имеющих летом почти исключительно подземное питание, существенно выше, чем в озере, очевидно, за счет накопления в озере весенних талых вод. Летом уровень воды снижается на 10–20 см

по сравнению с периодом весеннего половодья, что в пересчете на объем дает 20–30% потери на испарение. Соответственно, минерализация воды летом несколько увеличивается.

Скважина Рб-21 (50.61264°с.ш., 97.36478°в.д.) в относительно приглубой юго-западной части озера прошла озерные отложения мощностью 2.72 м. Ниже с резкой границей залегали

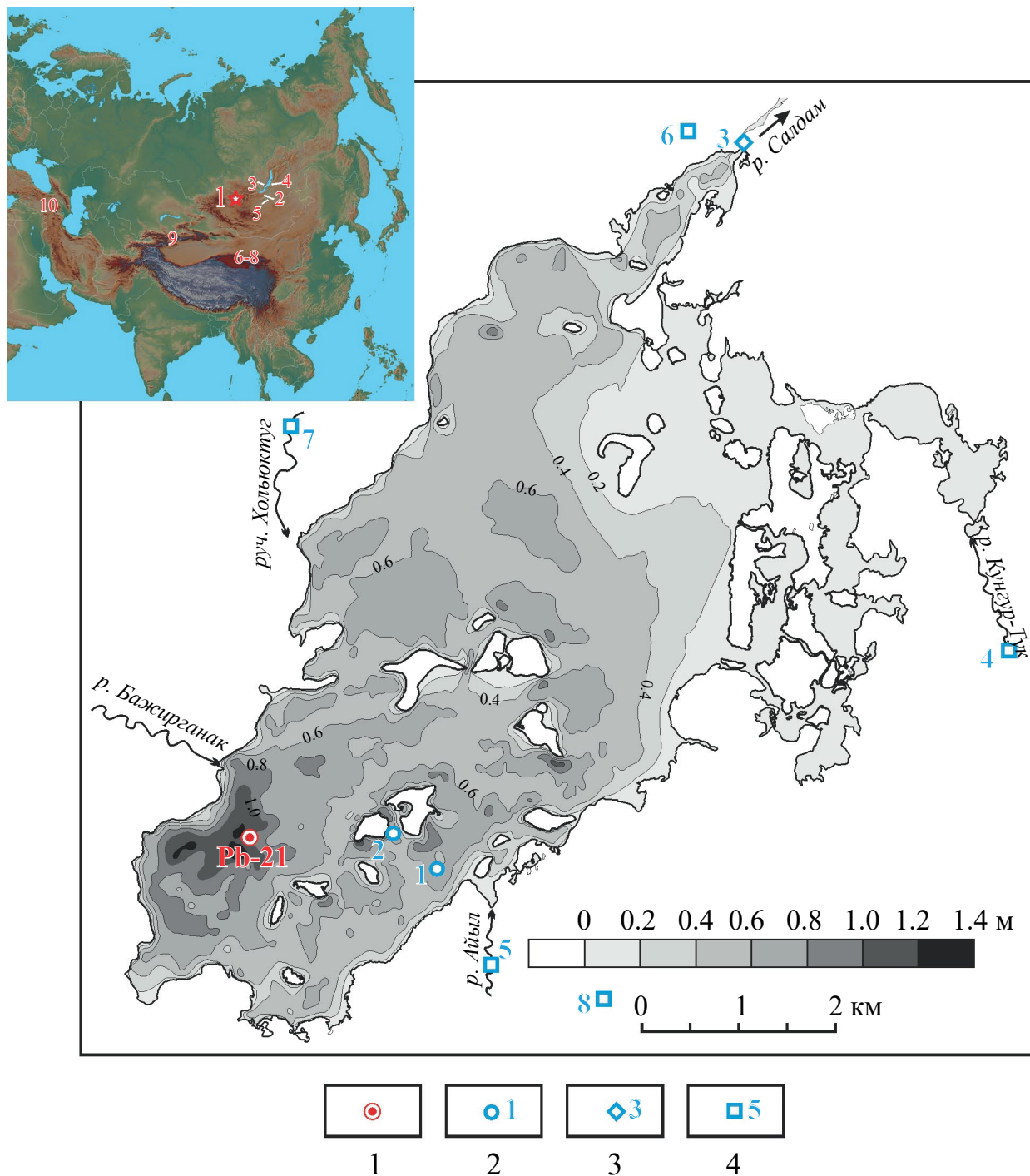


Рис. 1. Батиметрическая карта оз. Тере-Холь с расположением точек пробоотбора.

1 – скважина Рб-21; 2–4 – точки пробоотбора на изотопный состав воды: 2 – оз. Тере-Холь, 3 – вытекающая из озера р. Салдам, 4 – реки и ручьи, впадающие в озеро. На врезке показано расположение на карте Азии оз. Тере-Холь (1) и некоторых других упоминаемых в тексте озер: 2–4 – Прибайкалье и Забайкалье: 2 – Верхнее Белое, 3 – Цаган-Тырма, 4 – Котокель, Бурятия; 5 – Гун Нуур (Gun Nuur), Северная Монголия; 6–8 – Северный Тибет: 6 – Кукунор, или Цинхай (Qinghai), 7 – Генггахай (Genggahai), 8 – Харлер (Hurleg); 9 – Иссык-Куль, Северный Тянь-Шань; 10 – Ван (Van), Турция, Малая Азия.

аллювиальные суглинки. Доминирующим типом осадков являются карбонатные илы, характеризующиеся различным соотношением терригенного силикатного материала и аутигенных карбонатов, среди которых присутствует как рассеянный материал, так и обломки раковин моллюсков (в основном остракод). Примесь тонкозернистых песков носит подчиненный характер. Минимальное количество карбонатного материала (20–25%) содержится в нижней части разреза, максимальное (70–80%) в верхних 50–60 см колонки.

Наряду с глинистым терригенно-карбонатным материалом в осадках в разных количествах присутствуют остатки водорослей и высших растений, сапропель и органическое вещество неопределенного происхождения. В подошве разреза отмечены зерна диагенетического пирита. Озерные илы подстилаются плотными, местами оторфованными суглинками субаэрального происхождения, вскрытыми скважиной на глубине 2.72 м (рис. 2а). Детальные литологические описания содержатся в работе (Панин и др., 2012).

По колонкам озерных отложений, пройденных скважиной Pb-21, получено тринадцать ^{14}C масс-спектрометрических дат, из которых три образовали инверсии, а оставшиеся позволили определить возраст основных климатических и гидрологических этапов в истории озера, а также оценить средний темп осадконакопления (Панин и др., 2012). В интервале ниже 120 см (древнее 6.2 тыс.л.н.) он составлял 30 см за 1000 лет, выше 120 см (после 6.2 тыс.л.н.) — 15 см за 1000 лет (без учета слабоконсолидированных верхних 30 см). Уменьшение скорости осадконакопления вверх по разрезу коррелирует со снижением доли терригенной (минеральной) компоненты в озерных осадках (Панин и др., 2012).

Выделение гидроклиматических этапов в истории озера проводилось в работе (Панин и др., 2012) по данным анализа биологических остатков, прежде всего альгологического анализа. В качестве ключевого показателя, характеризующего активность водообмена (степень проточности) озера, принималось относительное обилие остатков диатомовых и синезеленых водорослей. Признаком относительной многоводности, значительного притока воды с водосбора и хорошей проточности считалась большая доля диатомовых (DT) водорослей, которым для массового развития требуется достаточная глубина воды, хорошая аэрация, наличие достаточного количества биогенов и кремния. Преобладание синезеленых (CN)

водорослей в совокупности с десмидиевыми (DS), хлорококковыми (HL), вольвоксовыми (VL) и золотистыми (ZL) считалось показателем маловодья, уменьшения проточности озера со значительным летним прогревом воды. На этой основе были выделены локальные экозоны, характеризующие разные типы гидрологического режима озера (рис. 2в). Количественно соотношение двух указанных экологических групп водорослей можно выразить показателем $K_d = DT/(DT + CN + DS + HL + VL + ZL)$, отражающим относительное обилие диатомовых водорослей. Рассчитанный по данным работы (Панин и др., 2012) показатель K_d помещен на рис. 2б для иллюстрации принципа выделения эпох с разным гидрологическим режимом озера (рис. 2в).

В качестве стратиграфической основы нами использовано формальное расчленение голоцена на три отдела, рекомендованное в работах (Walker et al., 2012; Ogg, 2019; Gibbard, Head, 2020). Нижняя граница голоцена принимается на уровне 11.7 тыс. лет назад (тыс.л.н.), согласно (Walker et al., 2009). Граница раннего и среднего голоцена проводится на уровне 8.2 тыс.л.н., среднего и позднего голоцена — на уровне 4.2 тыс.л.н. (рис. 2).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Природа карбонатного вещества в озерных осадках изучалась методом электронной микроскопии в лаборатории физических методов изучения пород и минералов ГИН РАН на приборе Tescan MV 2300 с микрозондовой приставкой Inca-200 при напряжении 20 кВ и эмиссионном токе 120 мкА.

Изотопный состав кислорода и водорода был определен в двух пробах воды из озера, из пяти впадающих в озеро ручьев и рек и вытекающей из озера р. Салдам. Для определения изотопного состава кислорода в воде методом уравнивания с CO_2 был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II; для определения изотопного состава водорода использовался тот же масс-спектрометр и термохимический анализатор TC/EA с реактором, заполненным металлическим хромом.

89 образцов валовых проб донных осадков, отобранных из керна скважины с интервалом в 2–4 см, были обработаны 100-процентной ортофосфорной кислотой при 50°C для разложения

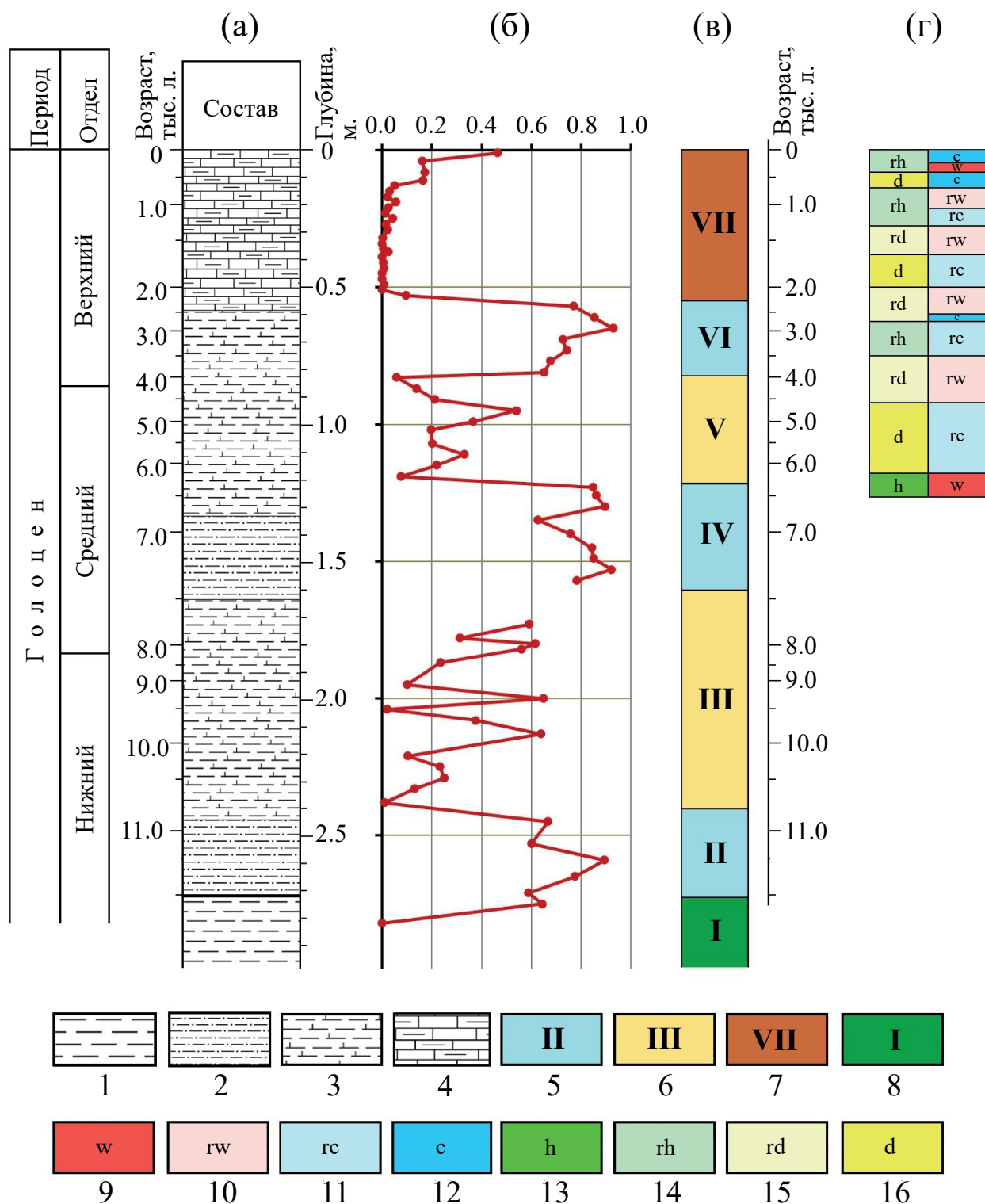


Рис. 2. Палеогидрологические и палеоклиматические реконструкции по озерным и береговым отложениям оз. Тере-Холь. (а) – литологическая колонка: 1 – суглинок, 2 – ил органо-минеральный, 3 – ил органогенно-карбонатный (сапропель), 4 – ил карбонатный; (б) – показатель относительного обилия диатомовых водорослей Kd (см. пояснения в тексте); (в) – локальные экозоны по данным палеоальгологического анализа и их палеогидрологическая интерпретация по (Панин и др., 2012): 5–8 – степень проточности озера: 5 – относительно высокая (зоны II, IV, VI), 6 – относительно низкая (зоны III, V), 7 – очень низкая (зона VII), 8 – аллювиальная обстановка (зона I); (г) – палеоклиматические фазы второй половины голоцена по данным спорово-пыльцевого анализа (Borisova, Panin, 2019; Борисова и др., 2021): 9–12 – температура: 9 – тепло, 10 – относительно тепло, 11 – прохладно, 12 – холодно; 13–16 – влажность: 13 – влажно, 14 – относительно влажно, 15 – относительно сухо, 16 – сухо.

