СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 2, 2021

| Sr- и C-изотопная хемостратиграфия метакарбонатных пород палеопротерозойской | |
|---|-----|
| сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, Северное Приладожье И. М. Горохов, А. Б. Кузнецов, П. Я. Азимов, Е. О. Дубинина, И. М. Васильева, Н. Г. Ризванова | 3 |
| Формирование кристаллических комплексов Тацаингольского блока Южно-Хангайского метаморфического пояса позднего неопротерозоя, Центрально-Азиатский складчатый пояс | |
| И. К. Козаков, М. О. Аносова, Т. И. Кирнозова, Ю. В. Плоткина | 23 |
| Комплекс позднедевонских примитивных паратурамминид (Foraminifera) из карбонатных отложений поднятия Менделеева, Восточная Арктика | |
| Т. Н. Исакова | 37 |
| Биостратиграфия по конодонтам нижнекаменноугольных глубоководных отложений хребтов Кокшаал и Джангджир, Южный Тянь-Шань, Кыргызстан | |
| А. В. Неевин, Д. В. Алексеев | 53 |
| Вариации изотопного состава азота в глинистых отложениях пограничных слоев перми и триаса Верхоянья (Северо-Восточная Азия) и их значение для реконструкции условий морской среды | |
| Ю. Д. Захаров, М. Хорачек, А. С. Бяков | 76 |
| Палиностратиграфия меловых и палеогеновых отложений Челябинской области, Южное Зауралье | |
| О. Б. Кузьмина, Н. К. Лебедева, Н. Е. Шулькина | 100 |

CONTENTS

Vol. 29, No. 2, 2021

| Sr- and C-isotope Chemostratigraphy of Paleoproterozoic Metacarbonate Rocks of the Fennoscandian Shield: The Sortavala Group, North Ladoga Region I. M. Gorokhov, A. B. Kuznetsov, P. Ya. Azimov, E. O. Dubinina, I. M. Vasilieva, and N. G. Rizvanova | 3 |
|---|-----|
| Crystal Complexes Formation of the Tatsaingol Block of the Neoproterozoic South Khangai Metamorphic Belt, Central Asian Orogenic Belt I. K. Kozakov, M. O. Anosova, T. I. Kirnozova, and Yu. V. Plotkina | 23 |
| A Complex of Late Devonian Primitive Paraturamminids (Foraminifera) from Carbonate Deposits of the Mendeleev Rise, Eastern Arctic T. N. Isakova | 37 |
| Conodont Biostratigraphy of the Lower Carboniferous Deep-Water Facies in the Kokshaal and Djangdjir Ranges, South Tianshan, Kyrgyzstan A. V. Neyevin and D. V. Alexeiev | 53 |
| Variations of Nitrogen Isotopic Composition in Clay Deposits of the Permian—Triassic Boundary Beds in the Verkhoyansk Region (Northeastern Asia) and Their Significance for Reconstruction of Marine Environments Y. D. Zakharov, M. Horacek, and A. S. Biakov | 76 |
| Palynostratigraphy of the Cretaceous and Paleogene Deposits of the Chelyabinsk Area, Southern Trans Ural Region | |
| O. B. Kuzmina, N. K. Lebedeva, and N. E. Shchulkina | 100 |

УДК 552.46:551.71:550.93

Sr- И С-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ МЕТАКАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СОРТАВАЛЬСКОЙ СЕРИИ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ

© 2021 г. И. М. Горохов^{1, *}, А. Б. Кузнецов¹, П. Я. Азимов¹, Е. О. Дубинина², И. М. Васильева¹, Н. Г. Ризванова¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия *e-mail: igorokhov@inbox.ru

> Поступила в редакцию 25.05.2020 г. После доработки 17.07.2020 г. Принята к публикации 26.08.2020 г.

Впервые получены Sr-изотопные данные и новые С-изотопные характеристики для метакарбонатных пород сортавальской серии Фенноскандинавского шита. Метакарбонатные породы нижнего карбонатного горизонта этой серии представлены осадками мелководных частично изолированных палеобассейнов, а карбонатные отложения верхнего горизонта — осадками дистальной части обширного морского палеобассейна. Первичное отношение 87 Sr/ 86 Sr в кальцитовых мраморах нижнего карбонатного горизонта заключено в пределах 0.70761-0.71015 (участок Ристиниеми) и 0.71274-0.71292 (участок Импилахти), а в верхнем горизонте варьирует в интервалах 0.70482-0.70489 (кальцитовые мрамора Рускеалы), 0.70463-0.70522 (доломитовые мрамора Рускеалы) и 0.70483-0.70493 (кальцитовые мрамора острова Ювень). На основе геохимической оценки сохранности изотопных систем метакарбонатных пород выявлены образцы, сохранившие первичные метки палеопротерозойской морской воды. Установлено существенное различие значений δ^{13} С в мраморах нижнего (+3.8...+7.7%, Импилахти и Ристиниеми) и верхнего (-2.2...+2.1%, Рускеала и Ювень) карбонатных горизонтов серии. Изотопный состав углерода из мраморов сортавальской серии свидетельствует об отложении нижнего карбонатного горизонта в конце ятулийской эпохи, а верхнего горизонта — в людиковийскую эпоху. Изменение величины Th/U в метаморфизованных карбонатах нижнего (4.3-7.1) и верхнего (0.1-0.32) карбонатных горизонтов отражает смену слабоокислительных условий среды седиментации ятулийского типа на восстановительные условия людиковийского типа. Впервые получена Sr-изотопная характеристика для свекофеннского океана в людиковийское время (1.9-2.06 млрд лет назад) -0.70463-0.70493. Увеличение отношения 87 Sr / 86 Sr в океане в постятулийскую эпоху отражает глобальный рост континентальной коры около 2 млрд лет назад.

Ключевые слова: хемостратиграфия, карбонатные породы, ятулий, людиковий, Фенноскандинавский щит

DOI: 10.31857/S0869592X21020022

ВВЕДЕНИЕ

Геологические события, определяемые тектонической эволюцией земной коры в пределах Фенноскандинавского щита в раннем палеопротерозое, отразились в формировании двух различных структурно-вещественных комплексов — ятулийского (2.3—2.06 млрд лет) и людиковийского (2.06—1.95 млрд лет). Последний на территории Северного Приладожья представлен сортавальской серией (Соколов, Галдобина, 1982; Стратиграфия..., 1984; Галдобина, Мележик, 1986; Галдобина, 1987; Светов, Свириденко, 1992; Шульдинер и др., 1996; Куликов и др., 2011). В пределах Фенноскандинавского щита палеофациальная история осадочных бассейнов при переходе от ятулия к людико-

вию отмечена сменой эпиконтинентальных мелководных морей с широким распространением строматолитов и эвапоритов на глубоководные впадины с накоплением тонкозернистых осадков, обогащенных рассеянным органическим веществом (Соколов и др., 1970; Галдобина, 1987; Филиппов и др., 1995; Ахмедов и др., 1996; Меlеzhik et al., 1999а, 1999b, 2004, 2013а; Голубев и др., 2010). В людиковии произошло максимальное раскрытие свекофеннского океана, расположенного (в современной системе координат) к юго-западу от Карельского кратона. В геодинамическом масштабе на рубеже ятулия и людиковия произошел окончательный распад архейского суперконтинента Кенорлэнд.

Ятулийско-людиковийский переход включает также одно из самых важных геохимических событий раннего протерозоя - смену окислительного цикла углерода, который характеризовался строматолитовым карбонатным седиментогенезом, на восстановительный цикл, выразившийся в значительном накоплении свободного органического углерода (Голубев и др., 2010; Melezhik et al., 2013a; Strauss et al., 2013). Глобальная ломагундиятулийская положительная изотопная аномалия карбонатного углерода сменилась резким понижением δ^{13} С в людиковийских карбонатных осадках. Это событие хорошо изучено в ятулийских и людиковийских отложениях в пределах Карельского и Кольского кратонов Фенноскандинавского щита (Юдович и др., 1990; Karhu, 1993; Melezhik, Fallick, 1996; Melezhik et al., 1999a, 1999b, 2004; Črne et al., 2014; Kreitsmann et al., 2019). Изотопный состав стронция неплохо изучен в карбонатных отложениях ятулийского горизонта Карельского и Кольского кратонов (Горохов и др., 1998; Меlezhik et al., 2004; Kuznetsov et al., 2010; Кузнецов и др., 2011). Однако для морских палеобассейнов людиковия сведения об отношении ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr практически отсутствуют из-за того, что людиковийские карбонатные образования в пределах кратонов очень редки и представлены лишь цементами в терригенных отложениях, а также кальцитовыми и доломитовыми конкрециями (Кузнецов и др., 2012). В связи с этим метакарбонатные породы сортавальской серии представляют значительный интерес для Sr- и C-хемостратиграфического изучения.

Осадочно-вулканогенная сортавальская серия обнажается в области сочленения двух крупных структур Фенноскандинавского щита: Карельского кратона и Свекофеннского аккреционного орогена (Геология..., 2000). Отложения серии вскрыты в обрамлении гранитогнейсовых куполов в Северном Приладожье (Eskola, 1949). Сортавальская серия включает два горизонта метаосадочных карбонатных пород разной мощности от 25 до 600 м (Галдобина, Мележик, 1986; Светов, Свириденко, 1992).

Для получения Sr- и C-хемостратиграфической информации о метакарбонатных породах сортавальской серии в настоящей работе применен подход, включающий идентификацию образцов с наименее нарушенными Rb—Sr и C-изотопными системами на основе геохимических критериев. Оценка уровня метаморфизма изучаемой карбонатной последовательности выполнена на основе минеральных парагенезисов силикатных и силикатно-карбонатных пород приладожского региона. С помощью полученных Sr- и C-изотопных данных нами уточнен возраст верхнего и нижнего карбонатных горизонтов сортавальской серии. Результаты изучения изотопного состава стронция, углерода

и кислорода и величины Th/U в карбонатных породах серии позволили получить новую информацию о геохимической характеристике морских палеобассейнов в переходный период от ятулия к людиковию.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Северное Приладожье расположено на юговосточном фланге Раахе-Ладожской шовной зоны — области сочленения двух крупных структур Фенноскандинавского щита: архейского Карельского кратона и нижнепротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена (Геология..., 2000). Нижний структурно-стратиграфический этаж здесь образуют неоархейские гранитогнейсы краевой части Карельского кратона, выступающие на поверхность в виде обрамленных гранитогнейсовых куполов (Eskola, 1949). Эти гранитогнейсы были вовлечены в палеопротерозойский метаморфизм и деформации, которые и привели к формированию куполов (Ладожская..., 2020). В основании верхнего структурно-стратиграфического этажа лежат супракрустальные породы сортавальской серии (Галдобина, Мележик, 1986; Светов, Свириденко, 1992), обнажающиеся на поверхности в обрамлении куполов и вдоль края Карельского кратона возле северной границы Раахе-Ладожской зоны (рис. 1).

Разрез сортавальской серии в обрамлении куполов начинается с маломощного (0-40 м) горизонта полевошпатовых амфиболитов, кварцитов и кварц-биотитовых сланцев (Предовский и др., 1967; Хазов, 1973). Выше располагается первый (нижний) карбонатный горизонт, достигающий мощности 25—100 м и сложенный преимущественно силикатно-карбонатными породами, реже мраморами, с прослоями амфиболитов и амфиболовых сланцев (мощностью до 7-8 м), кварцитов и кварцбиотитовых сланцев. Карбонатные породы залегают на полевошпатовых амфиболитах, кварцитах, кварц-биотитовых сланцах и гнейсах или непосредственно контактируют с гранитогнейсами куполов. Среди мраморов выделяются доломитовые и кальцитовые разновидности. Следующий горизонт (100-400 м) сложен главным образом амфиболовыми сланцами с прослоями полевошпатовых амфиболитов, силикатно-карбонатных пород, кварцитов и графитизированных сланцев. Он, в свою очередь, перекрывается вторым (верхним) карбонатным горизонтом мощностью 5-120 м (Trüstedt, 1907; Кицул, 1963; Karhu, 1993), а на северо-западе в районе пос. Рускеала – до 600 м (Кицул, 1963; Хазов, 1973). Этот горизонт сложен доломитовыми и кальцитовыми мраморами, силикатно-карбонатными и известково-силикатными (диопсид-тремолитовыми) породами с прослоями амфиболовых и кварц-биотитовых сланцев (Галдобина, 1987). Наибольшая мощность пород сортавальской серии, в том числе карбонатных, известна в Рускеальском антиклинальном поднятии в северо-западном обрамлении Кирьяволахтинского купола. Текстуры, петро- и геохимические особенности амфиболовых пород сортавальской серии указывают на их вулканогенную природу (Светов, Свириденко, 1992; Геология..., 2000). Таким образом, несмотря на присутствие некоторого количества метаосадочных пород, главную массу сортавальской серии в Приладожье составляют метаморфизованные вулканиты основного состава — толеитовые базальты и их туфы, измененные, превращенные большей частью в амфиболовые сланцы, местами с прослоями метакоматиитов, метаандезитов и метадацитов (Шульдинер и др., 1996; Матреничев и др., 2004).

Как сказано выше, судя по имеющимся к настоящему времени геологическим и изотопным данным, породы сортавальской серии относятся к людиковию. Людиковийский надгоризонт, представленный в соседней Онежской структуре заонежской и суйсарской свитами, был выделен для обозначения толщи вулканогенно-осадочных пород, перекрывающих в пределах Карельского кратона существенно доломитовые отложения ятулия (2.30-2.06 млрд лет). Возраст ятулийских доломитов туломозерской свиты в Заонежье $(2.09 \pm 0.07 \text{ млрд лет; Овчинникова и др., 2007)}$ можно рассматривать как максимальное возрастное ограничение для людиковийского надгоризонта. Вулканогенно-осадочный разрез заонежской свиты людиковия формировался в интервале 2.06—1.97 млрд лет назад (Puchtel et al., 1998, 1999; Hannah et al., 2008; Martin et al., 2015). Породы людиковия несогласно перекрываются калевийскими граувакковыми песчаниками и алевролитами, а также разнообразными терригенными, первично-глинистыми, кремнистыми и карбонатными породами (Геология.... 1982: Melezhik et al., 1999b, 2015), coдержащими примесь рассеянного органического вещества.

Геохронологическое изучение метавулканитов собственно сортавальской серии пока не привело к получению надежных результатов. Имеющиеся датировки вулканических процессов для этой серии колеблются от 1.96—1.99 млрд лет (U—Рь данные для цирконов из сортавальских метадацитов и дайки метагаббро, рассматриваемой как подводящий канал вулканитов; Геология..., 2000) до 2.07—2.10 млрд лет (Sm—Nd метод по валовым пробам вулканогенных пород; Матреничев, Матреничев, 2010). Минимальный предел возраста сортавальских вулканитов определяется U—Рь (SHRIMP) возрастом диоритов, прорывающих сортавальскую серию и низы перекрывающей ее ладожской серии (1.92 млрд лет; Матреничев и др., 2006).

Сортавальская серия в пределах Северного Приладожья перекрывается породами ладожской

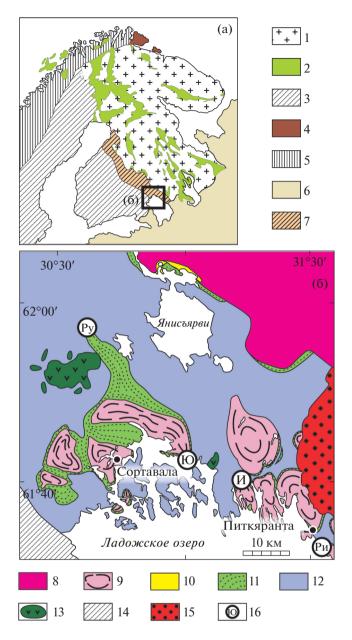


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема Фенноскандинавского щита (a) и геологическое строение Северного Приладожья (б).