рассеянного карбонатного материала; тем же способом разлагались отобранные вручную обломки раковин остракод. Delta V Advantage и Gas-Bench II использовались для определения изотопного состава С и О в карбонатах. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD — в промилле относительно стандарта V-SMOW, который связан с используемым во многих работах по изотопному составу кислорода в карбонатах стандартом PDB формулой (Friedman, O'Neil, 1977): $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$. Для привязки результатов анализов к V-PDB и V-SMOW использовались сверочные пробы и стандарты IAEA C-O-1, V-SMOW и V-SIAP. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и δD находится в пределах ± 0.2 , ± 0.1 и ± 2 ‰ соответственно.

Привязка к шкале времени осуществлялась по модели возраст—глубина, построенной в среде R Bacon v.2.3 (Blaauw, Christen, 2011) (рис. 3). Модель строилась по ^{14}C датам, полученным ранее. Поскольку в ранней публикации (Панин и др., 2012) список дат и характеристики образцов приведены не были, мы помещаем их здесь для корректного введения в научный оборот (табл. 1). Датирование выполнено масс-спектрометрическим (AMS) методом в лаборатории геологического факультета университета г. Лунда, Швеция (индекс LuS). Согласно новой возрастной модели, контакт озерных и субаэральных (аллювиальных) отложений на глубине 2.72 м датируется временем порядка 11.5 тыс.л.н., что на 0.5 тыс.л.н. удревает время образования озера по сравнению с более ранней оценкой (Панин и др., 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вода. Изотопный состав воды озера и связанных с ним водотоков изучался по пробам, отобранным 16–18 июля 2015 г. (см. список проб в табл. 2, расположение мест опробования на рис. 1).

Пробы воды, отобранные в оз. Тере-Холь летом 2015 г., характеризуются величинами $\delta^{18}\text{O} = -6.2 \pm 0.2$ ‰ и $\delta\text{D} = -69 \pm 1$ ‰, которые значительно выше аналогичных параметров основной питающей озеро реки Кунгур-Тук ($\delta^{18}\text{O} = -12.2$ ‰ и $\delta\text{D} = -117$ ‰) и впадающих в него более мелких ручьев и речек: $\delta^{18}\text{O} = -14.7...-17.0$ ‰, $\delta\text{D} = -104...-129$ ‰ (табл. 2). На графике $\delta^{18}\text{O}$ – δD (рис. 4) тренд, соединяющий воду озера и воду р. Кунгур-Тук,

отвечает формуле: $\delta\text{D} = 4.9 \times \delta^{18}\text{O} - 38$, которая существенно отличается от формулы Крейга (Craig, 1961): $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$, характеризующей глобальную линию атмосферных вод, и указывает на то, что изотопный состав О и Н в воде озера модифицируется в результате испарения.

Угловой коэффициент $\sim 4.5 \pm 0.5$, связывающий изотопный состав кислорода и водорода, типичен для испаряющихся озер аридного климата (Брезгунов и др., 1980; Gonfiantini, 1986; Покровский и др., 2017). Нельзя не отметить, что р. Салдам, вытекающая из озера, занимает на тренде промежуточное место между озером и питающими водотоками (рис. 3). Очевидно, что в ее питании наряду с водой озера принимает участие не подверженный испарению подземный сток.

Карбонаты. На основании литологических наблюдений и оптической микроскопии предполагалось, что рассеянный карбонатный материал имеет отчасти терригенное, отчасти хемогенное происхождение (Панин и др., 2012). Однако электронная микроскопия показала, что карбонаты образуют тонкие корки на поверхности синезеленых водорослей (рис. 5) и осаждаются, очевидно, так же как и многократно описанные карбонатные корки на настоящих водорослях, вследствие интенсивного поглощения углекислого газа в ходе фотосинтеза и смещения углекисотно-карбонатного равновесия. В тех случаях, когда электронный луч проникает сквозь карбонатную корку, под ней оказывается углеродистое (органическое) вещество. Хемогенная природа карбонатного вещества в озерных илах подтверждает возможность его использования для палеоклиматических реконструкций.

На рис. 6 показаны вариации изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах скважины Pb-21 и их гидроклиматическая интерпретация. Использована построенная в данной работе возрастная шкала (рис. 3).

Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в рассеянном карбонатном материале донных осадков охватывает интервал от -5.8 до 4.2 ‰ и от 14.1 до 20.0 ‰ соответственно. Важнейшей особенностью изотопно-кислородной кривой является общая тенденция к уменьшению величин $\delta^{18}\text{O}$ снизу вверх по разрезу в нижних 1.8 м (в нижнем и среднем голоцене), которая сменяется положительным трендом в верхней части, примерно соответствующей верхнему голоцену (рис. 6). Граница между этими частями очень резкая: всего на 4-сантиметровом интервале на глубинах от 90 до 86 см значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются сразу на 5‰ (табл. 3).

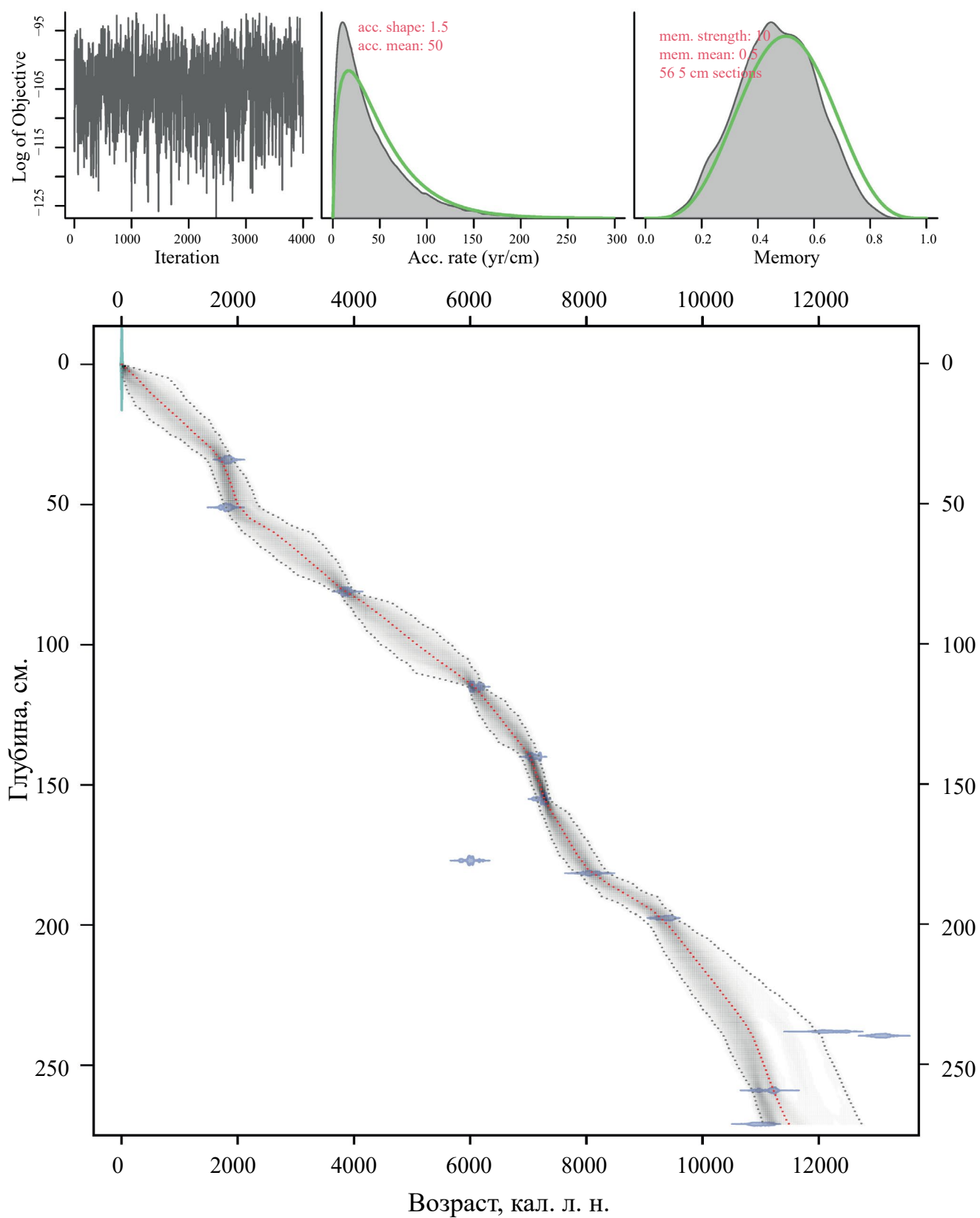


Рис. 3. Возрастная модель озерных отложений скважины Pb-210 по данным табл. 1, построенная в программе R Bacon.

Таблица 1. Радиоуглеродные (AMS) даты по озерным отложениям в скважине Pb-21

Глубина, см	Материал	Дата ^{14}C BP, $\mu\pm\sigma$	Дата кал. л. н. $\mu\pm\sigma$	Индекс LuS
34	раковины <i>Pisidium casetanum</i>	1850 ± 50	1760 ± 140	8156
51	растительные остатки	1840 ± 50	1755 ± 135	7425
81	растительные остатки	3530 ± 35	3800 ± 100	7426
115	озерный ил (ТОС)	5247 ± 30	5990 ± 130	7427
140	озерный ил (ТОС)	6134 ± 30	7030 ± 110	7428
155	раковины (не определены)	6256 ± 30	7210 ± 125	7429
177	растительные остатки	? 5175 ± 50	? 5965 ± 215	7430
181	раковины <i>Guralis albus</i>	7190 ± 100	8000 ± 210	8157
197	озерный ил (ТОС)	8310 ± 60	9320 ± 170	7431
238	озерный ил (ТОС)	? 10310 ± 70	? 12200 ± 400	7432
240	раковины <i>Guralis albus</i>	? 11125 ± 110	? 13045 ± 175	8158
259	озерный ил (ТОС)	9710 ± 60	11140 ± 230	7433
271	озерный ил (ТОС)	9600 ± 65	10940 ± 225	7434

Примечание. ТОС (Total Organic Carbon) – общий органический углерод. Знаком вопроса помечены даты, отвергнутые возрастной моделью.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода и водорода в воде оз. Тере-Холь, впадающих и вытекающих из него рек

№ п/п	Объект	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	δD , ‰ SMOW
1	оз. Тере-Холь	–6.0	–68
2	оз. Тере-Холь	–6.5	–70
3	р. Салдам (вытекающая)	–11.5	–95
4	р. Кунгуртук	–16.0	–117
5	руч. Айыл	–14.7	–104
6	руч. Бай-Ой	–15.7	–117
7	руч. Хольюктуг	–17.0	–129
8	источник Торгун	–16.4	–121

Исходя из возрастной модели (рис. 3, табл. 3), этот скачок произошел между 4.5 и 4.2 тыс.л.н.

Основные тренды осложнены флюктуациями второго порядка. Крупный отрицательный экскурс отмечается в интервале 58–47 см (~2.4–1.9 тыс.л.н.), в котором, на фоне характерного для верхнего голоцена положительного плато (19–20‰), величины $\delta^{18}\text{O}$ опускаются до 16–17‰. В нижней части разреза отрицательный

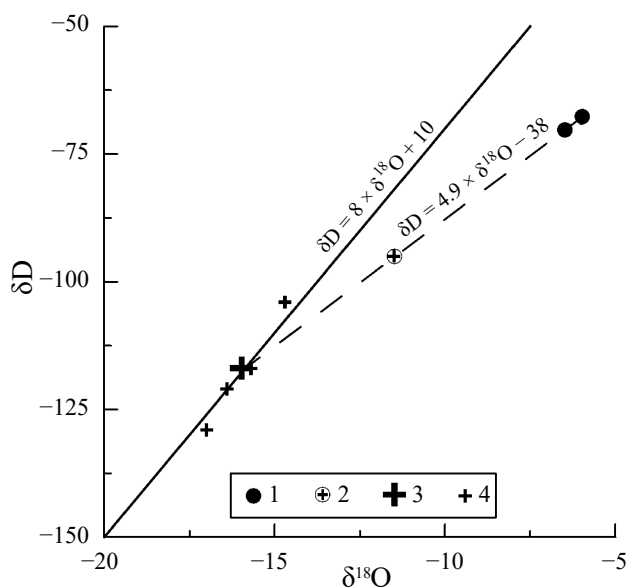


Рис. 4. Изотопный состав кислорода и водорода в воде. 1 – оз. Тере-Холь, 2 – вытекающая из озера р. Салдам, 3 – впадающая в озеро р. Кунгур-Тук, 4 – впадающие в озеро мелкие ручьи и реки. Сплошная линия – глобальный тренд атмосферных осадков: $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961), пунктирная линия – тренд испарения оз. Тере-Холь.

экскурс можно отметить на уровне 188–190 см (~8.8–8.6 тыс.л.н.). Его точное положение, к сожалению, установить не удалось, так как 20 см керна утрачено. Весьма вероятно, что он приходится на границу нижнего и среднего голоцена.

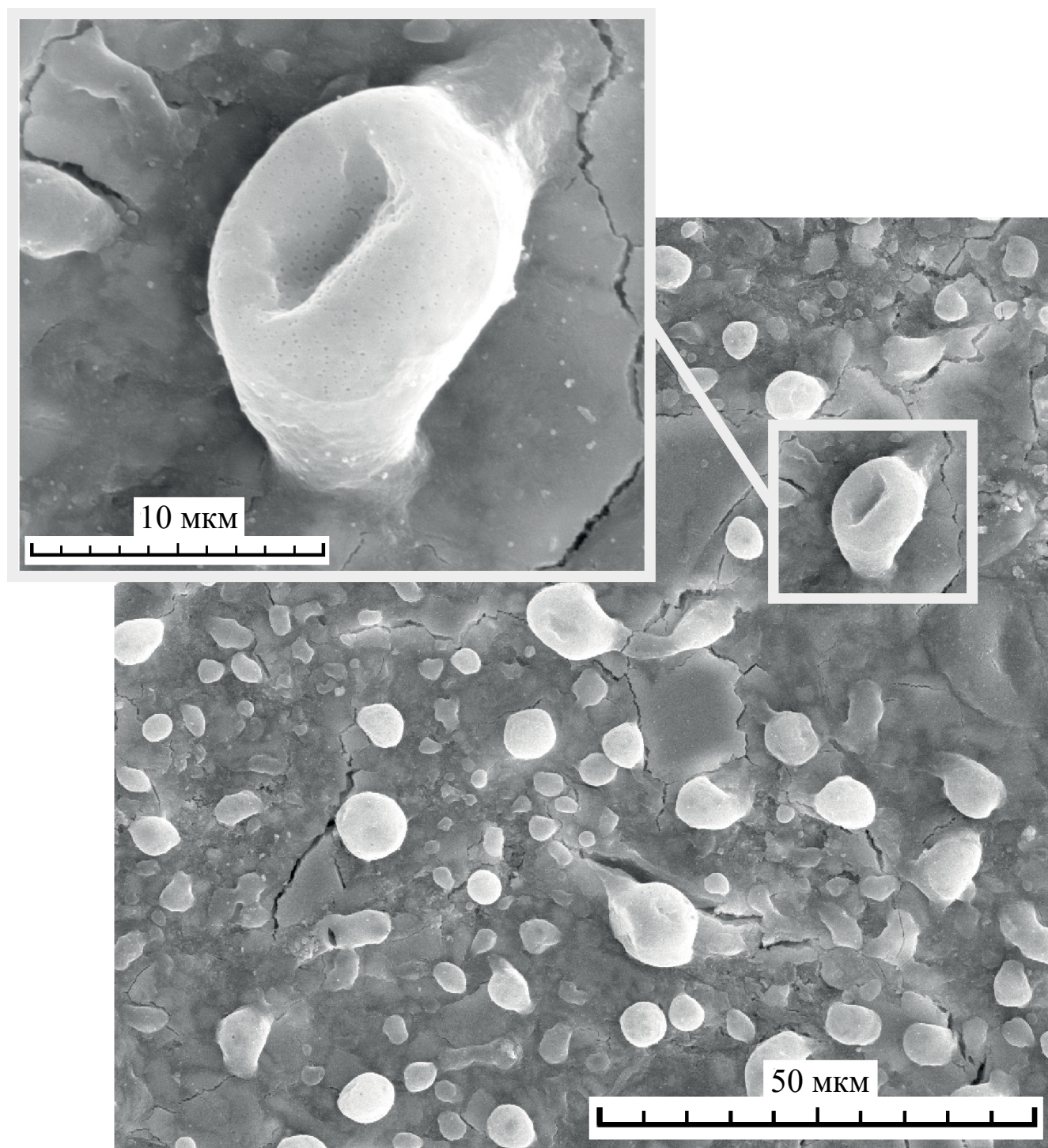


Рис. 5. Электронно-микроскопические фотографии карбонатного материала из донных осадков оз. Тере-Холь, скважина Рб-21.

Между О- и С-изотопными вариациями в разрезе скважины Рб-21 существует четкая корреляция: положительным экскурсам $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$, и наоборот (рис. 6). Отсутствует положительная корреляция $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ только в основании

разреза, где на 50–60 см керна очень быстрый (на $\sim 8\%$) рост значений $\delta^{13}\text{C}$ сопровождается незначительным уменьшением величин $\delta^{18}\text{O}$. Важно отметить, что единичные выбросы на эволюционных кривых $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ отсутствуют — как крупные, так и более мелкие экскурсы

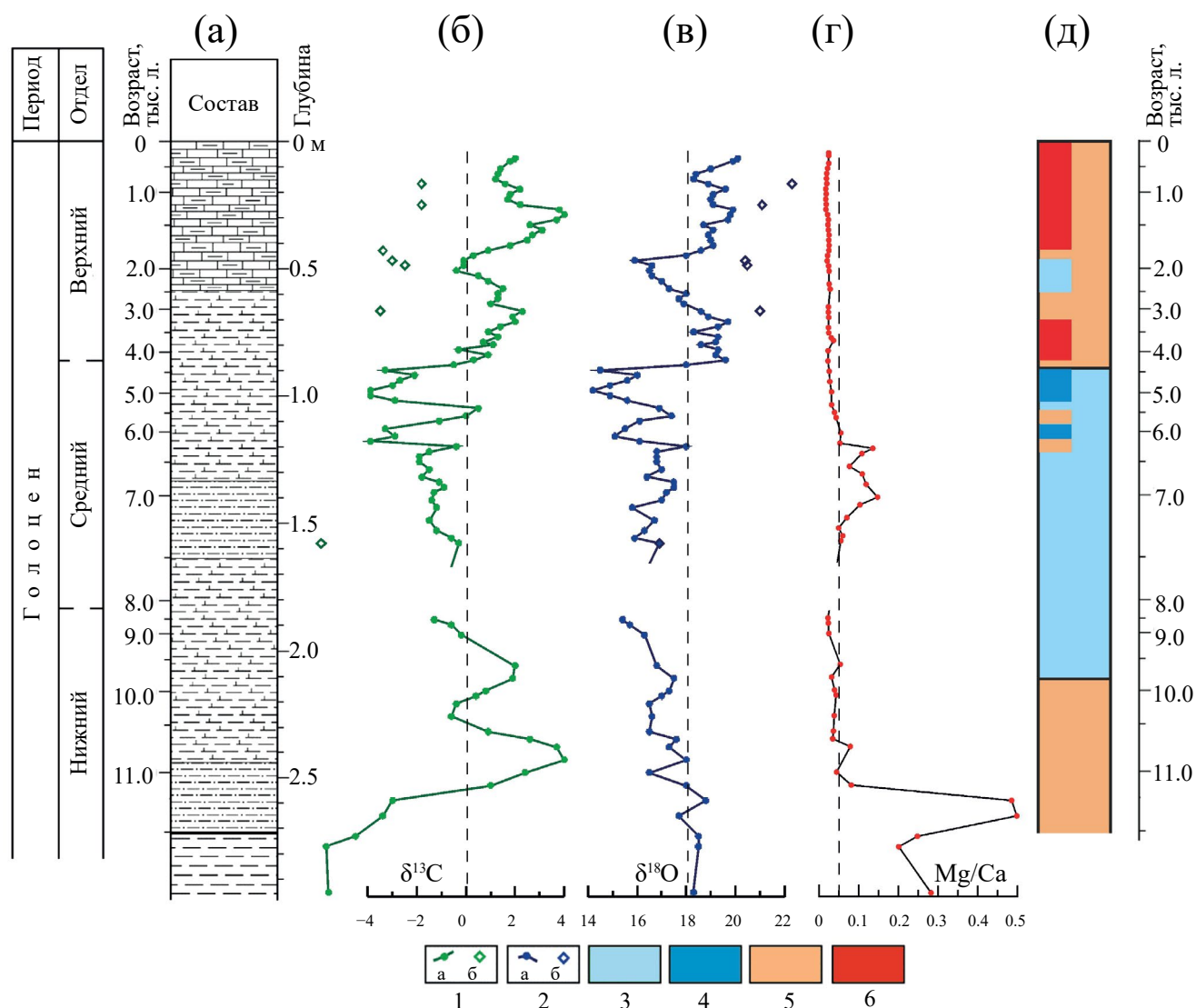


Рис. 6. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в разрезе голоценовых осадков оз. Тере-Холь.

(а) – литологическая колонка (условные обозначения см. на рис. 2); (б, в) – значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах соответственно: 1а, 2а – валовые пробы; 1б, 2б – раковины остракод; (г) – значения Mg/Ca в валовых пробах карбонатов; (д) – гидроклиматическая периодизация по изотопным данным: 3, 5 – события первого порядка: 3 – влажно, 5 – засушливо; 3–6 – события второго порядка: 3 – относительно влажно, 4 – максимальное увлажнение, 5 – относительно засушливо, 6 – максимальная засушливость.

поддержаны сериями из 3–4, а иногда 8–10 точек, за которыми, очевидно, стоят не случайные загрязнения осадков чужеродным (например, эоловым) материалом, а достаточно продолжительные – в сотни и тысячи лет – интервалы в истории озера.

Раковины остракод, отобранные в верхней части разреза, в целом повторяют тренды, установленные в рассеянном карбонатном материале. При этом они характеризуются более высокими (в среднем на $2.8 \pm 1.6\text{‰}$), чем в рассеянном карбонате, значениями $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 7а)

и более низкими (в среднем на $4.15 \pm 1.1\text{‰}$) значениями $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 7б). Обогащение раковин остракод тяжелым изотопом кислорода по отношению к равновесным значениям на 2–3‰ отмечалось ранее (Von Grafenstein et al., 1999b; Bahr et al., 2006) и связывается с характерным для остракод “жизненным эффектом”. Сдвиг, установленный в осадках оз. Тере-Холь, таким образом, косвенно подтверждает равновесное осаждение карбоната, который мы называем “рассеянным”, и правомерность использования последнего в палеоклиматических построениях.