1 — архейский фундамент; 2 — палеопротерозой; 3 — свекофенниды; 4 — неопротерозой; 5 — каледониды; 6 — палеозойский чехол; 7 — Раахе-Ладожская зона; 8 — кристаллические породы архейского Карельского кратона; 9 — архейские гранитогнейсы в ядрах куполов; 10 — карбонаты, ятулий; 11 — метавулканиты и метаосадки сортавальской серии, людиковий; 12 — метатерригенные породы ладожской серии, калевий; 13 — палеопротерозойские интрузивные породы основного-ультраосновного состава; 14 — свекофенниды Приозерской зоны; 15 — мезопротерозойские граниты рапакиви; 16 — участки опробования мраморов сортавальской серии (И — Импилахти, Ри — Ристиниеми, Ру — Рускеала, Ю — Ювень).

серии, относимой к калевию (1.95—1.80 млрд лет). Ладожская серия представлена в основном терригенными породами грауваккового и аргиллитового состава (Кратц, 1963; Котова и др., 2009) с флишевыми и флишоидными текстурами, указывающими на их турбидитовую природу (Демидов, Кратц, 1958). Среди отложений ладожской серии в незначительных объемах присутствуют карбонатные и вулканогенные породы.

1.85—1.88 млрд лет назад (Gorokhov et al., 1970: Балтыбаев и др., 2009) породы сортавальской и ладожской серий вместе с породами фундамента подверглись зональному региональному метаморфизму андалузит-силлиманитовой фациальной серии, интенсивность которого нарастала с севера на юг от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций (Геология..., 2000). Метаморфическая зональность в общем конформна краю Карельского кратона, хотя и имеет более сложную конфигурацию. В зонах, отвечающих условиям эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной части амфиболитовой фаций, основные и средние вулканиты превращены в амфиболиты и амфиболовые сланцы, граувакки и песчаники – в биотитовые и гранат-биотитовые сланцы, аргиллиты — в гранат-биотитовые сланцы с глиноземистыми минералами (ставролитом. андалузитом, кордиеритом, силлиманитом, мусковитом), а известняки и доломиты — в мрамора. В южной части зонального комплекса сланцы переходят в гнейсы, подвергнутые мигматизации. Метаморфизм амфиболитовой фации и сопряженные деформации привели к образованию упомянутых гранитогнейсовых куполов, обрамленных осадочно-вулканогенными толщами сортавальской и ладожской серий (Геология..., 2000; Ладожская.... 2020).

Карбонатные породы сортавальской серии в Северном Приладожье представлены преимущественно доломитовыми и кальцит-доломитовыми, реже кальцитовыми мраморами (Кицул, 1963). Мрамора часто имеют серый цвет (от светло-серого до практически черного) из-за примеси рассеянного углеродистого вещества, в отличие от развитых в протерозойских впадинах Карельского кратона карбонатных пород туломозерской свиты ятулия, которым рассеянные вростки гематита придают розовый цвет (Ахмедов и др., 1996). Это различие отражает разные обстановки осадконакопления. Ятулийские карбонатные осадки отлагались в мелководных эпиконтинентальных и периодически пересыхавших бассейнах типа себкхи и в мелководных лагунах во время максимальных трансгрессий (Melezhik et al., 1999a; Kuznetsov et al., 2010). Накопление карбонатных осадков сортавальской серии происходило в относительно глубоководном палеобассейне, значительно удаленном от области континентального сноса, при высокой скорости седиментации и захоронения осадка (Кузнецов и др., 2021).

Мрамора Северного Приладожья почти всегда содержат силикатную составляющую, представленную преимущественно Са-Мд силикатными минералами, главным образом тремолитом, диопсидом или форстеритом — в зависимости от уровня метаморфизма (Кицул, 1963; Кузнецов и др., 2021), реже K- и Al-содержащими минералами — флогопитом, полевыми шпатами, гранатами, вплоть до перехода к карбонатно-силикатным породам, в которых силикатные минералы преобладают над карбонатами. Наиболее обогащены силикатами породы первого карбонатного горизонта, среди которых чистые мрамора практически отсутствуют. Породы второго карбонатного горизонта по содержанию силикатов могут существенно различаться, но среди них есть и чистые мрамора, особенно в районе Рускеалы и острова Ювень (Калкисаари) в устье р. Янисйоки, где эти мрамора разрабатывались в качестве облицовочного камня. Присутствие силикатов в мраморах и силикатно-карбонатных породах отражает первичную примесь кремнезема в осадочном протолите или же связано с метасоматическим изменением карбонатных пород под воздействием метаморфических флюидов. Вблизи Салминского плутона гранитов рапакиви и интрузий позднеорогенных плагиомикроклиновых гранитоидов в обрамлении Йокирантского и Латвасюрьинского куполов (вблизи государственной границы) мрамора подверглись интенсивному скарнированию с образованием известковых и магнезиальных скарнов с редкометалльной минерализацией (Гавриленко. Калиничева, 1991; Ларин и др., 1991; Металлогения..., 1999).

Карбонатные породы в обрамлении гранитогнейсовых куполов, особенно мрамора в северо-западной части Рускеальского поднятия, существенно деформированы (рис. 2а, 2б). Признаками этой деформации являются изоклинальные и колчановидные складки, линзование и будинаж карбонатных и карбонатно-силикатных пород. Интенсивная складчатость осложняет внутреннее строение карбонатных толщ в районе пос. Рускеала. Однако общее положение второго карбонатного горизонта в разрезе сортавальской серии, как и региональная стратиграфическая схема, сохраняется.

ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Образцы карбонатных пород, изученные в настоящей работе, отобраны на четырех участках — Рускеала, Ювень, Импилахти и Ристиниеми (рис. 1). Первый из них находится на периклинальном замыкании Рускеальской антиклинальной структуры, представляющей собой выступ пород сортавальской серии, протянувшийся от края

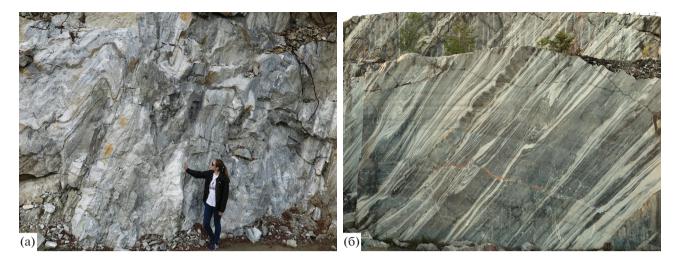


Рис. 2. Деформации в полосчатых доломитовых и кальцитовых мраморах участка Рускеала. (а) — сжатые складки с крутопадающими осевыми плоскостями в мраморах; (б) — Z-образные складки, связанные со сдвиговыми деформациями в мраморах, и будинаж силикатных (амфиболовых) прослоев. Серые полосы — мелкозернистые доломитовые мрамора, белые полосы — крупнозернистые кальцитовые мрамора.

Кирьяволахтинского гранитогнейсового купола (крупнейшего из куполов Сортавальской группы) на северо-запад. Это единственная географическая точка в Северном Приладожье, где породы сортавальской серии значительно удалены от гранитогнейсовых куполов. Мрамора в районе Рускеалы образуют две карбонатные линзы — юго-западную и северо-восточную, обрамляющие замыкание структуры в западной части Приладожья (Меtzger, 1925; Кицул, 1963). Образцы рускеальских мраморов были отобраны из северо-восточной линзы.

Второй участок — Ювень — расположен на небольшом островке в Ладожском озере в юго-восточном обрамлении того же Кирьяволахтинского купола, вблизи устья р. Янисйоки. В отличие от Рускеалы, этот участок находится значительно ближе к гранитогнейсовому куполу. Здесь карбонатные породы расположены вблизи контакта с породами ладожской серии и так же, как и рускеальские мрамора, относятся ко второму карбонатному горизонту (рис. 3).

Участки Импилахти и Ристиниеми расположены в обрамлении гранитогнейсовых куполов Питкярантской группы: участок Импилахти — в северном обрамлении одноименного купола, участок Ристиниеми — в обрамлении Ристиниемского купола. На этих участках опробованы породы первого (нижнего) карбонатного горизонта, что подтверждается пространственной (первые десятки метров) близостью этих пород к гранитогнейсам куполов. Особенностью участка Ристиниеми является его расположение невдалеке от Салминского массива гранитов рапакиви, которые внедрились около 1.54—1.55 млрд лет назад и с которыми связан комплекс грейзенов и полиме-

таллических скарновых руд (Ларин и др., 1991; Металлогения..., 1999; Ризванова, Кузнецов, 2020). Наиболее значительное воздействие метасоматических флюидов на карбонатные породы сортавальской серии отмечено в районе Юляристи вблизи Питкяранты. Карбонатные породы на участке Ристиниеми превращены в магнезиальные скарны, в которых присутствуют фторсодержащие минералы группы гуммита и фторфлогопит (Пеков и др., 2008). Эти минералы не наблюдались в карбонатных породах вдали от Салминского массива.

По степени метаморфизма первые из трех участков близки — они лежат в пределах ставролитовой зоны метаморфизма, то есть в области среднетемпературной амфиболитовой фации низких дав-



Рис. 3. Полосчатые мрамора о. Ювень. Темные прослои сложены метатерригенными породами.

лений. Участок Ристиниеми расположен в низкотемпературной части зоны мигматитов. Степень мигматизации в метатерригенных породах ладожской серии, которая развита вблизи Ристиниеми, невысока, а присутствующие в них жилы лейкосом указывают на низкотемпературную границу зоны мигматитов. Во всех породах этих ступеней метаморфизма доломит в отсутствие кремнезема устойчив, а в присутствии в породе кремнезема происходит декарбонизация доломита с образованием Са-Мg силикатов (тремолита и диопсида). Устойчивость доломита и Са-Мд силикатов в системах CaCO₃-MgCO₃-SiO₂-H₂O-CO₂ в зависимости от соотношения компонентов, уровня метаморфизма и состава равновесного флюида рассмотрена в нашей работе (Кузнецов и др., 2021).

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

После растворения измельченных образцов в 1N HCl определение содержаний Ca и Mg в карбонатной составляющей мраморов выполняли весовым, а Mn и Fe — атомно-абсорбционным методом (табл. 1).

Концентрации Rb и Sr в валовых карбонатных составляющих пород (ВСС) после растворения образца в 1N HCl и ионообменного выделения этих элементов определяли масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора 87 Rb $-{}^{84}$ Sr (Γ oрохов и др., 1998, 2016). Изотопные составы Rb измеряли в статическом режиме на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan Mat 261, a Sr на многоколлекторном масс-спектрометре Triton ТІ. Средние значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандартных образцах NIST SRM-987 и USGS EN-1, нормированные к отношению ${}^{86}\text{Sr}/{}^{88}\text{Sr} = 0.1194$, составляли в период работы соответственно 0.710281 ± 0.000004 ($2\sigma_{cp}$, n=26) и 0.709211 \pm 0.000005 (2 $\sigma_{\rm cp},\,n=20$). Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах вычислено в предположении, что возраст сортавальских карбонатных пород равен 2.0 млрд лет (табл. 2).

Содержания тория и в нескольких образцах урана определяли методом ICP-MS (табл. 3). В других случаях для определения U использовали метод изотопного разбавления с индикатором ²³⁵U. Измельченные образцы обрабатывали 0.5N HBr при комнатной температуре до полного растворения карбонатного материала, и выделяли U с помощью экстракционной смолы UTEVA SPEC (Овчинникова и др., 2012). Изотопный состав U определяли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, не превышал для U 0.005 нг.

Изотопный анализ С и О после разложения образцов пород в ортофосфорной кислоте при

95°С проводился на масс-спектрометре Delta V+ в режиме постоянного потока гелия с использованием периферийного комплекса GasBenchII с автосэмплером PAL. Точность изотопного анализа составляла ± 0.1 и $\pm 0.2\%$ (2 σ) для величин δ^{13} С и δ^{18} О соответственно. Изотопный состав углерода выражен в международной шкале V-PDB, а изотопный состав кислорода — в шкале V-SMOW (табл. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Образцы мраморов отобраны из нижнего (Импилахти и Ристиниеми) и верхнего (Рускеала и Ювень) карбонатных горизонтов сортавальской серии на восточном фланге Раахе-Ладожской зоны. Протолитами изученных пород являются доломит-кальцитовые карбонаты, причем за счет доломита и примеси кремнезема в ходе метаморфизма могли возникать магнезиальные минералы.

В обрамлении гранитогнейсовых куполов Импилахти и Ристиниеми образны мраморов отобраны из маломощных (1-10 м) карбонатных прослоев в основании вулканогенно-осадочной толщи (надкупольные пачки) и представляют нижний карбонатный горизонт сортавальской серии. В северо-восточном карьере Рускеала и на острове Ювень образцы отобраны из верхнего карбонатного горизонта (200-400 м) сортавальской серии. Образцы представлены (в зависимости от уровня метаморфизма) графитсодержащими и безграфитовыми доломитовыми и кальцитовыми тремолит- и диопсидсодержащими мраморами, флогопит-хондродитовыми мраморами (магнезиальными скарнами), а также карбонатно-силикатными породами.