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из керна донной скважины озера Тере-Холь

№№	Глубина, см	Возраст, лет от 2000 г*	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB**	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW**
1	7	345	2.0	20.1
2	8	389	1.8	19.9
3	11	531	1.4	19
4	13	636	1.3	18.4
5	15	741	1.2	18.3
6	17	849	1.6 (–1.8)	18.9 (22.3)
7	19	957	2.2	19.6
8	21	1062	1.8	19.1
9	23	1163	1.7	19
10	25	1264	2.2 (–1.8)	19.1 (21.1)
11	27	1374	3.8	19.9
12	29	1484	4.0	19.8
13	31	1577	3.7	19.7
14	33	1653	2.6	18.7
15	35	1728	3.1 (–1.3)	19.1 (21.7)
16	37	1766	2.7	18.9
17	39	1804	2.5	19.0
18	41	1840	1.8	19.1
19	43	1874	0.9 (–3.4)	18.6 (23.8)
20	45	1908	0.3	18.0
21	47	1939	–0.1 (–3.0)	15.9 (20.4)
22	49	1971	–0.1 (–2.5)	16.6 (20.5)
23	51	2029	–0.4	16.5
24	53	2115	0.5	16.6
25	55	2201	0.9	17.0
26	58	2451	1.5	17.3
27	60	2618	1.3	18.0
28	62	2740	1.3	17.7
29	64	2861	1.0	17.9
30	67	3035	2.3 (–3.5)	18.6 (21.0)
31	69	3149	1.9	18.9
32	71	3264	2.0	19.7
33	73	3379	1.4	19.3
34	75	3495	0.9	18.3
35	77	3604	1.3	19.3
36	79	3713	0.7	19.2
37	80	3768	1.1	18.6
38	82	3923	–0.3	19.3
39	84	4079	0.9	19.2

Таблица 3. Продолжение

№№	Глубина, см	Возраст, лет от 2000 г*	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB**	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW**
40	86	4221	0.3	19.6
41	88	4350	−0.5	18.0
42	90	4478	−3.3	14.5
43	92	4598	−2.1	16.0
44	94	4717	−2.7	15.6
45	96	4837	−3.0	14.9
46	98	4958	−3.9	14.2
47	100	5078	−3.9	14.9
48	102	5207	−2.9	15.6
49	105	5399	0.5	16.9
50	108	5604	0.0	17.4
51	110	5740	−1.1	16.1
52	113	5936	−3.3	15.5
53	116	6107	−2.9	15.1
54	118	6187	−3.9	16.1
55	120	6267	−0.4	18.0
56	122	6346	−1.5	16.8
57	124	6425	−1.9	16.8
58	126	6502	−1.9	16.8
59	129	6613	−1.5	17.0
60	132	6727	−1.8	16.4
61	134	6804	−1.1	17.5
62	136	6880	−0.9	17.5
63	138	6955	−1.3	17.2
64	141	7045	−1.4	17.0
65	144	7092	−1.2	15.8
66	149	7174	−1.5	16.7
67	153	7237	−1.2	16.3
68	156	7294	−0.6	15.9
69	158	7349	−0.3 (−5.9)	16.9 (16.9)
70	188	8589	−1.3	15.4
71	190	8755	−0.6	15.7
72	194	9062	−0.2	16.3
73	206	9631	2.0	16.8
74	211	9818	1.9	17.5
75	216	10008	0.8	17.3
76	218	10086	0.4	17.0
77	221	10200	−0.4	16.5
78	226	10387	−0.6	16.6

Таблица 3. Окончание

№№	Глубина, см	Возраст, лет от 2000 г*	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB**	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW**
79	232	10609	0.9	16.5
80	235	10715	2.6	17.6
81	238	10801	3.7	17.3
82	243	10914	4.0	18.0
83	248	11007	2.4	16.5
84	253	11098	1.0	18.0
85	259	11208	-3.0	18.8
86	265	11331	-3.4	17.7
87	273	11500	-4.5	18.5
88	277	11580	-5.7	18.5
89	295	11940	-5.6	18.3

Примечания:

*Согласно построенной модели возраст—глубина (рис. 3).

**Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, приведенные без скобок, получены для рассеянного карбоната в валовых пробах; значения в скобках — для раковин остракод.

Существенное обеднение остракод по сравнению с рассеянным карбонатом тяжелым изотопом углерода (^{13}C) может быть связано как с участием в образовании раковины продуктов

метаболизма, так и с вовлечением в этот процесс диагенетической углекислоты, связанной с окислением органического вещества на дне озера или в поверхностном слое осадка.

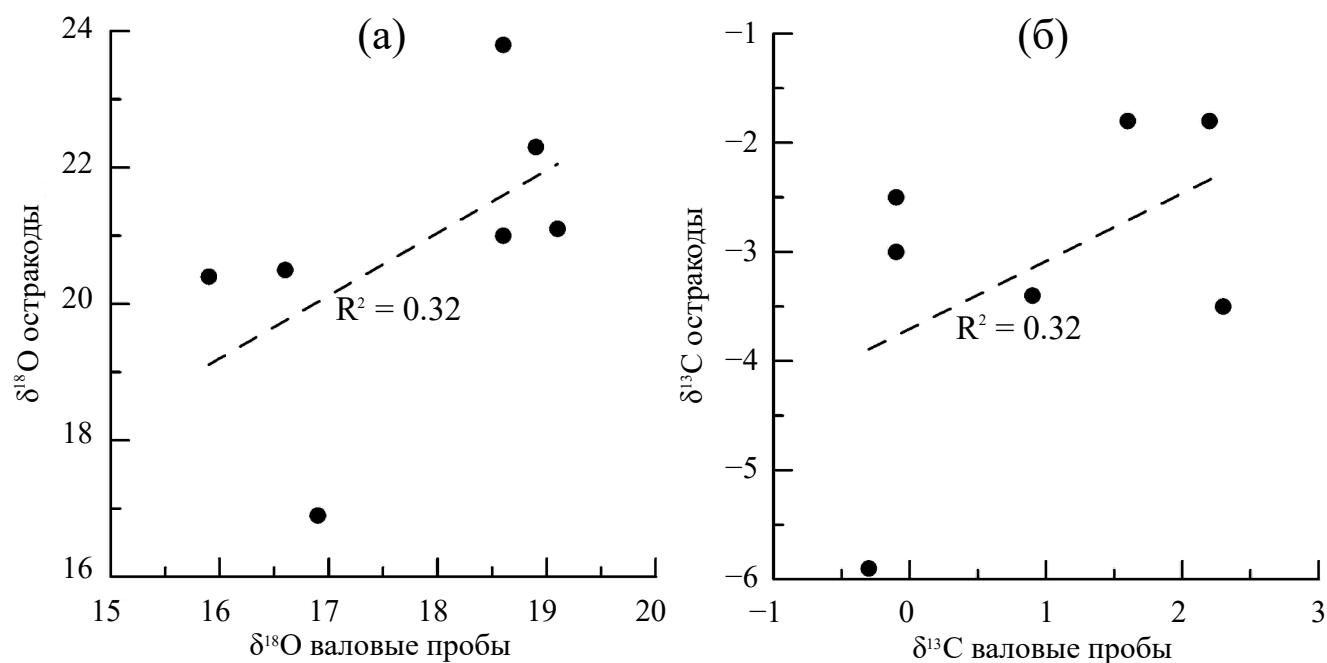


Рис. 7. Соотношение изотопного состава кислорода (а) и углерода (б) в рассеянном карбонате и раковинах остракод из одной пробы керна скважины.

ОБСУЖДЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Факторы, контролирующие изотопный состав С и О в озерных карбонатах

Изотопный состав кислорода хемогенных и органогенных карбонатов контролируется тремя основными факторами: 1) соотношением кальция и магния, 2) температурой и 3) изотопным составом воды, в равновесии с которой они образуются.

Согласно (Chacko, Deines, 2008), при низких температурах (0–130°C) фракционирование изотопов кислорода между крайними членами ряда магнезит (Mgs)–кальцит (Cc) и водой (W) определяется формулами:

$$1000\text{Ln}\alpha(\text{Mgs} - \text{W}) = 2.388 \times 10^6(T^{-2}) + 9.212 \times 10^3(T^{-1}) - 17.792, \quad (1)$$

$$1000\text{Ln}\alpha(\text{Cc} - \text{W}) = 1.692 \times 10^6(T^{-2}) + 7.649 \times 10^3(T^{-1}) - 16.925, \quad (2)$$

где α – коэффициент фракционирования, T – абсолютная температура и $1000\text{Ln}\alpha(\text{Mgs}, \text{Cc} - \text{W}) \cong \delta^{18}\text{O}(\text{Mgs}, \text{Cc}) - \delta^{18}\text{O}(\text{W})$.

Комбинируя формулы (1) и (2), можно получить зависимость фракционирования изотопов кислорода в системе карбонат–вода от содержания магния:

$$\alpha(\text{Mgs}, \text{Cc} - \text{Water}) = x \times \alpha(\text{Mgs} - \text{W}) + (1 - x) \times \alpha(\text{Cc} - \text{W}),$$

где x – мольная доля магния в кальците.

Расчеты показывают, что при вероятных температурах осаждения озерных карбонатов (20–30°C) высокомагнезиальный кальцит ($\text{MgCO}_3 \sim 15\text{--}20\%$) в изотопно-кислородном равновесии может быть обогащен по сравнению с чистым кальцитом на 1.5–2‰. Однако изотопный состав кислорода в карбонатах оз. Терехоль в целом не коррелируется с содержанием Mg (рис. 6). Увеличение магнезиальности может быть причиной увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ на 1.5–2‰ только на относительно узком интервале 1.2–1.4 м (рис. 6). Высокое содержание Mg в самом низу колонки, где общая карбонатность ила не превышает 20%, может быть связано с силикатной фазой и может не отражать магнезиальность собственно карбоната. На изотопном составе кислорода этот всплеск магнезиальности не отразился.

Весьма маловероятна связь вариаций изотопного состава кислорода в карбонатах с колебаниями температуры в озерной воде. Для кальцита зависимость величин $\delta^{18}\text{O}$ от температуры в пределах 50°C характеризуется отрицательным градиентом $\Delta_T \approx 0.25\text{‰}/1^\circ\text{C}$ (Kim, O'Neil, 1997; Chacko, Deines, 2008): при постоянном изотопном составе воды увеличение температуры ведет к уменьшению величин $\delta^{18}\text{O}$ в равновесном кальците, и наоборот.

Однако озерная палеоклиматология основана не на О-изотопном фракционировании в системе карбонат–вода, а на зависимости от климата изотопного состава кислорода в воде. Проявляется эта зависимость двояко: вследствие зависимости изотопного состава О в атмосферных осадках от температуры, при которой они выпадают (в том числе от среднегодовой температуры данной территории), и вследствие зависимости изотопного состава О в том или ином озере от испарения, которое определяется гидрологическим режимом и увлажненностью территории.

Связь значений $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках и температуры поддается количественной оценке. Более 50 лет назад было установлено, что в Европе и Северной Атлантике значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадках уменьшаются при движении с юга на север и обнаруживают прямую зависимость от среднегодовой температуры с градиентом $\Delta_b \approx -0.7\text{‰}/1^\circ\text{C}$ (Dansgaard, 1964). В дальнейшем обработка обширной базы данных дала глобальную зависимость: $\Delta_b \approx 0.6\text{‰}/1^\circ\text{C}$ (Fricke, O'Neil, 1999). О- (и Н-) изотопный эффект, связанный с испарением, действует в том же направлении (чем выше температура, тем сильнее обогащается озерная вода тяжелыми изотопами), однако плохо поддается количественной оценке, так как в большой степени зависит от гидрологического режима.

Изотопный состав углерода в озерных карбонатах также связан с гидрологическим режимом. В растворенном неорганическом углероде (РНУ) речных вод значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в широких пределах – от ~0 до –25‰, в зависимости от литологии дренируемых пород, сезона, интенсивности обмена с атмосферой и ряда других факторов (Aucour et al., 1999; Kendall, Doctor, 2003; Leng, Marshall, 2004; Pokrovsky et al., 2015; Shan et al., 2021). Летом в реках умеренного пояса они обычно располагаются в интервале $-10 \pm 2\text{‰}$, демонстрируя примерно равное влияние двух процессов: растворения обедненной ^{13}C почвенной углекислоты ($\delta^{13}\text{C}$ около –25‰) и изотопного обмена с CO_2 атмосферы, который сдвигает

$\delta^{13}\text{C}$ РНУ к значениям 0–2‰. Существенно выше величины $\delta^{13}\text{C}$ (до ~0...–5) только в РНУ рек, дренирующих мощные толщ карбонатных пород (Leng, Marshall, 2004; Shan et al., 2021). В биогенном речном кальците и арагоните величины $\delta^{13}\text{C}$ на 1–2‰ выше, чем в РНУ, из которого они осаждаются (Aucour et al., 1999), что в первом приближении соответствует С-изотопному равновесию в системе кальцит– HCO_3^- (Deines et al., 1974).

Основным процессом, контролирующим изотопный состав углерода в РНУ и карбонатах морей, океанов, бессточных и слабопроточных озер, является обмен с CO_2 атмосферы, который осуществляется по геологическим меркам очень быстро. С-изотопное равновесие между РНУ в 50-метровом поверхностном слое океана и CO_2 атмосферы достигается за 10 лет (Lynch-Stieglitz et al., 1995; Quay et al., 2003); в мелководных озерах речь может идти о месяцах. Фракционирование $\delta^{13}\text{C}$ при переходе CO_2 в кальцит при температурах 20–30°C оценивается величиной $\sim 10 \pm 0.5\text{‰}$ (Deines et al., 1974). Соответственно, в равновесии с современной атмосферой, характеризующейся значением $\delta^{13}\text{C} = -8.5\text{‰}$ (Graven et al., 2017), должен осаждаться кальцит с $\delta^{13}\text{C} = 1\text{–}3\text{‰}$, что удовлетворительно согласуется с эмпирическими наблюдениями, несмотря на ряд осложняющих факторов, таких как фотосинтез, окисление органического вещества, дегазация и др.

Важно отметить, что изотопный состав углерода в атмосферном углекислом газе подвержен изменениям. В настоящее время он характеризуется величиной $\delta^{13}\text{C} = -8.5\text{‰}$ (Graven et al., 2017). В 1978 году, когда был начат постоянный мониторинг, эта величина была на 1‰ выше и с тех пор равномерно уменьшается одновременно с увеличением содержания в атмосфере CO_2 . Измерения газового состава ледников, накопленных в доиндустриальную эпоху (ранее 1850 года) дают в CO_2 атмосферы значение $\delta^{13}\text{C} = -6.7\text{‰}$ (Sundquist, Visser, 2003; Graven et al., 2017). Соответственно, изотопный состав углерода в осадочном кальците, равновесном с доиндустриальной атмосферой, можно оценить значением $\delta^{13}\text{C} = 3.5 \pm 0.5\text{‰}$.

На фоне колебания увлажненности территории трудно определить роль температурных изменений. Высказывались предположения, что на юге Сибири периоды увлажнения связаны с похолоданиями, и наоборот (Солотчина и др., 2012, 2013). Однако спорово-пыльцевой анализ осадков оз. Тере-Холь во второй

половине голоцена показывает, что существовали и прохладные относительно влажные и относительно теплые засушливые периоды (Borisova, Panin, 2019; Борисова и др., 2021). Не предполагая обсуждать в данной статье эту проблему в целом, отметим, что метеорологический мониторинг, который проводится на юге Сибири в последние 80–100 лет (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate.php>), связь увлажнения с температурой не подтверждает и не опровергает. Глобальное потепление в г. Кызыл отчетливо проявляется только в увеличении зимних температур (рис. 8а) и практически незаметно в теплое время года, когда выпадает основная масса осадков (рис. 8б). При этом никакой корреляции между количеством осадков и температурой не наблюдается. Сходная ситуация наблюдается в г. Улан-Удэ, расположенном в 500 км восточнее Кызыла (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate.php>).

О- и С-изотопные события в голоценовых осадках озера Тере-Холь

Связь изотопного состава С и О в озерных карбонатах с гидрологическим режимом водоема проявляется в их положительной корреляции, которая была установлена на многочисленных объектах (Talbot, 1990; Leng, Marshall, 2004). На озере Тере-Холь корреляция $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается для всего разреза, за исключением самой нижней части (рис. 9). Для среднего и верхнего голоцена характерен общий тренд с высоким коэффициентом корреляции ($R^2 = 0.77$), причем верхний предел вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах практически соответствует изотопному равновесию кальция с доиндустриальной атмосферой, а вариации $\delta^{18}\text{O}$ укладываются в интервал между равновесием с современной речной и современной озерной водой (рис. 9). Карбонаты нижнего голоцена (исключая его основание) также показывают наличие корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, однако наклон линии связи отличается от такового для среднего и верхнего голоцена. Характерное для застойного режима С-изотопное равновесие с атмосферой устанавливалось в раннем голоцене при более низких значениях $\delta^{18}\text{O}$, чем в позднем голоцене. Возможно, это связано с тем, что в раннем голоцене аридизация происходила при относительно низких температурах и, соответственно, более низких значениях $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках.

В целом средний голоцен был на юго-востоке Тывы наиболее влажным, поздний голоцен – наиболее засушливым. Судя по изотопным данным, постепенное увлажнение территории происходило на протяжении всего раннего и среднего голоцена, достигнув максимума в период

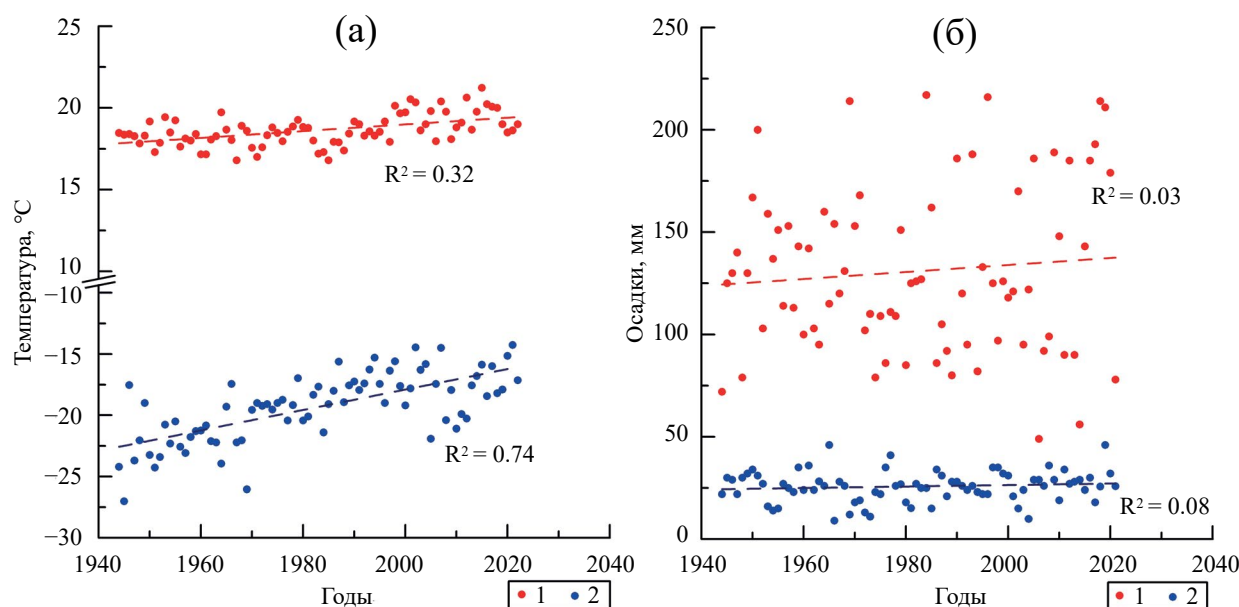


Рис. 8. Изменение температуры (а) и количества осадков (б) в г. Кызыл за последние 80 лет (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate.php>).

1 — средние значения для теплого времени года (апрель—сентябрь); 2 — средние значения для холодного времени года (октябрь—март).

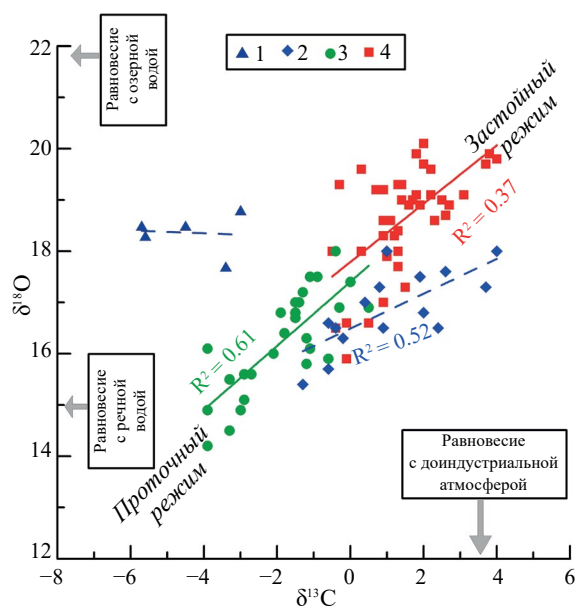


Рис. 9. Соотношение изотопного состава углерода и кислорода в валовых пробах карбонатов из донных осадков оз. Тере-Холь.

1 — основание разреза, 2 — нижний голоцен, 3 — средний голоцен, 4 — верхний голоцен. Стрелками показаны: значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальците, равновесном с современной озерной и современной речной водой при фракционировании $\delta^{18}\text{O}$ (кальцит— H_2O) = $28 \pm 1\text{‰}$, соответствующем $\sim 25 \pm 5^\circ\text{C}$ (Kim, O'Neil, 1997); значения $\delta^{13}\text{C}$ в кальците, равновесном с углекислым газом доиндустриальной атмосферы (Sundquist, Visser, 2003; Graven et al., 2017) при фракционировании $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2 —кальцит) = $10 \pm 0.5\text{‰}$ (Deines et al., 1974), соответствующем $\sim 25 \pm 5^\circ\text{C}$.

5.2—4.4 тыс.л.н., и резко сменилось аридизацией на рубеже среднего и позднего голоцена. Очень сухой период, продолжавшийся около 1000 лет (от 4.2 до 3.1 тыс.л.н.), на короткое время сменился новым увлажнением, пик которого наступил между 2.1 и 1.9 тыс.л.н., на рубеже нашей эры. Затем территория вновь испытала аридизацию, которая продолжается до настоящего времени. Последние два столетия изотопными данными не охвачены, но, по альгологическим и историческим данным (Панин и др., 2012), начиная с 1930-х гг. увлажнение несколько возросло. Основные элементы С- и О-изотопных кривых, рассмотренные выше, осложнены флюктуациями второго порядка, которые, вероятно, маркируют менее значительные климатические события. Среди них можно отметить положительные (аридные) экскурсы около 6.3 и 5.6 тыс.л.н., разделенные кратковременным периодом увлажнения в интервале 6.1—5.9 тыс.л.н. Отрицательные экскурсы $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, указывающие на увлажнение, располагались, судя по форме кривых, на отрезке 180—190 см, керн из которого утрачен. С высокой степенью вероятности можно сопоставить этот эпизод с границей нижнего и среднего голоцена (8.2 тыс.л.н.).

Отмечалось, что в озерных осадках может присутствовать карбонатный детрит, снесенный с окружающей территории (Leng et al., 2010; Shan et al., 2021). Однако в осадках оз. Тере-Холь примесь такого рода материала не проявляется.

Для кембрийских осадочных карбонатов, пользующихся широким распространением на территории Тувы, характерны значения $\delta^{13}\text{C}$ близкие к 0‰ и $\delta^{18}\text{O}$ в интервале $25 \pm 3\%$. Поле с таким изотопным составом лежит в стороне от тренда, установленного в осадках оз. Тере-Холь.

Неоднозначна интерпретация изотопного состава карбонатов из основания разреза (2.5–2.8 м), которые характеризуются большим разбросом значений $\delta^{13}\text{C}$ при практически постоянных величинах $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 6, 9). Литологические особенности этого интервала указывают на переходную стадию водоема от речной к озерной. Этот вывод хорошо согласуется с тем, что карбонаты на этом отрезке обогащаются ^{13}C снизу вверх по разрезу, но плохо соотносится с тем, что одновременно они обедняются, хотя и не столь заметно, ^{18}O . Возможно, это связано с особенностями постледникового гидрологического режима, в частности с участием в питании озера мерзлотных вод. Вместе с тем нельзя исключить, что в забое скважины, где появляются местами оторфованные аллювиальные суглинки, наряду с осадочными карбонатами в породах присутствует обедненный ^{13}C диагенетический кальцит.

Выявленные изотопные события лишь частично соответствуют выделенным ранее локальным экозонам (сравните рис. 6 и 2). С палеоальгологическими данными (рис. 2б, 2в) в целом согласуется вывод о значительной аридизации в конце голоцена, однако смена режима увлажнения, устанавливаемая по главному перегибу О-изотопной кривой (рис. 6в, 6д), произошла заметно раньше, в районе границы среднего и позднего голоцена (~4.4 тыс.л.н.). По изотопным данным эта резкая аридизация, устанавливаемая по скачкообразному росту роли испарения в водном балансе озера, выглядит как главное гидроклиматическое событие голоцена, а по палеоальгологическим (рис. 2б, 2в; Панин и др., 2012) и палинологическим (рис. 2г; Борисова и др., 2021) данным она столь отчетливо не проявляется; напротив, в районе 3.5–4 тыс.л.н. реконструируется рост увлажненности. Отрезок 7.5–6.3 тыс.л.н., охарактеризованный по палеоальгологическим данным как максимум увлажненности (рис. 2б, 2в; Панин и др., 2012), судя по изотопным данным, был умеренно увлажненным, а максимум увлажненности наступил позднее — в период 5.2–4.4 тыс.л.н. Этот же период по палеоальгологическим и палинологическим данным был засушливым. Указанные несоответствия требуют дальнейшего осмысления.

Сопоставление С- и О-изотопных вариаций в осадках озера Тере-Холь с глобальными и региональными климатическими изменениями

Несмотря на многолетние усилия палеоклиматологов, общая картина изменения климата в голоцене далека от завершения. Наиболее детальная информация об изменении температуры Северной Атлантики в позднем плейстоцене и голоцене содержится в ледниковом покрове Гренландии. Глобальное потепление на рубеже плейстоцена и голоцена отражается в резком обогащении льда тяжелым изотопом кислорода (^{18}O) на 5–7‰, что соответствует увеличению среднегодовых температур на ~8–10°C. Отчетливо выделяются менее значительные события: холодные стадии (~30, 24, 16 тыс.л.н.), ранний дриас, кратковременное похолодание 8.2 тыс.л.н. (Rasmussen et al., 2014). Глобальный характер этих событий подтверждается данными по изотопному составу кислорода в пещерных сталактитах и сталагмитах Центральной Азии (Dykoski et al., 2005; Berkelhammer et al., 2012; Chen et al., 2022), в которых они, однако, имеют противоположный знак: похолодания выражаются в обогащении карбонатов ^{18}O , что связывается с аридизацией, вызываемой ослаблением азиатского муссона. Четко проявлен в пещерных карбонатах положительный экскурс 4.2 тыс.л.н., не отмеченный в ледниках Гренландии.