Участок Импилахти, где отобранные образцы относятся к нижнему карбонатному горизонту сортавальской серии, представлен пятью образцами мраморов, содержащих светлую слюду (флогопит), тремолит и диопсид. Доля некарбонатной составляющей в мраморах велика и колеблется от 3.7 до 90% (табл. 1). Отношение Mg/Ca изменяется от 0.01 до 0.58. Здесь и всюду далее в этой статье в тексте и таблицах содержания химических элементов и их отношения выражены в весовых единицах. Концентрация Мп колеблется в широких пределах от 28 до 3000 мкг/г, причем между этой концентрацией и долей некарбонатной примеси наблюдается обратная корреляция. Содержания Sr лежат в интервале 19—152 мкг/г. Концентрации U и Th составляют соответственно 0.06-0.14 и 0.26-0.41 мкг/г (табл. 3). Отношения Rb/Sr варьируют в интервале 0.001-0.181, а Th/U -4.3-7.1. Измеренные и первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr заключены в широких интервалах 0.71300-0.78182 и 0.71274-0.77872 соответственно (табл. 2). Значения δ^{13} С измерены здесь в трех образцах. В одном

Таблица 1. Химический и С-О изотопный состав мраморов сортавальской серии

| Таолица | | ческии и | С-О изс | топныи | состав м | раморов | сортавал | ьскои се | рии | ı | | |
|------------------|--------------------------|------------------------------|----------------|----------------|----------------|---------------|--------------|------------|----------|--------------|-------------------------------|---------------------------------|
| Номер образца | Преобладающий минерал | Нерастворимый остаток*, % | Ca, % | Mg, % | Мп, мкг/г | Fe, мкг/г | Sr, мкг/г | Mg/Ca | Mn/Sr | Fe/Sr | δ ¹³ C V-PDB, ‰ | δ ¹⁸ Ο V-SMOW, %ο |
| | | | Bep | хний кар | бонатнь | ій горизо | онт, участ | гок Руске | еала | | | |
| K14-10 | Д | 1.6 | 25.6 | 11.5 | 80 | 1600 | 122 | 0.44 | 0.66 | 13 | 1.91 | 18.6 |
| K14-11 | Д | 5.0 | 23.6 | 11.4 | 93 | 3600 | 178 | 0.48 | 0.52 | 20 | 0.63 | 17.5 |
| K14-12 | Д | 1.9 | 25.2 | 10.8 | 95 | 1900 | 153 | 0.43 | 0.62 | 12 | 0.96 | 17.2 |
| K14-13 | Д | 5.5 | 24.2 | 11.2 | 110 | 2900 | 146 | 0.46 | 0.75 | 20 | 1.54 | 20.0 |
| K14-14 | Д | 5.5 | 24.2 | 11.4 | 86 | 3100 | 158 | 0.47 | 0.54 | 20 | 1.11 | 17.6 |
| K14-15 | K | 9.1 | 39.3 | 0.7 | 89 | 640 | 850 | 0.02 | 0.10 | 0.75 | 1.54 | 21.1 |
| K14-16 | K | 20.0 | 39.6 | 0.8 | 65 | 380 | 924 | 0.02 | 0.07 | 0.41 | 1.55 | 19.8 |
| K14-17 | Д | 6.8 | 25.2 | 10.5 | 72 | 2800 | 256 | 0.42 | 0.28 | 11 | 1.52 | 19.0 |
| K14-18 | K | 0.2 | 38.7 | 0.3 | 14 | 200 | 2320 | 0.01 | 0.01 | 0.086 | 1.96 | 22.5 |
| K14-19 | K | 0.1 | 38.2 | 0.2 | 25 | 170 | 2790 | 0.01 | 0.01 | 0.061 | 1.54 | 19.5 |
| K14-20 | K | 0.1 | 39.0 | 0.3 | 10 | 160 | 1900 | 0.01 | 0.01 | 0.084 | 2.07 | 20.9 |
| K14-21 | K | 9.1 | 36.1 | 2.8 | 150 | 1900 | 405 | 0.08 | 0.37 | 4.7 | 0.04 | 18.3 |
| | I | 1 | Ве | рхний ка | і рбонатн | ый гориз | вонт, учас | ток Юве | НЬ | I | ı | I |
| K14-30p | Д | 4.2 | 26.5 | 9.1 | 110 | 8000 | 584 | 0.34 | 0.19 | 14 | 0.17 | 16.4 |
| K14-31 | K | 0.6 | 38.9 | 0.3 | 58 | 1100 | 1610 | 0.01 | 0.04 | 0.68 | -0.25 | 17.5 |
| K14-32 | K | 0.3 | 38.3 | 0.4 | 99 | 1100 | 1105 | 0.01 | 0.09 | 1.0 | -0.07 | 13.3 |
| K14-33 | K | 0.6 | 38.4 | 0.6 | 220 | 4200 | 1090 | 0.02 | 0.20 | 3.9 | 0.09 | 19.7 |
| K14-34 | K | 0.1 | 38.7 | 0.2 | 46 | 710 | 1880 | 0.01 | 0.02 | 0.38 | -0.37 | 13.0 |
| K14-35 | K | 0.1 | 39.1 | 0.4 | 170 | 1200 | 1190 | 0.01 | 0.14 | 1.0 | -0.82 | 13.5 |
| K14-36 | K | 0.6 | 38.8 | 0.5 | 190 | 1300 | 1120 | 0.01 | 0.17 | 1.2 | -2.20 | 12.5 |
| | I | ' Нижний | і і карбона | і атный гој | і ризонт (і | і надкупол | ыные пач | нки), учас | ток Рист | і гиниеми | ı | I |
| K14-1 | K | 44 | 38.7 | 0.2 | 3400 | 9800 | 95.3 | 0.01 | 35 | 103 | 3.79 | 13.5 |
| K14-2 | K | 3.7 | 38.1 | 0.2 | 3000 | 1100 | 86.1 | 0.01 | 35 | 13 | 4.15 | 12.8 |
| K14-5 | K | 10.8 | 38.2 | 0.1 | 4200 | 1200 | 60.9 | 0.00 | 69 | 20 | 6.36 | 12.7 |
| K14-6 | K | 16.4 | 36.4 | 3.8 | 3200 | 8100 | 96.6 | 0.10 | 33 | 84 | 4.56 | 15.0 |
| K14-7 | K | 0.8 | 38.4 | 0.1 | 3600 | 1400 | 75.6 | 0.00 | 48 | 19 | 6.97 | 15.1 |
| K14-8 | K | 12.4 | 38.7 | 0.1 | 3600 | 1100 | 74.2 | 0.00 | 49 | 15 | 7.71 | 15.1 |
| K14-9 | K | 4.5 | 38.4 | 0.1 | 3400 | 1000 | 66.9 | 0.00 | 51 | 15 | 7.34 | 15.0 |
| | 1 | Нижни | й карбон | атный го | ризонт (| надкупол | тьные па | чки), уча | сток Им | пилахти | ı | I |
| K14-37 | K | 14 | 36.3 | 0.4 | 3000 | 2700 | 152 | 0.01 | 20 | 18 | 7.40 | 14.1 |
| K14-38 | K | 90 | 2.1 | 0.5 | 28 | 1000 | 19.0 | 0.23 | 1.5 | 53 | _ | _ |
| K14-39 | K | 44 | 35.4 | 1.7 | 350 | 1600 | 144 | 0.05 | 2.4 | 11 | 0.27 0.15 | 13.1 14.4 |
| K14-40 | K | 86 | 2.0 | 1.1 | 110 | 2200 | 35.3 | 0.55 | 3.1 | 62 | _ | _ |
| K14-41 | K | 3.7 | 36.8 | 0.2 | 3000 | 1900 | 91.3 | 0.01 | 33 | 21 | 7.36 | 12.7 |
| | (*) 0 | | | v 13.T | HCL V | | _ | | | | | |

Примечание. (*) Остаток, нерастворимый в 1N HCl. К — кальцит, Д — доломит.

Таблица 2. Rb—Sr изотопные данные для мраморов сортавальской серии

| Номер образца | Преобладающий минерал | H.O.*, % | Rb, мкг/г | Sr, мкг/г | Rb/Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное** | | | | | | |
|------------------|---|---------------|-------------------|---------------------|------------------------|--|---|--|--|--|--|--|--|
| | E | Верхний карбо | L онатный гори | І ІЗОНТ, УЧАСТОІ | I к Рускеала | | | | | | | | |
| K14-10 | Д | 1.6 | 0.03 | 122 | 0.0002 | 0.70494 | 0.70492 | | | | | | |
| K14-11 | Д | 5.0 | 0.11 | 178 | 0.0006 | 0.70473 | 0.70468 | | | | | | |
| K14-12 | Д | 1.9 | 0.09 | 153 | 0.0006 | 0.70484 | 0.70479 | | | | | | |
| K14-13 | Д | 5.5 | 0.17 | 146 | 0.0012 | 0.70495 | 0.70486 | | | | | | |
| K14-14 | Д | 5.5 | 0.04 | 158 | 0.0003 | 0.70465 | 0.70463 | | | | | | |
| K14-15 | K | 9.1 | 0.26 | 850 | 0.0003 | 0.70488 | 0.70485 | | | | | | |
| K14-16 | K | 20.0 | 0.14 | 924 | 0.0002 | 0.70490 | 0.70489 | | | | | | |
| K14-17 | Д | 6.8 | 0.22 | 256 | 0.0009 | 0.70529 | 0.70522 | | | | | | |
| K14-18 | K | 0.2 | 0.12 | 2320 | 0.0001 | 0.70486 | 0.70486 | | | | | | |
| K14-19 | K | 0.1 | 0.18 | 2790 | 0.0001 | 0.70483 | 0.70482 | | | | | | |
| K14-20 | K | 0.1 | 0.10 | 1900 | 0.0001 | 0.70485 | 0.70485 | | | | | | |
| K14-21 | K | 9.1 | 0.20 | 405 | 0.0005 | 0.70486 | 0.70482 | | | | | | |
| | Верхний карбонатный горизонт, участок Ювень | | | | | | | | | | | | |
| K14-30p | Д | 4.2 | 0.41 | 584 | 0.0007 | 0.70527 | 0.70521 | | | | | | |
| K14-31 | K | 0.6 | 0.13 | 1610 | 0.0001 | 0.70488 | 0.70487 | | | | | | |
| K14-32 | K | 0.3 | 0.07 | 1105 | 0.0001 | 0.70494 | 0.70493 | | | | | | |
| K14-33 | K | 0.6 | 0.06 | 1090 | 0.0001 | 0.70493 | 0.70493 | | | | | | |
| K14-34 | K | 0.1 | 0.12 | 1880 | 0.0001 | 0.70484 | 0.70483 | | | | | | |
| K14-35 | K | 0.1 | 0.19 | 1190 | 0.0002 | 0.70487 | 0.70486 | | | | | | |
| K14-36 | K | 0.6 | 0.16 | 1120 | 0.0001 | 0.70485 | 0.70484 | | | | | | |
| | Нижний карбо | натный гори | зонт (надкуп | ольные пачкі | и), участок Ра | истиниеми | | | | | | | |
| K14-1 | K | 44 | 1.56 | 95.3 | 0.0164 | 0.70912 | 0.70774 | | | | | | |
| K14-2 | K | 3.7 | 1.51 | 86.1 | 0.0175 | 0.71163 | 0.71015 | | | | | | |
| K14-5 | K | 10.8 | 0.49 | 60.9 | 0.0164 | 0.70873 | 0.70806 | | | | | | |
| K14-6 | K | 16.4 | 0.21 | 96.6 | 0.0022 | 0.70780 | 0.70761 | | | | | | |
| K14-7 | K | 0.8 | 0.26 | 75.6 | 0.0034 | 0.70913 | 0.70884 | | | | | | |
| K14-8 | K | 12.4 | 0.36 | 74.2 | 0.0049 | 0.70906 | 0.70865 | | | | | | |
| K14-9 | K | 4.5 | 0.89 | 66.9 | 0.0133 | 0.70914 | 0.70802 | | | | | | |
| | Нижний карб | онатный гори | изонт (надкуг | ольные пачк | и), участок И | Імпилахти | | | | | | | |
| K14-37 | K | 14 | 0.15 | 152 | 0.0010 | 0.71300 | 0.71292 | | | | | | |
| K14-38 | K | 90 | 3.44 | 19.0 | 0.1811 | 0.75051 | 0.73526 | | | | | | |
| K14-39 | K | 44 | 0.93 | 144 | 0.0065 | 0.72412 | 0.72358 | | | | | | |
| K14-40 | K | 86 | 1.34 | 35.3 | 0.0380 | 0.78182 | 0.77872 | | | | | | |
| K14-41 | K | 3.7 | 0.60 | 91.3 | 0.0066 87c = /86c = | 0.71330 | 0.71274 | | | | | | |

Примечание. (*) Остаток, нерастворимый в 1N HCl. (**) Первичное отношение 87 Sr/ 86 Sr, вычисленное в предположении, что возраст сортавальских мраморов равен 2.0 млрд лет. К — кальцит, Д — доломит.

из них величина δ^{13} С равна 0.2%, но в двух остальных согласующиеся значения δ^{13} С составляют 7.4‰. Значения δ^{18} О в этих трех образцах мраморов колеблются в интервале 12.7-14.1%.

На участке Ристиниеми, где семь изученных образцов представляют магнезиальные скарны, возникшие по мраморам нижнего карбонатного

горизонта, породы существенно перекристаллизованы и изменены. В них присутствует, в частности, хондродит, указывающий на воздействие на породу флюидов, связанных с гранитами рапакиви. Доля некарбонатной составляющей в карбонатных породах колеблется от 0.8 до 44% (табл. 1). Содержание Мп в них велико (0.32—0.42%), кон-

центрации Sr, U и Th составляют соответственно 67–97, 0.11-0.25 и 0.02-0.13 мкг/г, отношения Mg/Ca варьируют в диапазоне 0.01-0.11, Mn/Sr – 33–69, а Th/U – 0.18-0.87 (табл. 1 и 3). Отношения Rb/Sr в мраморах меняются от 0.002 до 0.017. Измеренные изотопные отношения 87 Sr/ 86 Sr лежат в пределах 0.70780-0.71163, первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr – в пределах 0.70761-0.71015 (табл. 2), значения 87 Sc колеблются от 3.8 до 7.7%, а δ^{18} O от 12.7 до 15.1% (табл. 1).

Мрамора месторождения Рускеала, отобранные из верхнего карбонатного горизонта, представлены доломитовыми и кальцит-доломитовыми, реже кальцитовыми разностями. Здесь обнажены как чисто карбонатные породы, не содержащие силикатов и в разной степени деформированные, так и силикатно-карбонатные прослои. Характерны полосчатые мрамора (рис. 2) с чередованием тонкои мелкозернистых серых (от светло-серых до практически черных) и крупнозернистых белых полос, первые из которых сложены преимущественно доломитом, а вторые – кальцитовые. Мрамора часто содержат тремолит или, реже, диопсил. Присутствие тремолита в мраморах Рускеалы совместно с доломитом и кальцитом свидетельствует о том, что температура метаморфизма здесь не превышала 550-600°C, соответствуя уровню ставролитовых субфаций амфиболитовой фации (Кузнецов и др., 2021). Светло- или темно-серые тонкозернистые мрамора содержат рассеянную примесь углерода. В них присутствуют прожилки и жилы карбонатов, резко выделяющихся более крупной зернистостью и светлым (белым) цветом, а также силикатные (желтоватые или зеленоватые) прожилки, нередко с радиально-лучистой (сферолитовой) структурой. Карбонаты также образуют линзы (кальшитовые мрамора среди доломитовых и наоборот). Силикаты будинируются и образуют линзы среди карбонатов, но обратного процесса – образования карбонатных жил среди силикатов — не наблюдается. Нередко выделения силикатов обрамляют линзы и жилки кварца среди карбонатов.

В районе Рускеалы изучено шесть образцов крупнозернистых кальцитовых мраморов сортавальской серии и столько же — мелкозернистых доломитовых мраморов (табл. 1-3). В кальцитовых мраморах содержание некарбонатной составляющей колеблется в широких пределах от 0.1 до 20%. Концентрации Мп изменяются от 10 до 150 мкг/г, Sr- от 370 до 2800 мкг/г, U- от 1.23 до 7.39 мкг/г, Th- от 0.01 до 0.10 мкг/г, отношения Mg/Ca варьируют в диапазоне 0.01-0.09, Mn/Sr — в диапазоне 0.01-0.41. Отношения Rb/Sr меняются от 0.0001 до 0.0005, а отношение Th/U, измеренное только в одном образце, составляет 0.01. Измеренные изотопные отношения 0.010, первичены в пределах 0.70483-0.70490, первич

Таблица 3. U—Th аналитические данные для кальцитовых и доломитовых мраморов сортавальской серии

| вых и доломитовых мраморов сортавальской серии | | | | | | | | | | | | |
|--|---|-----------|----------|---------|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Номер | Преобладающий | U, | Th, | Th/U | | | | | | | | |
| образца | минерал | мкг/г | мкг/г | 111/0 | | | | | | | | |
| Верхний карбонатный горизонт, участок Рускеала | | | | | | | | | | | | |
| K-14-10 | Д | 14.2 | 0.15 | 0.01 | | | | | | | | |
| K-14-14 | Д | 0.61 | 0.19 | 0.31 | | | | | | | | |
| K-14-15 | K | 7.39 | 0.05 | 0.01 | | | | | | | | |
| K-14-17 | Д | 1.45 | 0.37 | 0.26 | | | | | | | | |
| K-14-19 | K | 1.23 | < 0.01 | < 0.01 | | | | | | | | |
| K-14-21 | K | 1.88 | 0.10 | 0.05 | | | | | | | | |
| Верхний | Верхний карбонатный горизонт, участок Ювень | | | | | | | | | | | |
| K-14-30 | Д | 1.30 | 0.03 | 0.02 | | | | | | | | |
| K-14-31 | K | 1.40 | 0.03 | 0.02 | | | | | | | | |
| K-14-33 | K | 2.27 | 0.33 | 0.15 | | | | | | | | |
| Нижний к | арбонатный гориз | онт, учас | ток Рист | иниеми | | | | | | | | |
| K-14-1 | K | 0.25 | 0.09 | 0.36 | | | | | | | | |
| K-14-6 | K | 0.11 | 0.02 | 0.18 | | | | | | | | |
| K-14-7 | K | 0.15 | 0.13 | 0.87 | | | | | | | | |
| Нижний к | арбонатный гориз | онт, уча | сток Имі | пилахти | | | | | | | | |
| K-14-37 | K | 0.14 | 0.41 | 7.1 | | | | | | | | |
| K-14-41 | K | 0.06 | 0.26 | 4.3 | | | | | | | | |

Примечание. K — кальцит, Д — доломит. Содержания U в образцах верхнего карбонатного горизонта определялись методом изотопного разбавления в ИГГД РАН, а в образцах нижнего карбонатного горизонта — методом ICP-MS в аналитической лаборатории ВСЕГЕИ.