В озерных карбонатах Центральной Азии эволюция изотопного состава кислорода существенно сложнее, так как наряду с азиатским муссоном она контролируется западным переносом воздушных масс и местными условиями. Для примера на рис. 10 приведены данные по некоторым озерам, которые, так же как и оз. Тере-Холь, располагаются в аридной зоне.

Ближайшими объектами, для которых имеются достаточно детальные данные по изотопному составу кислорода в карбонатах, являются расположенные в Бурятии озера Верхнее Белое (Солотчина и др., 2012) и Котокель (Безрукова и др., 2011; Кострова и др., 2012), озеро Цаган-Тырм в Западном Прибайкалье (Склярков и др., 2010б). Возраст осадков оз. Верхнее Белое (рис. 10, кривая 2) охарактеризован недостаточно детально, что затрудняет его корреляцию с оз. Тере-Холь. Однако можно отметить явную асинхронность вариаций изотопного состава кислорода в двух этих озерах: на протяжении раннего голоцена и большей части среднего голоцена в карбонатах оз. Верхнее Белое значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются, свидетельствуя об аридизации, а в позднем голоцене уменьшаются, указывая на увлажнение;

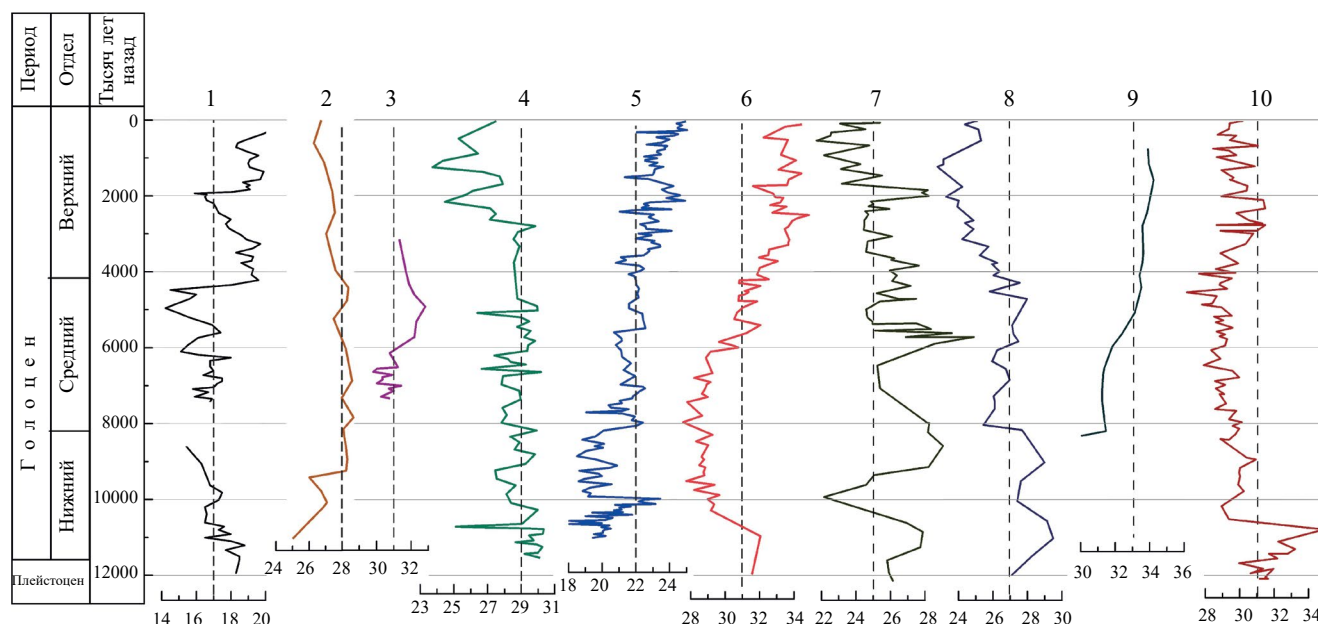


Рис. 10. Изменение изотопного состава кислорода в карбонатах некоторых озер Центральной Азии в голоцене. 1 – Тере-Холь (данная работа); 2 – Верхнее Белое, Бурятия (Солотчина и др., 2012); 3 – Цаган-Тырма (Скляр и др., 2010); 4 – Котокель (Кострова и др., 2012); 5 – Гун Нуур (Gun Nuur), Северная Монголия (Zhang et al., 2012); 6 – Цинхай (Qinghai), Тибет, СЗ Китай (Liu et al., 2007); 7 – Генгхай (Genggahai), там же (Qiang et al., 2017); 8 – Харлег (Hurleg), там же (Ma et al., 2021); 9 – Иссык-Куль, Киргизия (Ricketts et al., 2001); 10 – Ван (Van), Турция (Lemke, Sturm, 1997). Расположение озер показано на рис. 1. Все данные пересчитаны на стандарт SMOW. Для построения кривых 2 и 3 исходные радиоуглеродные даты откалиброваны, кривые со шкалы глубин спроецированы на шкалу времени путем интерполяции между датами.

в оз. Тере-Холь кривая $\delta^{18}\text{O}$ имеет противоположную форму. При этом на севере Западного Забайкалья во второй половине голоцена отмечается аридизация климата, начавшаяся несколько ранее, чем по данным оз. Тере-Холь: в озере Б. Алгинское на юге Баргузинской котловины между 5.6 и 5.1 тыс.л.н. фиксируется смена гидрологического режима озера с проточного на бессточный (Солотчина и др., 2013). Тренд к аридизации в последнюю тысячу лет демонстрируют изотопные данные по одному из озер в Еравнинской котловине на юго-западном краю Витимского плоскогорья (Солотчина и др., 2017).

Изотопно-кислородная кривая по створкам диатомовых водорослей в отложениях оз. Котокель (рис. 10, кривая 4) показывает небольшое снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ в период 11.5–9.5 тыс.л.н., совпадая в этой тенденции в отложениях оз. Тере-Холь. Поскольку одновременно происходило потепление климата, что должно было бы привести к утяжелению изотопного состава озерной воды за счет изотопно более тяжелых атмосферных осадков и усиления испарения, Кострова и др. (2012) интерпретируют эту тенденцию как результат поступления в озеро изотопно облегченных вод за счет таяния

остаточных ледников. Тот же механизм (таяние многолетних снежников) предложен и для объяснения некоторых кратковременных и резких провалов значений $\delta^{18}\text{O}$, происходивших в течение всего голоцена. За исключением нескольких таких провалов, в период 9.5–2.7 тыс.л.н. изотопная кривая была стабильна, а в последние 2.7 тыс. лет значения $\delta^{18}\text{O}$ значительно снизились, в отличие от оз. Тере-Холь, где тенденция была противоположной. Кострова и др. (2012) объясняют это изменением изотопного состава атмосферных осадков: по их мнению, это указывает на доминирование в формировании состава локальных осадков североатлантических воздушных масс начиная с 2.7 тыс.л.н., в то время как до того, особенно в раннем голоцене, влага приходила преимущественно с юга–юго-востока. Результаты палинологических исследований отложений оз. Котокель показывают, что наиболее влажным был интервал 11–7 тыс.л.н., в период 7–2.5 тыс.л.н. возросла континентальность климата, что выразилось, в частности, в значительном снижении суммы атмосферных осадков, а в последние 2.5 тыс. лет рост континентальности климата возобновился. Таким образом, оз. Котокель демонстрирует по отношению

к оз. Тере-Холь обратную тенденцию развития климата в среднем голоцене и начале позднего голоцена, а в последние 2.5 тыс. лет климатические тенденции в обоих районах совпадают.

По оз. Цаган-Тырм изотопные данные получены для сравнительно небольшого возрастного интервала от 3.6 до 7.2 тыс. лет назад (рис. 10, кривая 3). Экстремум значений $\delta^{18}\text{O}$, свидетельствующий о пике аридизации, располагается для этого озера около 4.9 тыс. лет назад, несколько ранее, чем для оз. Тере-Холь, что может быть связано с неточностью временной шкалы, так как керн Склярным и др. (2010б) датировался по карбонатному материалу. В оз. Холбо-Нур, расположенном неподалеку от оз. Цаган-Тырм, также выявлена аридизация, сопровождавшаяся обмелением во второй половине голоцена (Склярнов и др., 2010а). К сожалению, о времени этого события нельзя судить определенно из-за недостаточно детального датирования изученной колонки отложений. С реконструированным в оз. Тере-Холь периодом повышенного увлажнения в среднем голоцене в оз. Холбо-Нур может быть сопоставлен отрицательный экскурс $\delta^{18}\text{O}$, датированный несколько ранее 5895 ± 95 ^{14}C лет назад, или 6.7 тыс. кал. лет назад, и связываемый авторами с повышенным уровнем озера (Склярнов и др., 2010а).

Значительно детальнее и надежнее датированы осадки некоторых озер Монголии и северной окраины Тибетского плато. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах оз. Гун Нуур (Gun Nuur) в Северной Монголии (рис. 10, кривая 4) заметно выше, чем в карбонатах оз. Тере-Холь, что свидетельствует о более интенсивном испарении в первом. При этом в конфигурации их эволюционных изотопно-кислородных кривых устанавливается ряд сходных черт. На уровне 10.0 тыс.л.н. значения $\delta^{18}\text{O}$ в оз. Гун Нуур резко уменьшаются, свидетельствуя об увлажнении окружающей территории. В интервале 10.0–8.2 тыс.л.н. условия были самыми влажными в голоцене, а 8.2–8.0 тыс.л.н. произошла резкая аридизация. С 8.0 до 3.6 тыс.л.н. условия были стабильными умеренно аридными, с кратковременными эпизодами роста увлажнения, а после 3.6 тыс.л.н. рост аридизации возобновился. В Южной Туве относительно влажным был весь средний голоцен, а аридизация произошла резко непосредственно при переходе к позднему голоцену около 4.4 тыс.л.н. Динамика увлажнения в Северной Монголии была реконструирована по отложениям оз. Дуд (Dood) (Narantsetseg et al., 2013). Озеро появилось только 9.5 тыс.л.н.

в результате увлажнения климата и достигло максимальных глубин и площади в интервале 7.8–5.8 тыс.л.н., когда климат в регионе был наиболее теплым и влажным за весь голоцен. После 5.8 тыс.л.н. озеро начало уменьшаться в размерах вследствие иссушения климата на фоне относительного похолодания. Изучение истории оз. Улаан (Ulaan) в Южной Монголии показало, что в период 6.0–3.2 тыс.л.н. оно занимало обширную площадь, а после 3.2 тыс.л.н. и особенно после 2.0 тыс.л.н. испытывало сокращение, что указывает на аридизацию климата (Orkhonselenge et al., 2018).

В Северной Монголии изотопно-кислородные исследования были выполнены также для отложений оз. Хубсугул по керну, охватившему последний 1 млн лет (Prokopenko, Bonvento, 2009). В голоценовой части записи карбонаты отсутствовали, а для позднеледниковья был установлен рост $\delta^{18}\text{O}$ в интерстадиале беллинг-аллеред и при переходе к голоцену. Поскольку этот рост совпадал с повышением уровня озера и общим ростом увлажнения, авторы вышецитированной работы сделали вывод, что он отражает не гидрологические условия, а изменения атмосферной циркуляции, приведшие к росту изотопно-тяжелых летних атмосферных осадков. К аналогичному выводу пришли авторы работы (Watanabe et al., 2012), установившие для отложений оз. Хубсугул рост $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов остракод в интервале 18–14.5 тыс.л.н. Дополнительным фактором изотопного сдвига, согласно этим авторам, было поступление в озеро талых ледниковых вод.

Раковины остракод из оз. Цинхай, в России более известного под монгольским именем Куку-Нор (рис. 10, кривая 5), в интервале 17.5–11.0 тыс.л.н. характеризуются высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем 2.37‰ PDB), свидетельствующими о существенно аридном климате в позднем плейстоцене и позднеледниковье (Liu et al., 2007). Резкое – более чем на 4‰ – уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ между 11 и 10 тыс.л.н. интерпретируется как увлажнение, связанное с увеличением атмосферных осадков, приносимых летним азиатским муссоном. Количество осадков, судя по изотопным данным, было максимальным в интервале от 10 до 6 тыс.л.н., а с 6 до 2.5 тыс.л.н. имела место направленная аридизация, ускорившаяся после 4 тыс.л.н. Начиная с 2.5 тыс.л.н. до настоящего времени остракоды характеризуются высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем 3‰ PDB), указывающими на аридный климат современного типа.