ные отношения ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ — в пределах 0.70482— 0.70489, значения δ^{13} С колеблются от 0.1 до 2.1%, а δ^{18} O от 18.3 до 22.5‰. В мелкозернистых доломитовых мраморах доля некарбонатной составляющей варьирует от 1.6 до 6.8%, а отношение Mg/Ca (0.42-0.48) ниже, чем в стехиометрическом доломите (0.61). Содержания Мп в доломитовых мраморах выше, чем в кальцитовых — от 72 до 110 мкг/г. a Sr — заметно ниже (120—240 мкг/г). Концентрации U (0.61-14.2 мкг/г) близки к таковым в кальцитовых мраморах, а концентрации Th выше (0.15-0.37 мкг/г). Отношения Mn/Sr, Rb/Sr и Th/U в доломитовых мраморах колеблются в диапазонах 0.30-0.73, 0.0002-0.0012 и 0.01-0.31 соответственно. Измеренные и первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr лежат соответственно в диапазо- $\max 0.70465 - 0.70529$ и 0.70463 - 0.70522, величины δ^{13} С лежат в интервале +0.6...+1.9‰, а величины $\delta^{18}O - 17.3 - 20.0\%$ o.

Полученные результаты позволяют коснуться проблемы происхождения полосчатой текстуры рускеальских мраморов. Значительно более высокие содержания Sr в крупнозернистых кальцитовых (405—2790 мкг/г) мраморах по сравнению с доломитовыми (122—256 мкг/г) позволяют предполагать сохранение в этих породах, несмотря на сильные деформации, реликтовой первичной слоистости,

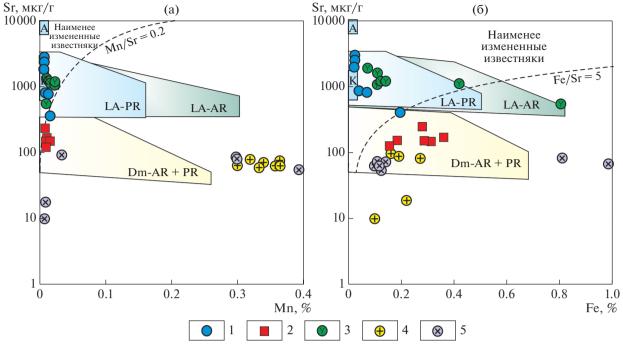


Рис. 4. Зависимость содержания Sr от содержаний Mn (а) и Fe (б) в метакарбонатных породах сортавальской серии в сравнении с современными морскими осадками и карбонатными породами и мраморами, сохранившими отношение 87 Sr/ 86 Sr палеоокеана (Veizer et al., 1990; Bekker et al., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2003, 2018, 2019). 1 — кальцитовые мрамора, Рускеала; 2 — доломитовые мрамора, Рускеала; 3 — кальцитовые мрамора, Ювень; 4 — кальцитовые мрамора, Ристиниеми; 5 — кальцитовые мрамора, Импилахти. А — современные арагонитовые осадки, К — современные низкомагнезиальные кальциты, LA-AR — архейские известняки и кальциты, LA-PR — палеопротерозойские известняки, Dm-AR + PR — архейские и палеопротерозойские доломиты. Пунктирными линиями на рис. 4а и 46 показаны границы, отделяющие область "наименее измененных кальцитов" для рифейских и фанерозойских карбонатных пород (Кузнецов и др., 2003, 2014, 2018; Семихатов и др., 2004, 2009).

обусловленной отложением, наряду с доломитовыми, карбонатных осадков, сложенных арагонитом (рис. 4). Метаморфическая перекристаллизация таких полосчатых пород могла проходить в закрытой системе без существенного привноса и выноса компонентов (Кузнецов и др., 2021). Увеличение размера кристаллов в кальцитовых мраморах могло достигаться при метаморфизме по механизму перекристаллизации с укрупнением зерна (Пунин, 1964, 1965), а мелкий размер кристаллов в доломитовых мраморах мог быть обусловлен затрудненной перекристаллизацией при отравлении поверхности растущих зерен (Чернов, 1961) рассеянным углистым веществом, адсорбированным на гранях кристаллов карбонатов.

Полосчатые мрамора с чередованием серых углеродистых мелкозернистых и белых крупнозернистых прослоев, а также темных метатерригенных пород характерны и для острова Ювень (рис. 3). Эти породы также представляют верхний карбонатный горизонт. Уровень метаморфизма здесь близок к уровню метаморфизма в районе Рускеалы и отвечает среднетемпературной амфиболитовой фации низких давлений (той же андалузит-силлиманитовой фациальной серии). Часть мелкозернистых мрамо-

ров, как показывает изучение соотношений карбонатов в шлифах, возникает при перекристаллизации крупнозернистых мраморов. На участке Ювень изучено шесть образцов крупнозернистых кальцитовых мраморов (четыре белых и два серых) и олин образен лоломитового мрамора (табл. 1–3). В кальцитовых мраморах доля некарбонатной составляющей колеблется от 0.1 до 0.6%. Содержания Mn варьируют в интервале 46-220 мкг/г, Sr - $1090-1880 \text{ MK}\Gamma/\Gamma$, U $-1.40-2.27 \text{ MK}\Gamma/\Gamma$, Th -0.33-0.45 мкг/г, отношения Мg/Са составляют ≤0.02, Rb/Sr — менее 0.0002, отношения Mn/Sr колеблются в пределах 0.02-0.20, а Th/U -0.15-0.32. Измеренные изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr лежат в диапазоне 0.70484-0.70494, первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr — в диапазоне 0.70483—0.70493. Значения δ^{13} С колеблются от -2.2 до +0.1%, а δ^{18} O — от 12.5 до 19.7‰. Доломитовый мрамор содержит 110 мкг/г Mn, 560 мкг/г Sr, 1.30 мкг/г U и 0.03 мкг/г Th. Отношения Mg/Ca, Mn/Sr и Th/U в доломитовом мраморе составляют соответственно 0.34, 0.20 и 0.02, измеренное отношение 87 Sr/ 86 Sr - 0.70527, первичное - 0.70521. Значения δ^{13} С и δ^{18} О в этом мраморе равны 0.2 и 16.4‰ соответственно.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СОХРАННОСТИ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОЛАХ

Карбонатные породы, и в том числе кальцитовые и доломитовые мрамора, являются важным источником хемостратиграфической информации, так как способны при определенных условиях отражать первичные С—О и Sr-изотопные характеристики среды седиментации.

Высокое содержание углерода в карбонатных породах в сочетании с низкой его концентрацией в эпигенетических и метаморфических флюидах способствует сохранению в породах первичного значения δ¹³C (Valley, O'Neil, 1984; Schidlowski, 2001: Swart, 2015), тогда как изотопный состав кислорода более склонен к изменениям (Banner, Hanson, 1990). Изотопный состав кислорода карбонатных фаз может контролироваться многочисленными факторами, в том числе составом первоначального осадка и диагенетических и метаморфических флюидов, отношением порода/флюид в ходе эпигенеза и метаморфизма, коэффициентами изотопного фракционирования и степенью открытия изотопных систем (Banner, Hanson, 1990; Zheng, Hoefs, 1993; Горохов и др., 1995, 2016; Кузнецов и др., 2005, 2006, 2018; Bishop et al., 2014). Обычно для оценки степени сохранности первичных изотопных систем карбонатных пород используют геохимические критерии, основанные на перераспределении элементов-примесей в ходе диагенетической перекристаллизации (Veizer et al., 1990; Kaufman, Knoll, 1995; Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2005, 2006). Эмпирически было установлено, что в случае увеличения степени преобразования карбонатных пород концентрации Мп и Fe в них увеличиваются, а содержание Sr уменьшается (рис. 4).

В качестве одного из критериев сохранности первичных С-изотопных систем в докембрийских карбонатах используется отношение Mn/Sr, пороговые значения которого у разных авторов варьируют от Mn/Sr < 10 (Kaufman, Knoll, 1995; Покровский и др., 2006) до Mn/Sr < 6 (Подковыров и др., 1998; Семихатов и др., 2004, 2009; Кузнецов и др., 2006). Кроме того, показано, что величина δ^{18} О в наименее измененных морских карбонатах верхнего протерозоя составляет $24.2 \pm 2.5\%$ (Ray et al., 2003; Семихатов и др., 2004), а в эпигенетически измененных карбонатных породах опускается ниже 20.6‰ (Kaufman, Knoll, 1995; Семихатов и др., 2004, 2009). Однако величина δ^{18} О в океане раннего протерозоя могла значительно отличаться от таковой в океане позднего протерозоя (Veizer et al., 1990). Поэтому средние величины δ^{18} О в образцах карбонатных пород с наименее измененными С- и Sr-изотопными системами могут составлять $22.5 \pm 2.5\%$ для доломитов и $20.5 \pm 4\%$ для известняков (рис. 5).

В массивных метаморфизованных карбонатных породах изотопный состав углерода относительно хорошо сохраняется (Baker, Fallick, 1989: Melezhik et al., 2002, 2005, 2006). Однако высокотемпературный метаморфизм карбонатных пород может приводить к понижению значения δ^{13} С. Олним из возможных процессов, вызывающих такое понижение, является изотопный обмен между карбонатным материалом и сосуществующим с ним тонкодисперсным осадочным органическим углеродом, который может начинаться уже при достаточно низких температурах около 350°C и прогрессировать при повышении температуры (Valley, O'Neil, 1981; Dunn, Valley, 1992; Kitchen, Valley, 1995; Des Marais, 2001). Так как графит содержит по весу в восемь раз больше углерода, чем кальцит, количество графита, которое требуется для того, чтобы сдвинуть значение δ^{13} С в метаморфизованной карбонатной породе, относительно невелико. Примером могут служить мрамора Центрального Адирондака, где значения $\delta^{13}C_{carb}$ в результате изотопного обмена кальцита с графитом в условиях метаморфизма амфиболитовой до гранулитовой фации при температурах 670-780°C уменьшились в среднем на 4%, а в некоторых образцах даже на 8% (Kitchen, Valley, 1995). Однако использование чистого карбонатного материала без признаков присутствия графита минимизирует возможные искажения изотопно-углеродной системы за счет этого процесса.

Другим потенциальным процессом, понижающим первичные значения δ^{13} С при метаморфизме, является реакция декарбонизации, в результате которой происходит частичная потеря карбонатной породой углерода и кислорода в виде газообразного CO_2 . Поскольку при равновесном отделении углекислоты от карбонатов происходит ее обогащение изотопами 13 С и 18 О (Valley, 1986), величины δ^{13} С и δ^{18} О в остаточном карбонатном материале будут согласованно снижаться, а в координатах δ^{13} С $-\delta^{18}$ О будут наблюдаться соответствующие тренды. Если процесс декарбонизации не имел места либо был проявлен слабо, соответствующих трендов наблюдаться не будет.

Учитывая изложенное, в настоящей работе при выборе образцов карбонатных пород, пригодных для реконструкции изотопного состава углерода в протерозойской морской воде, отдавалось предпочтение тем из них, которые не несут внешних признаков вторичных изменений, содержат относительно низкую долю силикокластической и графитовой примесей, характеризуются отношением Mn/Sr < 6 и значениями $\delta^{18}O \ge 20.6\%$ V-SMOW.

На основании серии работ, посвященных изучению норвежских каледонид, были предложены геохимические критерии сохранности Rb—Sr систем для неопротерозойских кальцитовых мраморов, метаморфизованных в условиях амфиболи-

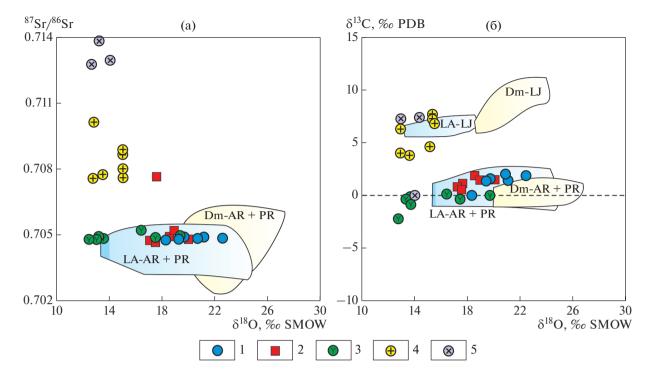


Рис. 5. Диаграммы 87 Sr/ 86 Sr – δ^{18} O (а) и δ^{13} C – δ^{18} O (б) для метакарбонатных пород сортавальской серии в сравнении с морскими карбонатными породами и мраморами, сохранившими отношение 87 Sr/ 86 Sr палеоокеана (Veizer et al., 1990; Melezhik et al., 1999а, 2004; Bekker et al., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2003, 2018, 2019). Палеопротерозойские карбонатные отложения ломагунди-ятулийской эпохи: LA-LJ —известняки, Dm-LJ — доломиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

товой фации (Melezhik et al., 2002, 2003, 2013b). Для того, чтобы изотопный состав Sr в такой породе мог рассматриваться как характеристика протолита и использоваться в Sr-изотопной хемостратиграфии, рекомендовано использовать породы с содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 , не превышающими соответственно 5 и 1%. При этом концентрация Sr в карбонатной составляющей образца должна быть выше 1000 мкг/г, Мп — менее 50 мкг/г, а отношения Mg/Ca, Mn/Sr и Rb/Sr должны быть соответственно ≤ 0.02 , ≤ 0.02 и ≤0.0001 (Melezhik et al., 2013b). Эти критерии значительно строже тех (Mg/Ca < 0.024, Mn/Sr < 0.2и Fe/Sr < 5), которые используются для Rb−Sr систем неметаморфизованных известняков (Кузнецов и др., 2006, 2014). Что касается критической величины δ^{18} O, то для выбора наименее измененных неопротерозойских мраморов она принимается выше, чем 22% SMOW (Melezhik et al., 2013b; Горохов и др., 2016). В случае палеопротерозойских метаосадочных карбонатных пород эта величина выглядит завышенной, потому что значение δ^{18} О в палеопротерозойском океане было ниже, чем в неопротерозойском на 2-3‰ (Veizer et al., 1990). Таким образом, при выборе наименее измененных кальцитов сортавальской серии критическое значение δ^{18} О может рассматриваться на уровне 20%.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Переходя к оценке геохимического и хемостратиграфического значения результатов, полученных для мраморов сортавальской серии, сразу отметим различие изотопного состава углерода в мраморах нижнего и верхнего карбонатных горизонтов (рис. 5б). За исключением образца К14-39В, величины δ^{13} C в кальцитовых мраморах нижнего горизонта (участки Импилахти и Ристиниеми) высокие — от +3.8 до +7.7%. Вариации же значений δ^{13} С в карбонатах верхнего горизонта (участки Рускеала и Ювень) характерны для "обычных" морских карбонатов осадочного происхождения от -2.2 до +2.1% (рис. 5б). Важно отметить, что мрамора верхнего карбонатного горизонта содержат меньшие количества некарбонатной примеси по сравнению с мраморами нижнего горизонта, и поэтому воздействие метаморфизма на величину δ^{13} С в карбонатах верхнего горизонта, вероятно, было менее значительным (см. выше).

Что касается возможного влияния декарбонизации на изотопные составы кислорода и углерода в изученных мраморах, следует учесть, во-первых, что температура метаморфизма на участке Ристиниеми была выше, чем на участках Рускеала и Ювень, а на участке Импилахти сопоставима с последними (550–600°С), и во-вторых, что мета-

морфизм способен приводить только к понижению значений δ^{13} С в карбонатных минералах. Поэтому наблюдаемое различие этих значений в нижнем и верхнем карбонатных горизонтах не могло возникнуть в результате метаморфизма. Таким образом, значения δ^{13} С отражают скорее первично-осадочные характеристики палеобассейна, чем метаморфическое преобразование.

Интервал значений δ^{13} С (-2.2 до +2.1%) для кальцитовых и доломитовых мраморов верхнего карбонатного горизонта сортавальской серии не противоречит тенденции, свойственной величинам δ^{13} С в карбонатных конкрециях и мергелях людиковийских отложений Карельского кратона (в заонежской свите Онежской структуры; Крупеник и др., 2011; Melezhik et al., 2015; Kreitsmann et al., 2019). Полученные нами высокие величины δ^{13} С (от +3.3 до +7.7%) в мраморах нижнего карбонатного горизонта согласуются с опубликованными значениями (4.2–6.6%) для кальцитовых и доломитовых мраморов нижнего горизонта в районах Ристиниеми и Кирьявалахти (Karhu, 1993). Кроме того, значения δ^{13} С в мраморах Импилахти и Ристиниеми близки к значениям, полученным для карбонатных конкреций средней части заонежской свиты (Črne et al., 2014).

Кажется очевидным, что значения δ^{13} С в породах нижнего карбонатного горизонта сортавальской серии соответствуют заключительным этапам положительной изотопной аномалии карбонатного углерода ломагунди-ятулийской эпохи, которая наблюдается в карбонатных осадках, отложенных 2.20—2.06 млрд лет назад (Schidlowski et al., 1976; Baker, Fallick, 1989; Юдович и др., 1990; Karhu, 1993; Melezhik, Fallick, 1996; Melezhik et al., 1999a, 2004; Buick et al., 1998; Bekker et al., 2001; Martin et al., 2015). Таким образом, нижние горизонты сортавальской серии являются переходными от ятулия к людиковию (рис. 6). При этом С-изотопные характеристики верхнего карбонатного горизонта относятся уже к людиковию. Такой вывод подкрепляется оценкой окислительно-восстановительной обстановки на стадии диагенеза карбонатных осадков в районах Импилахти и Ристиниеми, которая может быть сделана на основании отношений Th/U в изученных образцах этих районов.

Уран принадлежит к элементам, поведение которых зависит от окислительно-восстановительных условий в морской воде. В окислительной среде он шестивалентен и образует растворимые в воде соединения уранила, тогда как в восстановительных условиях уран четырехвалентен и осаждается вместе с морскими карбонатами (Wignall, Twitchett, 1996; Sturchio et al., 1998; Каурова и др., 2010). Поведение тория, напротив, не зависит от окислительно-восстановительного состояния среды седиментации, и он постоянно существует в четырехвалентном состоянии. Поэтому осадки в

бескислородной обстановке богаче ураном и характеризуются более низкими отношениями Th/U по сравнению с теми, которые формируются в среде, насыщенной кислородом. Это позволяет использовать отношение Th/U в карбонатах в качестве индикатора окислительно-восстановительной обстановки. В морских карбонатных осадках, отложенных в бескислородной среде, отношение Th/U < 2, в окислительной среде его значение лежит в интервале 2-7, а в чрезвычайно окислительной становится >7 (Wignall, Twitchett, 1996; Azmy et al., 2009).

Повышенные значения отношения Th/U (4.3–7.1) в кальцитовых мраморах района Импилахти по сравнению со значениями этого отношения в метакарбонатных поролах всех других изученных районов позволяют предполагать, что карбонаты Импилахти формировались во все еще окислительной обстановке, свойственной мелководным бассейнам ятулийского времени. В мраморах же остальных районов наблюдается резкое уменьшение отношения Th/U от 0.18-0.87 (нижний карбонатный горизонт, участок Ристиниеми) до 0.01-0.32 (верхний карбонатный горизонт, участки Ювень и Рускеала), характеризующее переход от ятулийской окислительной среды седиментации к восстановительным условиям в бассейнах людиковия. Возможно, очень высокие содержания Мп в мраморах Импилахти и Ристиниеми могут быть результатом резкой смены окислительной обстановки на восстановительную, предполагая двухвалентное состояние марганца в бассейне седиментации/диагенеза. В то же время для участка Ристиниеми не исключено эпигенетическое воздействие гранитов рапакиви, меняющее особенности геохимии карбонатов в метасоматитах (магнезиальных скарнах). Однако в разрезе Импилахти именно кальцитовые мрамора демонстрируют максимальное обогащение Мп, хотя кальцитовая составляющая силикатных пород в этом же разрезе содержит на порядок меньше Мп (табл. 1). Этот факт позволяет предполагать, что обогащение кальцитов Мп в большей мере было связано с осадочными процессами, чем с эпигенетическими.

Вывод об отложении пород нижнего карбонатного горизонта сортавальской серии в переходной обстановке, в которой еще сохранялось действие факторов, вызвавших появление грандиозной ятулийской положительной изотопной аномалии δ^{13} С, согласуется, таким образом, с полученными в настоящей работе результатами определения величины δ^{13} С (от +3.8 до +7.7‰), а также с ранее опубликованными значениями (5.4 \pm 1.0‰; Кагhu, 1993) для карбонатных пород нижнего карбонатного горизонта (рис. 6а).

Высокие содержания Mn и значительная доля некарбонатной составляющей, к сожалению, исключают использование кальцитовых мраморов

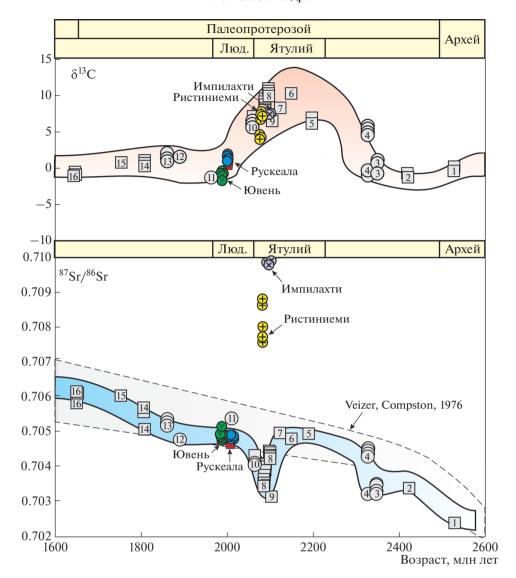


Рис. 6. Значения δ^{13} С и 87 Sг/ 86 Sг в метаосадочных карбонатных породах сортавальской серии на фоне вековых вариаций этих параметров в палеопротерозойском океане (Veizer, Compston, 1976; Veizer al., 1990; Karhu, 1993; Горохов и др., 1998; Bekker et al., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2003, 2011, 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2010; Melezhik et al., 2004, 2013а). 1 — формация Гамохан, надсерия Трансвааль (Южная Африка); 2 — формация Гандарелла, серия Мина (Бразилия); 3 — темрюкская свита, центральноприазовская серия (Украина); 4 — формация Душланд, серия Претория (Южная Африка); 5 — формация Кона, серия Шоколад (Канада); 6 — формация Олдер, надсерия Каниаписко (Канада); 7 — формация Нешфорк, надсерия Сноупасс (Канада); 8 — туломозерская свита, ятулий (Карелия); 9 — формация Фехо-де-Фуни, серия Мина (Бразилия); 10 — куэтсярвинская свита, печенгская серия (Кольский п-ов); 11 — заонежская свита, людиковий (Карелия); 12 — формация Коулес Лейк, надсерия Коронейшн (Канада); 13 — формация Уцинги, серия Питей (Канада); 14 — формация Дак Крик, серия Уайлу (Австралия); 15 — формация Олбанел, серия Мисстассини (Канада); 16 — серия Макартур (Австралия). Кружки — кальциты, квадраты — доломиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

нижнего карбонатного горизонта для оценки изотопного состава Sr в среде карбонатной седиментации (рис. 6). Необходимость применения геохимических критериев для отбраковки образцов, не пригодных для хемостратиграфических построений, здесь очевидна из-за высоких первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в мраморах Импилахти (0.71274—0.77872) и Ристиниеми (0.70761—0.71015). В разрезе Импилахти лишь два образца представ-

ляют собой мрамора, тогда как остальные три являются силикатными породами с подчиненным количеством кальцита. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в двух названных образцах заключено в узких пределах (0.71274—0.71292) и сравнимо с максимальными значениями в мраморах Ристиниеми. При этом, как говорилось выше, обогащение марганцем и присутствие радиогенного ⁸⁷Sr в карбонатных породах Импилахти и Ристиниеми

может не быть следствием эпигенеза, а характеризовать обстановку осадконакопления в замкнутом бассейне.

В образцах районов Рускеалы и Ювеня, отобранных из верхнего карбонатного горизонта, величины δ^{13} С колеблются от -2.2% до +2.1%, т.е., несмотря на значительные вариации величины δ^{18} O (12.5–20.0%), согласуются с опубликованными ранее для карбонатных пород этого горизонта (от +1.0 до +2.3‰; Кагhu, 1993). В то же время среди изученных образцов лишь два кальцитовых мрамора района Рускеалы полностью удовлетворяют принятым в настоящей работе критериям сохранности Rb-Sr систем. Еще в одном образце кальцитового мрамора Рускеалы и в одном образце кальцитового мрамора острова Ювень этому мешают только величины δ^{18} O (19.5‰ для мраморов Рускеалы и 13.0% для мрамора Ювеня), которые ниже рекомендованного значения 20%. Однако величины первичных отношений 87 Sr/ 86 Sr в остальных кальцитовых мраморах Рускеалы (0.70482-0.70489) и острова Ювень (0.70483-0.70493) идеально согласуются со значениями (0.70482-0.70486) в четырех упомянутых выше образцах (рис. 5а). Это позволяет, несмотря на различие степени метаморфизма, содержаний Mn и Sr и, соответственно, значений отношения Mn/Sr, рассматривать все кальцитовые мрамора районов Рускеалы и Ювеня как материал, перспективный для получения изотопных характеристик среды седиментации карбонатных осадков верхнего карбонатного горизонта сортавальской серии (рис. 6).

Любопытно, что диапазон первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70463—0.70522), сходный с полученными для рускеальских и ювенских кальцитовых мраморов, наблюдается и в образцах доломитовых мраморов Рускеалы (рис. 5а). Эти результаты представляют безусловный интерес потому, что для доломитов в настоящее время еще не существует геохимических критериев оценки сохранности Rb—Sr систем.

Как бы то ни было, основываясь на минимальных значениях первичных отношений 87 Sr/ 86 Sr в мраморах сортавальской серии в районах Рускеалы и Ювеня, можно полагать, что это отношение в палеопротерозойской морской воде 1.87-2.07 млрд лет назад составляло 0.70463-0.70493 (рис. 6). Указанный диапазон отвечает людиковию и продолжает эволюцию во времени отношения 87 Sr/ 86 Sr в океанах, которое в ломагунди-ятулийскую эпоху 2.06-2.10 млрд лет назад колебалось от 0.70302 до 0.70495 (Горохов и др., 1998; Bekker et al., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2003, 2011, 2018; Kuznetsov et al., 2010).

Заметное понижение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане до 0.70304—0.70343 в конце ятулийской эпохи около 2.1 млрд лет назад отражает увеличение гидротермального потока и распространение

базальтового вулканизма, связанных с распадом суперконтинента Кенорлэнд. Вспышка эндогенной активности, интенсивный базальтовый вулканизм и заложение рифтов в ятулийскую эпоху около 2.06-2.1 млрд лет назад были широко проявлены не только на Карельском и Кольском кратонах Фенноскандии (Соколов и др., 1970; Melezhik et al., 2004, 2013a; Hanski, 2013), но и на кратонах Трансвааль, Пилбара и Сарматия (Claesson et al., 2001; Eriksson, Condie, 2014; Савко и др., 2020). Такие же низкие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане наблюдались в самом начале раннего палеопротерозоя до ломагунди-ятулийской эпохи (рис. 6) при формировании карбонатных шельфов на кратонах Сарматия, Каапвааль и Пилбара 2.3-2.5 млрд лет назад (Bekker et al., 2001; Кузнецов и др., 2019; Савко и др., 2020). Ломагунди-ятулийская эпоха отмечена повышением отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде и отложением преимущественно доломитовых осадков. Эти факты согласуются с широким развитием на территории нескольких эпиархейских кратонов многочисленных мелководных бассейнов и отложением эвапоритов в ятулийских осадках Карельского кратона. Значительный рост отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане людиковия был обусловлен затуханием процессов рифтогенеза, интенсивной эрозией фрагментов суперконтинента после его распада, а также глобальным приростом континентальной коры. Вероятно, базальтовый вулканизм, который был проявлен в пределах Фенноскандии на протяжении всего людиковия (Hanski, 2013), имел лишь локальное распространение, поэтому не мог компенсировать глобальное повышение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане около 2 млрд лет назад. Амплитуда роста отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане на границе ятулий—людиковий была соизмерима с амплитудой увеличения этого отношения на границе архей-протерозой, когда произошли качественные изменения в составе "созревающей" континентальной коры (Veizer, Compston, 1976; Veizer et al., 1990). Если в раннем палеопротерозое и в ятулийскую эпоху значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане периодически приближались к величинам, свойственным архейским морям, то в постятулийскую эпоху отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr уже никогда не опускалось ниже, чем в людиковийском океане.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карбонатные отложения сортавальской серии формировались в условиях трансгрессии и расширения морского палеобассейна, который стал частью свекофеннского океана. Метакарбонатные породы нижнего карбонатного горизонта этой серии представлены осадками мелководных частично изолированных палеобассейнов, а карбонатные отложения верхнего горизонта — осадками дисталь-

ной части обширного морского палеобассейна. Новые С-хемостратиграфические данные позволяют более надежно оценить стратиграфическое положение сортавальской серии в разрезе среднего палеопротерозоя и показать, что она характеризует переходную эпоху от ятулия к людиковию.

Значения δ^{13} С в мраморах, относящихся к нижнему карбонатному горизонту сортавальской серии (участки Импилахти и Ристиниеми), варьируют от +3.8 до +7.7%о. Высокие значения δ^{13} С в этих мраморах указывают на отложение карбонатных осадков в переходной обстановке от окислительной, свойственной ятулию, к восстановительной, характерной для людиковия. Высокое отношение Th/U (4.3-7.1) в мраморах Импилахти также предполагает слабоокислительную обстановку палеобассейна переходного типа от ятулийского к людиковийскому.