Между кривыми, полученными по отложениям оз. Тере-Холь и оз. Цинхай, просматривается частичное сходство. На протяжении раннего голоцена в обоих озерах установлено уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$, которое, однако, в оз. Цинхае сменилось увеличением $\delta^{18}\text{O}$ около 6 тыс.л.н., тогда как в оз. Тере-Холь продолжалось до 4.4 тыс.л.н. Полностью совпадают максимумы аридизации в позднем голоцене, в обоих озерах осложненные кратковременным увлажнением на уровне 2.0–1.9 тыс.л.н.

Очень сложную конфигурацию и не менее сложную интерпретацию имеет кривая $\delta^{18}\text{O}$ по рассеянным карбонатам в отложениях оз. Генггахай (Genggahai) (рис. 10, кривая 6; Qiang et al., 2017). Ее отличительной чертой являются сильные кратковременные флюктуации $\delta^{18}\text{O}$, не характерные для других озер. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервалах 10.4–9.4 и 7.4–6.3 тыс.л.н. совпадают с периодами высокого уровня оз. Генггахай, что указывает на увлажнение, связанное с активизацией муссона. Вместе с тем примерно такие же по амплитуде отрицательные экскурсы 15–14.5, 13.8–13.3, 12.5–11.4, 5.3–4.8, 3.7–3.4, 2.8–2.3, 1.7–1.3 и 0.6 тыс.л.н. коррелируются с обмелениями озера и объясняются не увлажнением, а влиянием западных ветров, которые приносят обедненные ^{18}O осадки. Тем же объясняется общая тенденция к уменьшению $\delta^{18}\text{O}$ в последние 6 тыс. лет, на фоне которой высокоамплитудные события роста $\delta^{18}\text{O}$ (например, 2.2–1.8 тыс.л.н.) указывают на кратковременные эпизоды интенсификации азиатского муссона, сопровождавшиеся умеренными или относительно высокими уровнями озера. На рис. 10 кривая $\delta^{18}\text{O}$ для оз. Генггахай воспроизведена по кальцитовым оболочкам харовых водорослей. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах моллюсков несколько ниже при практически идентичной форме кривой.

Общая форма кривой $\delta^{18}\text{O}$ для оз. Харлег (Hurleg) (рис. 10, кривая 7; Ma et al., 2021) сходна с рассмотренной выше для оз. Генггахай. Конец последнего оледенения на оз. Харлег характеризуется относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, свидетельствующими о существенно аридном климате. Потепление, произошедшее около 12 тыс.л.н., сопровождавшееся активизацией влажного летнего муссона, нашло отражение в уменьшении $\delta^{18}\text{O}$; новое похолодание, по-видимому соответствующее позднему дриасу, вновь привело к ослаблению муссона, аридизации и положительному экскурсу. Около 8 тыс.л.н. увлажнение достигло максимума, после чего

в течение всего среднего голоцена уменьшалось. В позднем голоцене значения $\delta^{18}\text{O}$ постепенно уменьшаются, что интерпретируется авторами работы (Ma et al., 2021) по сумме признаков как увлажнение на фоне похолодания, связанного с развитием западного переноса.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах остракод из осадков оз. Иссык-Куль (рис. 10, кривая 8) увеличиваются снизу вверх по разрезу округленно от -1 до $+4\text{‰}$ PDB. От 8.7 до 6.9 тыс.л.н. озеро хорошо промывалось тальми ледниковыми водами и, судя по низким отношениям Sr/Ca, было относительно пресным (Ricketts et al., 2001). Быстрое обогащение озера ^{18}O и засолонение (увеличение Sr/Ca) произошло в интервале 6.9–4.9 тыс.л.н., после чего геохимические параметры озера остаются постоянными до настоящего времени. Отличительной чертой карбонатов оз. Иссык-Куль является отрицательная корреляция изотопного состава кислорода и углерода, не отмеченная в других озерах. По мнению авторов исследования (Ricketts et al., 2001), уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах остракод снизу вверх по разрезу связано с увеличением биопродуктивности и с обогащением воды продуктами окисления органического вещества.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах оз. Ван (Van) в Турции (рис. 10, кривая 9) характеризуются двумя положительными экскурсами (Lemke, Sturm, 1997). Причиной нижнего экскурса, основание которого датируется возрастом 12.6 тыс.л.н., а экстремум (5.6‰ PDB, на 4.8‰ выше современного уровня) — 10.9–10.4 тыс.л.н., является, по-видимому, аридизация, начавшаяся в похолодание позднего дриаса, но распространившаяся и на первую половину раннего голоцена. Верхний экскурс, амплитуда которого достигает 2.5‰ , установлен в интервале 4.2–2.0 тыс.л.н. Очевидно, он также связан с аридизацией, однако заметного похолодания на этом уровне не регистрируется. Большая часть раннего голоцена и средний голоцен в районе оз. Ван были относительно влажными.

Существенная асинхронность событий, отраженных в изотопном составе кислорода озерных карбонатов, а также наличие флюктуаций второго порядка, связанных, по-видимому, с местными гидрологическими условиями (например, с динамикой таяния горных ледников, питающих озера), затрудняет использование этого параметра в стратиграфии голоцена и изучении глобальных климатических изменений. В этом отношении оз. Тере-Холь с его небольшим водосбором и отсутствием в голоцене ледникового

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

стока, где доминирующим фактором изменений изотопного состава воды было соотношение притока метеорных вод и испарения, оказалось удачным объектом для изучения. В первом приближении можно выделить три события, которые воспроизводятся в большинстве озер Центральной Азии: 1) положительный экскурс $\delta^{18}\text{O}$ в основании голоцена — свидетель аридизации, спровоцированной кратковременным похолоданием (поздний дриас); 2) длительный влажный интервал с относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, который на озерах Тере-Холь и Ван продолжался в течение большей части раннего голоцена и весь средний голоцен (от ~10–10.5 тыс.л.н. до ~4–4.5 тыс.л.н.), а в озерах Цинхай (Куку-Нор) и Иссык-Куль закончился около 6 и 3 тыс.л.н. соответственно; 3) положительное “аридное” плато $\delta^{18}\text{O}$, охватывающее интервал от ~4 тыс.л.н. до настоящего времени.

Кратковременное похолодание ~8.2 тыс.л.н. в озерных карбонатах на территории Азии проявлено слабо, аридизация на этом уровне не регистрируется. Напротив, аридизация ~4 тыс.л.н., отраженная в многочисленных археологических памятниках (Walker et al., 2012; Ogg, 2019), судя по изотопным данным, носила катастрофический характер: резкое увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ в озерных карбонатах на этом уровне может служить дополнительным маркером границы среднего и позднего голоцена. Поздний голоцен отличался пониженным увлажнением и в муссонных регионах умеренного климата. На Западном Сахалине в последние 3 тыс. лет, по сравнению с периодом 6.5–3 тыс.л.н., заметно падает повторяемость сильных речных паводков, связанных с прохождением наиболее сильных тайфунов и глубоких внутритропических циклонов (Разжигаяева и др., 2024). На юге российского Дальнего Востока относительное иссушение климата, связанное с ослаблением интенсивности летнего муссона, происходит начиная с 3.0–3.3 тыс.л.н., с временным возвратом повышенного увлажнения в Малый ледниковый период (МЛП, 700–150 лет назад) (Разжигаяева и др., 2023). Другая динамика увлажнения в МЛП реконструирована по данным изучения одного из озер на юге Приморского края: в период 800–200 кал. лет назад озеро мелело, а повышение его уровня началось около 200 кал. лет назад, что авторы связывают с умеренным потеплением и повышением влажности (Лящевская и др., 2023). В Южной Сибири и на севере Монголии возврата влажных условий в МЛП также не отмечается (рис. 10, кривые 1–4).

Голоценовые осадки оз. Тере-Холь содержат редкие раковины остракод и, как постоянную примесь, рассеянный аутигенный кальцит, который, судя по данным электронной микроскопии, осаждался в виде тонких корок на синезеленых водорослях. По отношению к рассеянному кальциту одновозрастные раковины остракод обогащены ^{18}O в среднем на 2.8‰. Это соответствует “витальному сдвигу” по отношению к изотопному равновесию, установленному ранее в остракодах, и дает основание считать, что осаждение рассеянного кальцита происходило в изотопнокислородном равновесии с водой.

Общий разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в рассеянном карбонатном материале донных осадков охватывает интервалы от 14.1 до 20.0‰ и от –5.8 до 4.2‰ соответственно. Между O - и C -изотопными вариациями существует четкая корреляция: положительным экскурсам $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$, и наоборот. Важнейшей особенностью изотопных кривых является общая тенденция к уменьшению величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ снизу вверх по разрезу в нижнем и среднем голоцене, которая сменяется положительным трендом в верхней части, примерно соответствующей верхнему голоцену.

Вода оз. Тере-Холь обогащена ^{18}O по отношению к питающим ручьям и речкам на 6–8‰, что указывает на интенсивное испарение. Полагая, что гидрологический режим играл в изотопном составе озерных осадков на протяжении голоцена более заметную роль, чем изменения температуры, мы интерпретируем положительные экскурсы $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ как периоды аридизации, а отрицательные — как периоды относительного увлажнения окружающей территории.

Руководствуясь этим соображением, в голоценовой истории оз. Тере-Холь можно выделить три основные гидроклиматические эпохи: 1) аридную в первой половине раннего голоцена; 2) длительный влажный интервал, который продолжался в течение второй половины раннего голоцена и весь средний голоцен (от ~9.8 до ~4.4 тыс.л.н.), с максимальным увлажнением в период 5.2–4.4 тыс.л.н.; 3) аридную эпоху в позднем голоцене, которая резко началась около 4.4 тыс.л.н. и продолжается, с кратковременным периодом увлажнения около 2 тыс.л.н., до настоящего времени. Во второй половине голоцена, после ~6 тыс.л.н., заметно возрастает

вариабельность увлаженности и амплитуда ее колебаний.

Детальную корреляцию озерных осадков затрудняет некоторая неопределенность геохронологии О-изотопных событий, которые во многих работах привязываются к шкале времени путем экстраполяции и расчета скорости осадконакопления с неизбежной в таких случаях потерей точности. Представляется целесообразным сначала определять в керне скважин изотопный состав кислорода и углерода, а затем датировать узловые точки — экскурсы.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024). Авторы благодарны Д.К. Тулушу (Институт археологии им. А.Х. Халикова АН Республики Татарстан) за отбор проб воды из озера Тере-Холь и его притоков, Н.В. Горьковой (ГИН РАН), которая проводила электронно-микроскопическую съемку, Г.А. Александровой (ГИН РАН) за помощь в интерпретации электронно-микроскопических фотографий и О.Л. Петрову (ГИН РАН) за участие в определении изотопных отношений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 586–595.
- Борисова О.К., Константинов Е.А., Панин А.В., Полякова Е.И., Успенская О.Н. Короткопериодные климатические колебания второй половины голоцена по данным комплексных исследований осадков оз. Тере-Холь // LXXIV Герценовские чтения. Т. 1. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена, 2021. С. 332–337.
- Брезгунов В.С., Нечаев В.В., Романов В.В., Ферронский В.И. Исследование генезиса и динамики вод бассейнов крупных озер с помощью природных изотопов // Водные ресурсы. 1980. Т. 1. С. 108–120.
- Вайнштейн С.И. Древний Пор-Бажин // Советская этнография. 1964. № 6. С. 103–114.
- Кострова С.С., Майер Х., Чаплыгин Б., Безрукова Е.В. Изотопные характеристики озера Котокель // Вестник ИРГТУ. 2012. № 9 (68). С. 62–68.
- Лящевская М.С., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Развитие природной среды и эволюция озера Гнилое (юго-восточное Приморье) за последние 3300 лет // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 3. С. 108–123. <https://doi.org/10.31857/S2949178923030064>
- Махнач А.А., Махнач Н.А., Покровский Б.Г. Геохимия стабильных изотопов в платформенном чехле Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2022. 373 с.
- Панин А.В., Аржанцева И.А. Загадки Пор-Бажина // Живописная Россия. 2010. № 6. С. 14–19.
- Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Фузеева Ю.Н., Шеремяцкая Е.Д., Селезнева Е.В., Константинов Е.А., Магрицкий Д.В., Ланг А. Палеоклимат, палеогидрология и палеокриогенез на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья в позднеледниковье и голоцене (по результатам изучения истории озера Тере-Холь) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 104–121.
- Покровский Б.Г., Завьялов П.О., Буякайте М.И., Ижицкий А.С., Петров О.Л., Курбаниязов А.К., Шиманович В.М. Геохимия изотопов О, Н, С, S и Sg в водах и осадках Аральского бассейна // Геохимия. 2017. № 11. С. 1053–1066.
- Разжигаетова Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Чаков В.В., Копотева Т.А., Климин М.А., Симонова Г.В. Проявление глобальных похолоданий позднего голоцена на морском побережье юга Дальнего Востока России // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 1. С. 112–130. <https://doi.org/10.31857/S2949178923010115>
- Разжигаетова Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Пономарев В.И., Афанасьев В.В., Горбунов А.О., Климин М.А. Повторяемость сильных паводков на Западном Сахалине и интенсивность циклогенеза в среднем–позднем голоцене // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55. № 2. С. 173–190. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020091>
- Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н. Климатическая история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур // Докл. АН. 2010а. Т. 431. № 5. С. 668–674.
- Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырма (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2010б. Т. 51. № 3. С. 303–328.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Столповская В.Н., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1756–1775.

- Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Голоценовая осадочная летопись озера Большое Алгинское, Западное Забайкалье: связь с палеоклиматом // Докл. АН. 2013. Т. 449. № 1. С. 80–86. <https://doi.org/10.7868/S0869565213070220>
- Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А., Замана Л.В., Даниленко И.В., Склярова О.А., Татков П.Г. Аутигенное карбонатообразование в озерах Еравнинской группы (Западное Забайкалье): отклик на изменения климата голоцена // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1749–1763. <https://doi.org/10.15372/GiG20171109>
- Arzhantseva I., Inevatkina O., Zav'yalov V., Panin A., Modin I., Ruzanova S., Härke H. Por-Bajin: an enigmatic site of the Uighurs in Southern Siberia // European Archaeologist. 2011. № 35. P. 6–11.
- Aucour A., Sheppard S.M.F., Guyomar O., Wattelet J. Use of ^{13}C to trace origin and cycling of inorganic carbon in the Rhône River system // Chem. Geol. 1999. V. 159. P. 87–105.
- Borisova O.K., Panin A.V. Multicentennial climatic changes in the Tere-Khol Basin, Southern Siberia, during the Late Holocene // Geography, Environment, Sustainability. 2019. V. 12. № 2. P. 148–161. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-64>.
- Bahr A., Arz H.W., Lamy F., Wefer G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 241. P. 863–875.
- Berkelhammer M.B., Sinha A., Stott L. et al. An abrupt shift in the Indian Monsoon 4000 years ago // Geophys. Monograph Ser. 2012. V. 198. P. 75–88.
- Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474.
- Chacko T., Deines P. Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation factors in carbonate systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72 P. 3642–3660.
- Chen Q., Cheng X., Cai Y., Luo Q., Zhang J., Tang L., Hu Y., Ren J., Wang P., Wang Y., Zhang Y., Xue G., Zhou J., Cheng H., Edwards R.L., Hong Z. Asian summer monsoon changes inferred from a stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ record in Central China During the Last Glacial Period // Front. Earth Sci. 2022. V. 10. № 863829. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.863829>
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
- Dansgaard W. Stable isotope in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
- Deines P., Langmuir D., Harmon R.S. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 1147–1164.
- Dykoski C.A., Edwards R.L., Cheng H., Yuan D., Cai Y., Zhang M. et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and Deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 233 (1–2). P. 71–86. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.036>
- Fricke H.C., O'Neil J.R. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 170. P. 181–196.
- Friedman I., O'Neil J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // Data of Geochemistry. 6th Wash. D.C. U.S. Gov. Print. Office, 1977. 116 p.
- Gibbard P.L., Head M.J. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Pt. IV. Geologic Periods: The Quaternary Period. Ch. 30. Elsevier, 2020. P. 1217–1255.
- Gonfiantini R. Environmental isotopes in lake studies // Fritz P., Fontes J.-Ch. (eds.). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 113–168. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42225-5.50008-5>
- Graven H., Allison C., Etheridge D., Hammer S., Keeling R., Levin I., Meijer H.A.J., Rubino M., Tans P., Trudinger C., Vaughn B., White J. Compiled records of carbon isotopes in atmospheric CO_2 for historical simulations in CMIP6 // Geosci. Model Dev. 2017. V. 10. P. 4405–4417.
- Hammarlund D., Barnekow L., Birks H.J.B., Buchardt B., Edwards T.W.D. Holocene changes in atmospheric circulation recorded in the oxygen-isotope stratigraphy of lacustrine carbonates from northern Sweden // The Holocene. 2002. V. 12. P. 339–351.
- Kendall C., Doctor D.H. Stable isotope applications in hydrologic studies // Treatise on Geochemistry. Elsevier Science, 2004. V. 5. Pt. 11. P. 319–364.
- Kim S.-T., O'Neil J.R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 3461–3475.
- Kuitem M., Panin A., Scifo A., Arzhantseva I., Kononov Y., Doeve P., Neocleous A., Dee M. Radiocarbon-based approach capable of subannual precision resolves the origins of the site of Por-Bajin // PNAS. 2020. V. 117 (25). P. 14038–14041.

- Lemke G., Sturm M.* $\delta^{18}\text{O}$ and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van (Turkey): preliminary results // Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (eds). Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse. NATO ASI Series. V. 49. 1997. Springer, Berlin, Heidelberg.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-60616-8_29
- Leng M.J., Marshall J.D.* Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 811–831.
- Leng M.J., Jones M.D., Frogley M.R., Eastwood W.J., Kendrick C.P., Roberts C.N.* Detrital carbonate influences on bulk oxygen and carbon isotope composition of lacustrine sediments from the Mediterranean // Global and Planetary Change. 2010. V. 71. P. 175–182.
- Liu X.Q., Shen J., Wang S.M., Wang Y.B., Liu W.G.* Southwest monsoon changes indicated by oxygen isotope of ostracode shells from sediments in Qinghai Lake since the late Glacial // Chinese Sci. Bull. 2007. V. 52. № 4. P. 539–544.
- Lynch-Stieglitz J., Stocker T.F., Broecker W.S., Fairbanks R.G.* The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: observations and modeling // Global Biogeochem. Cycles. 1995. V. 9. P. 653–665.
- Ma X., Wei Z., Wang Y., Wang G., Zhang T., He W., Yu X., Ma H., Zhang P., Li S., Wei J., Fan Q.* Reconstruction of climate changes based on $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ on the Northeastern Tibetan Plateau: a 16.1-cal kyr BP record from Hurleg Lake // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. 745972.
<https://doi.org/10.3389/feart.2021.745972>.
- Mayer B., Schwark L.* A 15,000-year stable isotope record from sediments of Lake Steisslingen, Southwest Germany // Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 315–337.
- Narantsetseg Ts., Krivonogov S.K., Oyunchimeg Ts., Uugantsetseg B., Burr G.S., Tomurhuu D., Dolgorsuren Kh.* Late Glacial to Middle Holocene climate and environmental changes as recorded in Lake Dood sediments, Darhad Basin, northern Mongolia // Quatern. Int. 2013. V. 311. P. 12–24.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.043>
- Ogg J.G.* Integrated global stratigraphy and geologic timescales, with some future directions for stratigraphy in China // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 189. P. 6–20.
- Orkhonselenge A., Komatsu G., Uuganzaya M.* Middle to late Holocene sedimentation dynamics and paleoclimatic conditions in the Lake Ulaan basin, southern Mongolia // Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement. 2018. V. 24. № 4. P. 351–363.
<https://doi.org/10.4000/geomorphologie.12219>
- Pokrovsky O.S., Manasypov R.M., Loiko S., Shirokova L.S., Krickov I.A., Pokrovsky B.G., Kolesnichenko L.G., Kopysov S.G., Zemtsov V.A., Kulizhsky S.P., Vorobyev S.N., Kirpotin S.N.* Permafrost coverage, watershed area and season control of dissolved carbon and major elements in western Siberian rivers // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 6301–6320.
- Prokopenko A.A., Bonvento V.J.* Carbonate stable isotope signals in the 1-Ma sedimentary record of the HDP-04 drill core from Lake Hovsgol, NW Mongolia // Quatern. Int. 2009. V. 201. P. 53–64.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.02.009>
- Qiang M., Song L., Jin Y., Li Y., Liu L., Zhang J., Zhao Y., Chen F.* A 16-ka oxygen-isotope record from Genggahai Lake on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: hydroclimatic evolution and changes in atmospheric circulation // Quatern. Sci. Rev. 2017. V. 62. P. 72–87.
- Quay P., Sonnerup R., Westby T., Stutsman J., McNichol A.* Changes in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in the ocean as a tracer of anthropogenic CO_2 uptake // Global Biogeochem. Cycles. 2003. V. 17. P. 1004.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M.A.* Stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the last Glacial Period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quatern. Sci. Rev. 2014. V. 106. P. 14–28.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.000>
- Ricketts R.D., Johnson T.C., Brown E.T., Rasmussen K.A., Romanovsky V.V.* The Holocene paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: trace element and stable isotope composition of ostracods. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. V. 176. P. 207–227.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00339-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00339-X)
- Shan S., Luo C., Qi Y., Cai W.-J., Sun S., Fan D., Wang X.* Carbon isotopic and lithologic constraints on the sources and cycling of inorganic carbon in four large rivers in China: Yangtze, Yellow, Pearl, and Heilongjiang // J. Geophys. Research: Biogeosciences. 2021. V. 126. e2020JG005901.
- Sundquist E.T., Visser K.* The geological history of the carbon cycle // Treatise on Geochemistry. V. 8. Biogeochemistry. Ed. Schlesinger W.H. Oxford, UK: Elsevier-Pergamon, 2003. P. 425–72.
- Talbot M.R.* A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect. 1990. V. 80. P. 261–279.

- Von Grafenstein U., Erlernkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnsen S.J.* A Mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. // *Science*. 1999a. V. 284. P. 1654–1657.
- Von Grafenstein U., Erlernkeuser H., Trimborn P.* Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1999b. V. 148. P. 133–152.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J.* Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *J. Quatern. Sci.* 2009. V. 24. P. 3–17.
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H.* Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *J. Quatern. Sci.* 2012. V. 27. P. 649–659.
- Watanabe T., Minoura K., Nara F.W., Shichi K., Horiuchi K., Kakegawa T., Kawai T.* Last glacial to post glacial climate change in continental Asia inferred from multi-proxy records (geochemistry, clay mineralogy, and paleontology) from Lake Hovsgol, northwest Mongolia // *Global and Planetary Change*. 2012. V. 88–89. P. 53–63.
- Zhang C., Zhang W., Feng Z., Mischke S., Gao X., Gao D., Sun F.* Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nur // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2012. V. 15. P. 75–86.
- Рецензенты О.П. Изох, М.В. Шумов, А.К. Маркова*

Climate Changes Reflected in the Carbon and Oxygen Isotope Composition of Holocene Carbonates of Lake Tere-Khol, Tyva (Southern Siberia)

B. G. Pokrovskiy^{a,*} and A. V. Panin^b

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

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: pokrov@ginras.ru

The bottom sediments of Lake Tere-Khol, located in the southeast of the Sayano-Tuvian Highlands, contain a detailed archive of landscape and climatic changes throughout the Holocene. Situated at the boundary between South Siberia and Central Asia, this region marks a transitional zone in terms of the factors driving hydroclimatic changes during the Holocene. To the north and west, the western transport of Atlantic air masses exerted a significant influence, while to the south and east, the Asian-Pacific monsoon circulation prevailed. Reconstructing Holocene climate changes in this region is crucial for understanding atmospheric circulation shifts across the Eurasian continent's interior. Stable isotope analyses in lake carbonates were conducted to evaluate Holocene moisture fluctuations. The water of Lake Tere-Khol is notably enriched in ^{18}O by 6–8‰ and ^2H by 50–60‰ compared to its inflowing streams and rivers, indicating a strongly evaporative water body. This suggests that variations in $\delta^{18}\text{O}$ (14.1 to 20.0‰ SMOW) and their positive correlation with $\delta^{13}\text{C}$ variations (–5.8 to 4.2‰ PDB) in the dispersed carbonate material of Holocene lake sediments primarily reflect shifts in the hydrological regime. Positive $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ excursions correspond to periods of aridification, while negative excursions indicate phases of relative humidity. Three primary humidity epochs were identified in the Holocene. These include a relatively dry phase from the onset of the Holocene until 9.8 ka BP and from 4.4 ka BP to the present, with a humid phase in between, spanning from 9.8 to 4.4 ka BP. Superimposed on these major trends were second-order humidity changes, with variability and the amplitude of fluctuations notably intensifying in the latter half of the Holocene, after approximately 6 ka BP. The wettest interval occurred between 5.2 and 4.4 ka BP, while a sharp and substantial shift towards arid conditions around 4.4 ka BP stands out as the most significant hydroclimatic event of the Holocene. The driest periods were observed between 4.2 and 3.1 ka BP and from 1.9 to 0.1 ka BP. At the turn of the eras around 2 ka BP and in the past century, short episodes of relative wetting interrupted these dry conditions. This late Holocene aridification trend points to a weakening of the Pacific monsoon and a reduction in its reach into Eurasia's interior, which aligns with cooling trends observed in the latter part of the Holocene.

Keywords: stable isotopes, palaeoclimate, aridisation, humidification, palaeohydrology, Asian monsoon, radiocarbon dating, scanning electron microscopy