Значения δ^{13} С в мраморах районов Рускеалы и Ювеня определяют диапазон вариаций изотопного состава углерода в осадках верхнего карбонатного горизонта сортавальской серии от -2.2% до +2.1%. Низкое отношение Th/U (0.01-0.32) в породах верхнего карбонатного горизонта характеризует восстановительные условия среды седиментации в бассейнах людиковия.

Результаты, полученные для кальцитовых мраморов сортавальской серии в районах Рускеалы и Ювеня, позволяют полагать, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеопротерозойской морской воде в людиковийское время (1.88-2.06 млрд лет назад) составляло 0.70463-0.70493. Важно отметить, что участки, для которых получены эти Sr-изотопные данные, являются третьей географической точкой в пределах Фенноскандинавского щита, где обнаружены неизмененные карбонатные породы, пригодные для реконструкции изотопного состава стронция в палеопротерозойском океане. Ранее был охарактеризован только ятулийский надгоризонт: туломозерская свита в Заонежье (0.70343— 0.70442; Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010) и куэтсярвинская свита в Печенгском прогибе (0.70407—0.70431; Melezhik et al., 2004; Кузнецов и др., 2011). Для людиковийского надгоризонта было опубликовано лишь одно значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в кальцитовой конкреции из вулканогенно-терригенной заонежской свиты Карельского кратона, которое позволяло оценить только верхний предел этого отношения (0.70534) в людиковийском палеобассейне (Кузнецов и др., 2012).

В глобальном масштабе, полученные Sr-изотопные данные намечают важный рубеж около 2 млрд лет, после которого увеличился континентальный поток Sr в океан, а значения δ^{13} С фиксируют начало С-изотопного стазиса, который продлился с начала людиковия почти до конца мезопротерозоя.

Благодарности. Авторы благодарят А.И. Слабунова и А.Б. Котова за конструктивные замечания, позволившие улучшить рукопись.

Источники финансирования. Геохимические и Sr-изотопные исследования в карбонатных породах выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект РНФ № 18-17-00247), петрологическое исследование — в рамках госзадания (НИР 0132-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 84—97.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Гавриленко В.В., Калиничева Г.И. Геохимия вольфрамового оруденения в областях метаморфизма и гранитизации: на примере Северного Приладожья. Л.: Издво ЛГУ, 1991. 248 с.

Галдобина Л.П. Людиковийский надгоризонт // Геология Карелии. Ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. С. 59–67.

Галдобина Л.П., Мележик В.А. Стратиграфия людиковия восточной части Балтийского щита // Ранний протерозой Балтийского щита. Труды Финско-Советского симпозиума, Петрозаводск, 19—27 августа 1985 г. Ред. Соколов В.А., Хейсканен К.Т. Петрозаводск: Комитет научно-технического сотрудничества Финляндии и Советского Союза, 1986. С. 226—235.

Геология шунгитоносных вулканогенных осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 206 с.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья. Ред. Глебовицкий В.А. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 73—79.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3—33.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележсик В.А., Константинова Г.В., Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533—536.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Ножкин А.Д., Азимов П.Я., Каурова О.К. Изотопный состав Рb, Sr, О и С в метакарбонатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемостратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 3—22.

Демидов Н.Ф., Кратц К.О. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в Юго-Западной Карелии // Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР. 1958. № 5. С. 3–9.

Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. U—Th—Pb систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27—44.

Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. Л.: Наука, 1963. 171 с.

Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Подковыров В.Н., Саватенков В.М. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm—Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3—22.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 211 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 16).

Крупеник В.А., Ахмедов А.М., Свешникова К.Ю. Изотопный состав углерода, кислорода и серы в породах людиковийского и ятулийского надгоризонтов // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 250—254.

Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Мельни-ков Н.Н., Фаллик Э. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатах с аномально высоким содержанием 13 С, надсерия Каниаписко, Лабрадорский трог Канадского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 3—14.

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

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т. Sr- и С-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25—53.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Овчинникова Г.В., Мележик В.А., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н. Rb—Sr и U—Pb систематика метаосадочных карбонатных пород: палеопротерозойская куэтсярвинская свита Печенгского зеленокаменного пояса, Кольский полуостров // Литология и полезн. ископаемые. 2011. № 2. С. 170—184.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мележик В.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатных конкрециях, заонежская свита юго-восточной Карелии // Литология и полезн. ископаемые. 2012. № 4. С. 360—375.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3—25.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3—23.

Кузнецов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Константинова Г.В. Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sr-изотопная хемостратиграфия и U−Pb геохронология // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 6. С. 725–728.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. Метаосадочные карбонатные породы сортавальской серии (мрамора Рускеалы, Северное Приладожье): условия метаморфизма, С- и Sг-хемостратиграфический потенциал // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 174—196.

Куликов В.С., Рычанчик Д.В., Голубев А.И., Филиппов М.М., Тарханов Г.В., Фрик М.Г., Светов С.А., Куликова В.В., Соколов С.Я., Ромашкин А.Е. Людиковий // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 67—100.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Шаров Н.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2020. 435 с.

Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 15-33.

Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит. Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. Ред. Абушкевич В.С., Алфимова Н.А. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2010. С. 223—255.

Матреничев В.А., Степанов К.И., Пупков О.М. Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских метавулканитов Сортавальского поднятия (Северное Приладожье) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2004. Вып. 2. С. 31—44.

Матреничев В.А., Вревский А.Б., Сергеев С.А., Матуков Д.А. Граница между людиковием и калевием в Северном Приладожье: геологические взаимоотношения и изотопный возраст // Докл. АН. 2006. Т. 407. № 5. С. 645—649.

Металлогения Карелии. Отв. ред. Рыбаков С.И., Голубев А.И. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. 340 с.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М. Рb—Рb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита Юго-Восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20—33.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U—Рb возраст и Sr-изотопная характеристика известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28—40.

Пеков И.В., Власов Е.А., Герасимова Е.И. Питкярантская учебная минералогическая практика. М.: Изд-во МГУ, 2008. 60 с.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3—19.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 5. С. 505—530.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. Пунин Ю.О. Перекристаллизация с укрупнением зерна в водном растворе // Записки ВМО. 1964. Ч. 93. Вып. 3. С. 364—367.

Пунин Ю.О. К вопросу механизма перекристаллизации // Записки ВМО. 1965. Ч. 94. Вып. 4. С. 460—462. Ризванова Н.Г., Кузнецов А.Б. Новый подход для определения U—Рь возраста касситерита методом ID ТІМЅ на примере Питкярантского месторождения олова // Докл. АН. 2020. Т. 491. № 1. С. 47—51.

Савко К.А., Кузнецов А.Б., Овчинникова М.Ю. Карбонатные отложения Восточной Сарматии (раннедокембрийская игнатеевская свита): условия образования и палеоконтинентальные корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 3–26.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 152 с.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3—29.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея — бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17—45.

Соколов В.А., Галдобина Л.П. Людиковий — новое стратиграфическое подразделение нижнего протерозоя Карелии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 1. С. 187—190.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 364 с.

Стратиграфия докембрия КАССР (архей, нижний протерозой). Петрозаводск, 1984. 115 с.

Филиппов М.М., Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Минеральная составляющая шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 5. С. 513—524.

Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.

Чернов А.А. Слоисто-спиральный рост кристаллов // Успехи физических наук. 1961. Т. 73. Вып. 2. С. 277—331.

Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11—22.

Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972—978.

Azmy K., Sylvester P., de Oliveira T.F. Oceanic redox conditions in the Late Mesoproterozoic recorded in the upper Vazante Group carbonates of Sao Francisco Basin, Brazil: evidence from stable isotopes and REEs // Precambrian Res. 2009. V. 168. P. 259–270.

Baker A.J., *Fallick A.E.* Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-year-old sea water // Nature. 1989. V. 337. № 6205. P. 352—354.

Banner J.L., Hanson G.N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water—rock interaction with applications to carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 11. P. 3123—3137.

Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A., Beukes N.J., Swart Q.D., Coetzee L.L., Eriksson K.A. Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling // Am. J. Sci. 2001. V. 301. № 3. P. 261–285.

Bekker A., Karhu J.A., Eriksson K.A., Kaufman A.J. Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic carbonate successions of the Wyoming Craton: tectonic forcing of biogeochemical change? // Precambrian Res. 2003. V. 120. № 3–4. P. 279–325

Bishop J.W., Osleger D.A., Montañez I.P., Sumner D.Y. Meteoric diagenesis and fluid—rock interaction in the Middle Permian Capitan backreef: Yates Formation, Slaughter Canyon, New Mexico // AAPG Bull. 2014. V. 98. № 8. P. 1495—1519.

Buick I.S., Uken R., Gibson R.L., Wallmach T. High-δ¹³C Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Supergroup, South Africa // Geology. 1998. V. 26. № 10. P. 875–878.

Claesson S., Bogdanova S., Bibikova E., Gorbachev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 1–18.

Črne A.E., Melezhik V.A., Lepland A., Fallick A.E., Prave A.R., Brasier A.T. Petrography and geochemistry of carbonate rocks of the Paleoproterozoic Zaonega Formation, Russia: documentation of ¹³C-depleted non-primary calcite // Precambrian Res. 2014. V. 240. P. 79–93.

Des Marais D.J. Isotopic evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Precambrian // Stable Isotope Geochemistry. Equilibrium Oxygen, Hydrogen and Carbon Isotope Fractionation Factors Applicable to Geologic Systems. Rev. Mineral. Geochem. Mineral. Soc. Am. 2001. V. 43. № 1. P. 555–578.

Dunn S.R., Valley J.W. Calcite-graphite isotope thermometry: a test for polymetamorphism in marble, Tudor gabbro aureole, Ontario, Canada // J. Metamorph. Geol. 1992. V. 10. № 4. P. 487–501.

Eriksson P.G., *Condie K.C.* Cratonic sedimentation regimes in the ca. 2450–2000 Ma period: relationship to a possible widespread magmatic slowdown on Earth? // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 30–47.

Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London. 1949. V. 104. № 1–4. P. 461–476.

Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kutyavin E.P., Lobach-Zhuchenko S.B. Preliminary Rb—Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia // Eclogae geol. Helv. 1970. V. 63. № 1. P. 95–104.

Hannah J.L., Stein H.J., Zimmerman A., Yang G., Melezhik V.A., Filippov M.M., Turgeon S.C., Creaser R.A. Re—Os geochronology of a 2.05 Ga fossil oil field near Shunga, Karelia, NW Russia // The 33rd Int. Geol. Congr. Abstracts. Oslo, 2008.

Hanski E.J. Evolution of the Palaeoproterozoic (2.50–1.95 Ga) non-orogenic magmatism in the eastern part of the Fennoscandian Shield // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP). Eds. Melezhik V.A. et al. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. V. 1. P. 179–245.

Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. № 371. P. 1–87.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Precambrian Res. 1995. V. 73. \mathbb{N}_2 1–4. P. 27–49.

Kitchen N.E., Valley J.W. Carbon isotopic thermometry in marbles of the Adirondack Mountains, New York // J. Metamorph. Geol. 1995. V. 13. № 5. P. 577–594.

Kreitsmann T., Külaviir M., Lepland A., Paiste K., Paiste P., Prave A.R., Sepp H., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., Kirsimäe K. Hydrothermal dedolomitisation of carbonate rocks of the Paleoproterozoic Zaonega Formation, NW Russia — implications for the preservation of primary C isotope signals // Chem. Geol. 2019. V. 512. P. 43—57.

Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Turchenko T.L. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. V. 182. № 4. P. 300—312. Martin A.P., Prave A.R., Condon D.J., Lepland A., Fallick A.E., Romashkin A.E., Medvedev P.V., Rychanchik D.V. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 424. P. 226—236.

Melezhik V.A., Fallick A.E. A widespread positive $\delta^{13}C_{carb}$ anomaly at around 2.33–2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // Terra Nova. 1996. V. 8. № 2. P. 141–157.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarihin V.V. Extreme ¹³C_{carb} enrichment in ca 2.0 Ga magnesite—stromatolite—dolomite—"red beds" association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth-Sci. Rev. 1999a. V. 48. № 1. P. 71—120.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M., Larsen O. Karelian shungite — an indicator of 2.0 Ga old metamorphosed oil shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry // Earth Sci. Rev. 1999b. V. 47. № 1. P. 1–40.

Melezhik V.A., Roberts D., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Zwaan K.B., Kuznetsov A.B., Pokrovsky B.G. Isotopic evidence for a complex Neoproterozoic to Silurian rock assemblage in the North-Central Norwegian Caledonides // Precambrian Res. 2002. V. 114. № 1/2. P. 55–86.

Melezhik V.A., Zwaan B.K., Motuza G., Roberts D., Solli A., Fallick A.E., Gorokhov I.M., Kusnetzov A.B. New insights into the geology of high-grade Caledonian marbles based on isotope chemostratigraphy // Norwegian J. Geol. 2003. V. 83. № 3. P. 209–242.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Kuznetsov A.B. Palaeoproterozoic, rift-related, ¹³C-rich, lacustrine carbonates, NW Russia. Part II: Global isotopic signal recorded in the lacustrine dolostone // Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 2004. V. 95. № 3/4. P. 423–444.

Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B. Geochemical preservation potential of highgrade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy // Chem. Geol. 2005. V. 216. № 3–4. P. 203–224.

Melezhik V.A., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Smith R.A., Gorokhov I.M., Jamal D., Cataune F. Depositional environments and an apparent age for the Geci meta-limestones: constraints on geological history of northern Mozambique // Precambrian Res. 2006. V. 148. № 1/2. P. 19—31.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Martin A.P., Condon D.J., Kump L.R., Brasier A.T., Salminen P.E. The Palaeoproterozoic Perturbation of the Global Carbon Cycle: the Lomagun-di-Jatuli Isotopic Event // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP). Eds. Melezhik V.A. et al. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013a. V. 3. P. 1111–1150.

Melezhik V.A., Roberts D., Gjelle S., Solli A., Fallick A.E., Kusnetzov A.B., Gorokhov I.M. Isotope chemostratigraphy of high-grade marbles in the Rognan area, North-Central Norwegian Caledonides: a new geological map, and tectonostratigraphic and palaeogeographic implications // Norwegian J. Geol. 2013b. V. 93. № 3. P. 107–150.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Brasier A.T., Lepland A. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: a spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events // Earth Sci. Rev. 2015. V. 147. P. 65–98.

Metzger A.A.T. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland // Bull. Comm. géol. Finlande. 1925. V. 74. 24 p.

Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroener A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schoenberg C.D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega Plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. № 2. P. 134—153.

Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re—Os mineral isochron and Pb—Nd—Os isotope systematics of a mafic—ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 170. № 4. P. 447—461.

Ray J.S., Veizer J., Davis W.J. C, O, Sr and Pb isotope systematics of carbonate sequences of the Vindhyan Supergroup, India: age, diagenesis, correlations and implications for global events // Precambrian Res. 2003. V. 121. № 1–2. P. 103–140.

Schidlowski M. Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept // Precambrian Res. 2001. V. 106. № 1–2. P. 117–134. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 4. P. 449–455.

Strauss H., Melezhik V.A., Lepland A., Fallick A.E., Hanski E.J., Filippov M.M., Deines Y.E., Illing C.J., Črne A.E., Brasier A.T. Enhanced accumulation of organic matter: the Shunga Event // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP). Eds. Melezhik V.A. et al. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. V. 3. P. 1195—1274.

Sturchio N.C., Antonio M.R., Soderholm L., Sutton S.R., Brannon J.C. Tetravalent uranium in calcite // Science. 1998. V. 281. № 5379. P. 971–973.

Swart P.K. The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future // Sedimentology. 2015. V. 62. № 5. P. 1233–1304.

Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See // Bull. Comm. géol. Finlande. 1907. V. 19. 333 p.

Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Stable isotopes in high temperature geological processes. Eds. Valley J.W., Taylor H.P., Jr., O'Neil J.R. Rev.

Mineral. Geochem. Mineral. Soc. Am. 1986. V. 16. P. 445–490.

Valley J.W., O'Neil J.R. ¹³C/¹²C exchange between calcite and graphite: a possible thermometer in Grenville marbles // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. № 3. P. 411–419.

Valley J.W., O'Neil J.R. Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 85. № 2. P. 158–173.

Veizer J., Compston W. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.

Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W. Geochemistry of Precambrian carbonates: 3-shelf seas and non-marine environments of the Archean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 10. P. 2717–2729.

Wignall P.B., Twitchett R.J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction // Science. 1996. V. 272. № 5265. P. 1155–1158.

Zheng Y.F., Hoefs J. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites // Mineral. Deposita. 1993. V. 28. № 2. P. 79–89.

Рецензенты А.И. Слабунов, А.Б. Котов

Sr- and C-isotope Chemostratigraphy of Paleoproterozoic Metacarbonate Rocks of the Fennoscandian Shield: The Sortavala Group, North Ladoga Region

I. M. Gorokhov^{a, #}, A. B. Kuznetsov^a, P. Ya. Azimov^a, E. O. Dubinina^b, I. M. Vasilieva^a, and N. G. Rizvanova^a

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia ^bInstitute of Geology, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of Ore Deposits, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

#e-mail: igorokhov@inbox.ru

The first Sr isotope data and the new δ^{13} C values have been obtained for metacarbonate rocks of the Sortavala Group, Fennoscandian Shield. Metacarbonates of the lower carbonate level represent the sediments of shallow partly closed paleobasin, whereas carbonate deposits of the upper level are the distal parts of an extensive marine paleobasin. The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in calcite marble of the lower carbonate level lie in the ranges of 0.70761–0.71015 (Ristiniemi area) and 0.71274–0.71292 (Impilahti area), whereas those in marbles of the upper carbonate level are within 0.70482-0.70489 (Ruskeala calcite marble), 0.70463-0.70522 (Ruskeala dolomite marble), and 0.70483–0.70493 (Yuven' calcite marble). The marble samples which have retained the Paleoproterozoic seawater signatures are revealed based on geochemical criteria. The important distinctions have been found between δ^{13} C values in marbles of the lower (+3.8...+7.7%, Impilahti and Ristiniemi) and the upper (-2.2%...+2.1%), Ruskeala and Yuven') carbonate levels. The carbon isotope composition in Sortavala marbles is consistent with deposition of carbonates of the lower level in the closing stages of the Jatulian epoch, and those of the upper level in the Ludicovian epoch. Variations of the Th/U ratio in metacarbonate rocks of the lower (4.3-7.1) and upper (0.1-0.32) carbonate levels reflect changing weakly oxidizing environment in Jatulian ocean to reductive type environment in the Ludicovian. The first ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope signature (0.70463-0.70493) was obtained for Sverofennian seawater in the Ludicovian time (1.9-2.06 Ma). The increase of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr seawater value in the post-Jatulian epoch reflects a global rise of the continental crust about 2 Ga.

Keywords: isotope chemostratigraphy, carbonate rocks, Jatulian, Ludicovian, Fennoscandian Shield

УДК 550.93:552.4(517.3)+551.24

ФОРМИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТАЦАИНГОЛЬСКОГО БЛОКА ЮЖНО-ХАНГАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2021 г. И. К. Козаков^{1, *}, М. О. Аносова², Т. И. Кирнозова², Ю. В. Плоткина¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
²Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия
*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru
Поступила в редакцию 30.05.2020 г.
После доработки 03.07.2020 г.
Принята к публикации 27.08.2020 г.

Приведены результаты геохронологических исследований детритовых цирконов (LA-ICP-MS) Тацаингольского блока юго-восточной части неопротерозойского Южно-Хангайского метаморфического пояса. В составе тацаингольского комплекса этого блока выделены две толщи: метатерригенных пород и роговообманковых кристаллических сланцев (метавулканитов). В метатерригенных породах установлено проявление процессов полиметаморфизма. Завершение раннего эпизода метаморфизма в этих породах определяют пегматоидные граниты с возрастами 561 ± 12 и 562 ± 2 млн лет и дайки гранитов с возрастом 571 ± 9 млн лет; время проявления позднего эпизода метаморфизма оценено в интервале 550-540 млн лет. В метавулканитах островодужной ассоциации нижнюю границу проявления метаморфизма фиксируют габброиды с возрастом 603 ± 3 млн лет, но ранний эпизод метаморфизма повышенного давления не установлен. Поздний эпизод (550-540 млн лет) проявлен в обеих толщах. Результаты исследований детритовых цирконов биотитовых гнейсов свидетельствуют о преобладании в их источниках пород палеопротерозойского и неоархейского возраста (1.8–2.1 и 2.4–2.9 млрд лет соответственно). Породы островодужной ассоциации тацаингольского комплекса можно рассматривать как фрагмент Баян-Хонгорской зоны, вошедший в состав Южно-Хангайского метаморфического пояса в ходе аккреционно-коллизионного процесса. Метаморфизм позднего эпизода не был проявлен в центральной и северо-западной частях Южно-Хангайского метаморфического пояса, что указывает на пространственную разобщенность этой части пояса и Тацаингольского блока в данный период.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Южно-Хангайский метаморфический пояс, геохронология, детритовые цирконы, неопротерозой, палеопротерозой, архей

DOI: 10.31857/S0869592X21020034

ВВЕДЕНИЕ

В раннекаледонской складчатой области мозаичного строения южного обрамления Сибирской платформы, рассматриваемой как раннекаледонский супертеррейн Центральной Азии, представлены фрагменты континентальных блоков с ранне- и позднедокембрийским кристаллическим фундаментом, обрамленные зонами развития неопротерозойских и раннепалеозойских комплексов океанических бассейнов и островных дуг.

Блоки кристаллических пород Хангая ранее рассматривались как выступы раннедокембрийского фундамента. Позднее были получены геохронологические и изотопно-геохимические данные, свидетельствующие о присутствии раннедокембрийских комплексов только в северо-западной части Байдарикского террейна и в Тарбагатайском террейне (идерский комплекс) (рис. 1а). Высокотемпературные метаморфические породы Дзабханского, Сонгинского террейнов и джаргалантского комплекса Тарбагатайского террейна были сформированы в ходе ранненеопротерозойского тектогенеза (Козаков и др., 2011, 2013, 2014; Ковач и др., 2013; Kröner et al., 2015).

Байдарикский террейн представляет собой гетерогенную структуру, в которой были установлены ранне- и позднедокембрийские кристаллические комплексы: архейские и палеопротерозойские — только в северо-западной части (Байдарикский блок), поздненеопротерозойские — в юго-восточной части (Тацаингольский блок) (Козаков и др., 2006). Позднее между раннедокембрийским Бай-

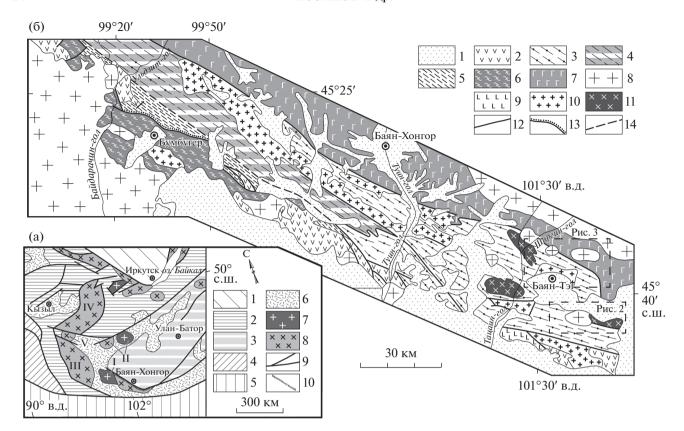


Рис. 1. (а) Схема геологического положения Южно-Хангайского метаморфического пояса в структурах Центральной Азии и (б) схема строения Южно-Хангайского метаморфического пояса (по Козаков и др., 2005, 2007, 2015; Jian et al., 2010).

(а): Í — Сибирская платформа; 2 — ранние каледониды; 3 — толщи турбидитного бассейна среднего — позднего палеозоя; 4 — поздние каледониды; 5 — герциниды; 6 — вулканоплутонические пояса позднего палеозоя—мезозоя; 7, 8 — фрагменты континентальной коры с раннедокембрийским (7) и неопротерозойским (8) основанием; 9 — главные тектонические границы; 10 — положение Южно-Хангайского метаморфического пояса.

(б): 1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — нерасчлененные средне- и верхнепалеозойские отложения; 3, 4 — нерасчлененные метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса: 3 — метаморфические породы повышенного давления, 4 — двуслюдяные, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с горизонтами мраморизованных известняков; 5 — ульдзитгольский комплекс: филлиты, черные сланцы (неопротерозой); 6 — нерасчлененные байдарагинский и бумбугерский комплексы раннего докембрия; 7 — нерасчлененные палеоокеанические породы Баян-Хонгорской зоны; 8 — нерасчлененные гранитоиды позднего палеозоя; 9 — габброиды (ранний палеозой?); 10 — нерасчлененные гранитоиды венда—раннего палеозоя; 11 — габбро-диорит-гранитовый комплекс Тацаингольского блока; 12 — тектонические границы и зоны разломов; 13 — зона стратиграфического несогласия в основании шельфового ульдзитгольского комплекса; 14 — предполагаемая зона сочленения шельфовых толщ ульдзитгольского комплекса и Южно-Хангайского метаморфического пояса.

дарикским блоком и неопротерозойским офиолитовым комплексом Баян-Хонгорской зоны были выделены метаморфические породы амфиболитовой фации повышенного давления, включенные в состав Южно-Хангайского метаморфического пояса эдиакария, имеющего северо-западное простирание и протяженность около 120 км (Козаков и др., 2012). В Тацаингольском блоке представлены метаморфические породы, рассматриваемые в составе одноименного тацаингольского комплекса эдиакария (рис. 16). В его составе были выделены две толщи: 1) метатерригенных пород, 2) роговообманковых кристаллических сланцев (Козаков и др., 2015). В породах комплекса было установлено проявление процессов полиметаморфизма,

достигающих уровня амфиболитовой фации повышенного и пониженного давления. Биотитовые, биотит-амфиболовые и гранат-биотитовые гнейсы тацаингольского комплекса характеризуются палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов $t_{Nd(DM)} = 2.3-1.9$ млрд лет (Козаков и др., 2008, 2012). По Nd-изотопно-геохимическим характеристикам гнейсы тацаингольского комплекса не могут сопоставляться с раннедокембрийскими образованиями Байдарикского блока (Козаков и др., 1997, 2005, 2007) и, соответственно, входить в состав "Байдрагского кратонного террейна" — предполагаемого фрагмента раннедокембрийского фундамента микроконтинента (Badarch et al., 2002; Bold et al., 2016; Buriánek et al., 2017).

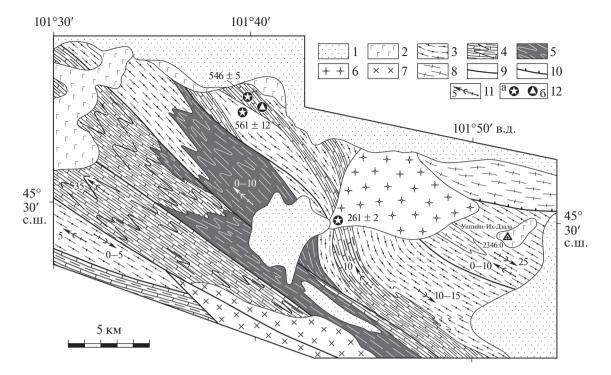


Рис. 2. Схема геологического положения толщи метатерригенных пород тацаингольского комплекса на северном склоне хребта Ушугуин-нуру (Козаков и др., 2012).

1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3—5 — толщи тацаингольского метаморфического комплекса: 3 — биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, 4 — переслаивания мраморов, гнейсов, амфиболитов и кварцитов, 5 — гранатовых амфиболитов с пропластками мраморов; 6—8 — магматические породы: 6 — гранодиориты (пермь), 7 — гранодиориты, трондьемиты (ранний—средний палеозой), 8 — метадиорит-трондьемитовый комплекс (венд?); 9 — субвертикальные сдвиговые зоны; 10 — разломы; 11 — положение осевых поверхностей и ориентировка шарниров складок; 12 — положение объектов датирования (млн лет): а — пробы цирконов из гранитоидов, 6 — проба 8162 детритовых цирконов биотитовых гнейсов.

В толще роговообманковых кристаллических сланцев, представляющих собой метавулканиты островодужной ассоциации (Козаков и др., 2008), признаков проявления более раннего метаморфизма повышенного давления, в отличие от толщи метатерригенных пород, не обнаружено. Нижнюю границу проявленного в них метаморфизма фиксируют габброиды с возрастом 603 ± 3 млн лет, прорывающие метавулканиты, на которые наложен метаморфизм амфиболитовой фации (Козаков и др., 2015). Породы островодужной ассоциации и локализованные среди них метагабброиды характеризуются отрицательными и близкими к нулевым величинами $\varepsilon_{Nd}(t) = -0.1...-2.1$ и мезопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов 1.5—1.2 млрд лет (Козаков и др., 2015). Можно полагать, что исходные расплавы метабазальтов и метагаббро формировались в обстановке активной окраины или континентальной островной дуги, породы которой были вовлечены в процессы регионального метаморфизма позднего неопротерозоя.

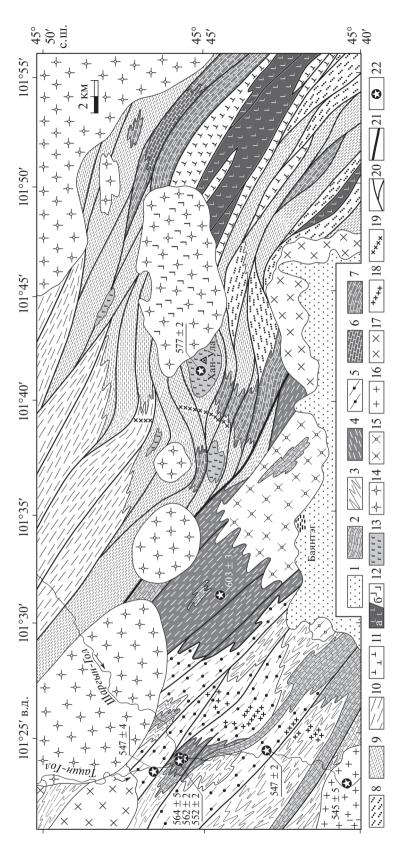
Задачей настоящей работы является определение возраста источников пород метатерригенной толщи тацаингольского комплекса на основе да-

тирования детритовых цирконов из биотитовых гнейсов этой толщи, а также установление возможной обстановки формирования метатерригенной толщи и ее соотношения с породами островодужной ассоциации Тацаингольского блока юго-восточной части Южно-Хангайского метаморфического пояса.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ТАЦАИНГОЛЬСКОГО БЛОКА

В составе тацаингольского комплекса выделены две толщи: (1) биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов с горизонтами мраморов, амфиболитов и кварцитов (рис. 2); (2) роговообманковых кристаллических сланцев, плагиогнейсов и амфиболитов с телами метагаббро (рис. 3). Последняя толща относится к островодужной вулканоплутонической ассоциации.

Метатерригенные породы исследовались в толще переслаивания мраморов, гнейсов, амфиболитов и кварцитов хребта Ушугуин-нуру (рис. 2). По химическому составу биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы соответствуют алевролитам и сходны с осадочными породами пассивных кон-



сланцы (метапесчаники и кислые метавулканиты); 11 – метагаббро, амфиболиты и метабазальты; 12 – серпентиниты, гипербазиты (а) и поля их включений в гранитах (6); 13 — полосчатое габбро Ханулинского массива (577 \pm 2 млн лет); 14—17 — гранитовит 14 — граниты (триас?), 15 — аплитовилные и пегматоидные граниты, 16 — постметаморфические граниты и гранодиориты (545 ± 5 млн лет), 17 — массивные гранодиориты; 18 — жилы пегматоидных гранитов; 19 — жилы **Рис. 3.** Схема геологического строения зоны сочленения Тацаингольского блока и Баянхонгорской зоны. Составлена с использованием (Jian et al., 2010; Козаков — нерасчлененные отложения позднего мезозоя—кайнозоя; 2—5 — *тацаингольский комплекс*: 2 — толща переслаивания мраморов, амфиболитов и гнейсов; 3 мигматизированные биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы тацаингольского комплекса; 4 — метагабброиды, амфиболиты, мигматизированные роговообманковые кристаллические сланцы и плагиогнейсы островодужной ассоциации тацаингольского комплекса; 5— роговообманковые диориты и габброиды Шаргынгольского массива (547 \pm 2 млн лет); 6—13- толщи зоны сочленения Тацаингольского блока и Баян-Хонгорской зоны: 6 — мраморизованные известняки; 7 — голща переслаивания мраморизованных известняков, кварцитов и "апобазальтовых" амфиболовых сланцев; 8 — голша переслаивания кварцитосланцев, метапесчаников и метавулканитов среднего и кислого состава; 9 – толща "апобазальтовых" сланцев с линзами кремнистых пород; 10 – кремнистые субвулканических гранитов; 20 — субвертикально ориентированные сдвиговые зоны, зоны рассланцевания, тектонические границы; 21 — сдвиговая зона, разделяющая толщи Тацаингольского блока и Баян-Хонгорской зоны; 22 — положение геохронологических проб (возраст в млн лет).

тинентальных окраин (Козаков и др., 2008, 2012). Распределение редкоземельных и несовместимых элементов позволяет предполагать присутствие в источниках этих гнейсов продуктов размыва пород вулканоплутонических ассоциаций, сформированных в субдукционных обстановках (Козаков и др., 2008).

В Тацаингольском блоке устанавливается два эпизода метаморфизма амфиболитовой фации повышенного и пониженного давления около 570-560 и 550-540 млн лет назад соответственно (Козаков и др., 2015). Завершение раннего эпизода метаморфизма фиксируют кианитсодержащие пегматоидные граниты и граносиениты с возрастами 562 ± 2 и 564 ± 5 млн лет и пегматиты хребта Ушугуин-нуру с возрастом 561 ± 12 млн лет (рис. 2). Парагенезисы раннего эпизода метаморфизма устанавливаются только в реликтах. В северо-западном направлении в гранат-биотитовых гнейсах тацаингольского комплекса долины р. Туин-гол верхнюю границу метаморфизма повышенного давления фиксируют граниты с возрастом 571 ± 9 млн лет (Козаков и др., 2015). Время проявления раннего эпизода метаморфизма (~570-565 млн лет) определяет верхнюю границу накопления метатерригенных пород тацаингольского комплекса.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования были выделены цирконы из биотитовых гнейсов (проба 8162; координаты места отбора: 45.56628° с.ш., 101.6232° в.д.) толщи переслаивания мраморов, кварцитов, гнейсов и амфиболитов. Анализ зерен циркона проводили в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (Москва) методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Element XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с использованием лазерной установки UP-213 (ГЕОХИ РАН). Были использованы следующие параметры измерений: частота импульса лазерного излучения 4 Гц, диаметр пучка 30 мкм. Измерения проводили при низком разрешении (R = 300). Для калибровки и контроля измерений в работе использованы стандарты цирконов GJ и 91500. Подробное описание методики представлено в работе (Костицын, Аносова, 2013). Полученные данные обрабатывали с помощью программы Glitter (Van Achterbergh et al., 1999).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Было исследовано 108 кристаллов циркона из пробы 8162. Результаты U—Рь изотопного датирования представлены в табл. 1 и на рис. 4. Анализ распределения полученных данных по возрастам проводили для точек с дискордантностью <5%. По 53 точкам по программе (Gehrels, 2012)

построен график плотности вероятности распределения 207 Pb/ 206 Pb-возрастов цирконов. Полученные возрастные значения распределились в интервалах 1781-2061 млн лет (n=29) с пиками 1872 и 1958 млн лет, а также 2461-2558 млн лет (n=4), 2572-2727 млн лет (n=8), 2822-2898 млн лет (n=33) с пиками 2498, 2624, 2693 и 2853 млн лет (рис. 4). Единичные значения более древнего (3.2 млрд лет) и молодого (1.4 и 0.8 млрд лет) возрастов статистически не значимы.

Катодолюминесцентное исследование циркона из пробы 8162 показало, что внутреннее строение кристаллов характеризуется наличием ядра и внешней оболочки мощностью от нескольких до 25 мкм (рис. 5). Ядро более темного цвета, для оболочки характерно яркое катодолюминесцентное свечение. Ядра преимущественно имеют тонкую осцилляционную зональность, характерную для цирконов магматического происхождения. В цирконах с возрастом 1.8—2.1 млрд лет очертания ядер не имеют в большинстве случаев признаков окатанности до начала этапа кристаллизации оболочки, что указывает на отсутствие значительного переноса. В цирконах с возрастами 2.4—2.9 млрд лет границы ядер более сглажены, что позволяет предполагать частичную окатанность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные оценки возраста детритовых цирконов из биотитовых гнейсов показывают, что в источниках метатерригенных пород тацаингольского комплекса присутствовали продукты размыва пород палеопротерозойского (~1.8-2.1 и 2.46 млрд лет) и неоархейского (~2.5–2.9 млрд лет) возрастов¹. Учитывая возраст раннего эпизода метаморфизма и завершающих его гранитоидов, верхнюю границу накопления терригенных пород протолита биотитовых гнейсов тацаингольского комплекса можно оценивать около 570-565 млн лет. Нижнюю границу интервала их накопления определяют минимальные значения возраста раннепротерозойских цирконов (1.8—1.75 млрд лет) и близкие к ним оценки Nd-модельного возраста данных гнейсов 1.9-2.0 млрд лет. Это позволяет определить время накопления протолита биотитовых гнейсов тацаингольского комплекса в интервале 1.8-0.57 млрд лет.

В раннекаледонском обрамлении Сибирской платформы раннедокембрийские кристаллические образования установлены в байдарагинском и бумбугерском комплексах Байдарикского террейна, идерском комплексе Тарбагатайского террейна

¹ В биотитовых гнейсах в 2 км к северо-западу от места отбора пробы 8162 установлены детритовые цирконы со сходными интервалами возрастных значений: 2.9–2.5, 2.0–1.8, 1.4–1.2 млрд лет, а также 0.90–0.75 млрд лет (неопубликованные данные авторов).

Таблица 1. Результаты U—Pb LA-ICP-MS исследований детритовых цирконов биотитовых гнейсов (метапесчаников) тацаингольского комплекса

| | Изотопные отношения | | | | | | | Содержание, мкг/г | | | Возраст, млн лет | | |
|--------------|--------------------------------------|--------|------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|------|----------------------|------|------|--------------------------------------|-----|-------|
| № образца | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | $^{207}{ m Pb}/^{235}{ m U}$ | ±1σ | $^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$ | ±1σ | Rho | Th | U | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | D, % |
| 8162-104 | 0.1578 | 0.0024 | 7.8662 | 0.1272 | 0.3616 | 0.0043 | 0.65 | 244 | 426 | 0.57 | 2432 | 52 | -18.2 |
| 8162-107 | 0.0927 | 0.0014 | 2.7019 | 0.0432 | 0.2113 | 0.0025 | 0.64 | 62 | 199 | 0.31 | 1483 | 58 | -16.6 |
| 8162-110 | 0.2522 | 0.0033 | 21.8992 | 0.2957 | 0.6297 | 0.0069 | 0.65 | 68 | 163 | 0.42 | 3199 | 41 | -1.6 |
| 8162-114 | 0.1193 | 0.0017 | 5.8572 | 0.0875 | 0.3560 | 0.0042 | 0.65 | 326 | 543 | 0.60 | 1946 | 51 | 0.9 |
| 8162-122 | 0.1741 | 0.0023 | 10.9299 | 0.1502 | 0.4553 | 0.0051 | 0.66 | 183 | 403 | 0.45 | 2597 | 44 | -6.9 |
| 8162-124 | 0.2003 | 0.0026 | 14.8437 | 0.1928 | 0.5376 | 0.0058 | 0.65 | 172 | 265 | 0.65 | 2828 | 42 | -1.9 |
| 8162-128 | 0.1074 | 0.0014 | 4.2352 | 0.0573 | 0.2861 | 0.0032 | 0.65 | 112 | 320 | 0.35 | 1755 | 48 | -7.6 |
| 8162-139 | 0.1150 | 0.0015 | 4.6098 | 0.0630 | 0.2907 | 0.0033 | 0.66 | 197 | 730 | 0.27 | 1880 | 46 | -12.5 |
| 8162-144 | 0.1115 | 0.0016 | 5.3504 | 0.0793 | 0.3480 | 0.0040 | 0.65 | 77 | 92 | 0.84 | 1824 | 52 | 5.5 |
| 8162-145 | 0.0662 | 0.0013 | 1.3797 | 0.0284 | 0.1512 | 0.0019 | 0.62 | 51 | 148 | 0.35 | <u>813</u> | 84 | 3.1 |
| 8162-149 | 0.1212 | 0.0021 | 5.3437 | 0.0959 | 0.3199 | 0.0040 | 0.64 | 200 | 424 | 0.47 | 1973 | 61 | -9.3 |
| 8162-150 | 0.1136 | 0.0015 | 5.2904 | 0.0748 | 0.3377 | 0.0038 | 0.65 | 40 | 96 | 0.41 | 1858 | 49 | 0.9 |
| 8162-152 | 0.2051 | 0.0027 | 13.9612 | 0.1849 | 0.4939 | 0.0054 | 0.65 | 45 | 138 | 0.32 | 2867 | 42 | -9.7 |
| 8162-154 | 0.1776 | 0.0028 | 11.7980 | 0.1884 | 0.4821 | 0.0055 | 0.63 | 124 | 217 | 0.57 | 2630 | 52 | -3.5 |
| 8162-155 | 0.1029 | 0.0016 | 3.4077 | 0.0549 | 0.2403 | 0.0028 | 0.64 | 81 | 364 | 0.22 | 1676 | 57 | -17.2 |
| 8162-158 | 0.1522 | 0.0047 | 4.8223 | 0.1468 | 0.2298 | 0.0038 | 0.61 | 9 | 20 | 0.46 | 2371 | 105 | -43.8 |
| 8162-159 | 0.1713 | 0.0038 | 10.3504 | 0.2338 | 0.4382 | 0.0064 | 0.63 | 17 | 19 | 0.86 | 2570 | 73 | -8.9 |
| 8162-160 | 0.1057 | 0.0017 | 2.4833 | 0.0395 | 0.1702 | 0.0018 | 0.63 | 210 | 419 | 0.50 | 1728 | 58 | -41.4 |
| 8162-166 | 0.1486 | 0.0022 | 4.8782 | 0.0812 | 0.2382 | 0.0031 | 0.66 | 267 | 724 | 0.37 | 2329 | 51 | -40.9 |
| 8162-168 | 0.1156 | 0.0015 | 5.0224 | 0.0714 | 0.3151 | 0.0037 | 0.66 | 126 | 197 | 0.64 | 1890 | 48 | -6.6 |
| 8162-174 | 0.2858 | 0.0051 | 17.0991 | 0.3295 | 0.4339 | 0.0058 | 0.65 | 67 | 845 | 0.08 | 3395 | 56 | -31.6 |
| 8162-175 | 0.1659 | 0.0021 | 4.0414 | 0.0564 | 0.1767 | 0.0021 | 0.67 | 447 | 1048 | 0.43 | 2516 | 42 | -58.3 |
| 8162-178 | 0.1118 | 0.0017 | 4.9367 | 0.0789 | 0.3202 | 0.0039 | 0.66 | 420 | 328 | 1.28 | 1829 | 54 | -2.1 |
| 8162-179 | 0.1003 | 0.0014 | 2.8336 | 0.0421 | 0.2049 | 0.0025 | 0.66 | 222 | 540 | 0.41 | 1629 | 51 | -26.2 |
| 8162-180 | 0.1277 | 0.0016 | 6.3387 | 0.0851 | 0.3600 | 0.0040 | 0.66 | 42 | 101 | 0.42 | 2067 | 45 | -4.1 |
| 8162-181 | 0.1142 | 0.0015 | 4.9700 | 0.0706 | 0.3158 | 0.0038 | 0.67 | 107 | 352 | 0.30 | 1867 | 47 | -5.2 |
| 8162-182 | 0.1226 | 0.0015 | 5.9827 | 0.0808 | 0.3539 | 0.0040 | 0.66 | 340 | 280 | 1.21 | 1994 | 45 | -2.1 |
| 8162-183 | 0.1648 | 0.0021 | 10.5876 | 0.1467 | 0.4660 | 0.0054 | 0.66 | 70 | 108 | 0.65 | 2505 | 43 | -1.6 |
| 8162-184 | 0.1199 | 0.0016 | 5.3228 | 0.0759 | 0.3220 | 0.0038 | 0.67 | 351 | 662 | 0.53 | 1955 | 47 | -7.9 |
| 8162-185 | 0.1204 | 0.0015 | 5.3898 | 0.0685 | 0.3248 | 0.0035 | 0.65 | 216 | 414 | 0.52 | 1961 | 44 | -7.5 |
| 8162-186 | 0.1104 | 0.0017 | 4.2006 | 0.0687 | 0.2759 | 0.0033 | 0.65 | 175 | 320 | 0.55 | 1806 | 56 | -13.0 |
| 8162-187 | 0.0933 | 0.0014 | 2.1992 | 0.0312 | 0.1710 | 0.0018 | 0.63 | 88 | 258 | 0.34 | 1493 | 55 | -31.8 |
| 8162-187c | 0.1146 | 0.0016 | 5.0147 | 0.0756 | 0.3175 | 0.0037 | 0.65 | 97 | 88 | 1.10 | 1873 | 52 | -5.1 |
| 8162-196 | 0.1145 | 0.0015 | 4.4227 | 0.0586 | 0.2803 | 0.0031 | 0.66 | 58 | 564 | 0.10 | 1871 | 46 | -14.9 |
| 8162-197 | 0.1618 | 0.0023 | 7.7595 | 0.1161 | 0.3484 | 0.0040 | 0.65 | 36 | 326 | 0.11 | 2472 | 49 | -22.0 |
| 8162-198 | 0.1474 | 0.0020 | 4.6345 | 0.0637 | 0.2283 | 0.0025 | 0.65 | 542 | 909 | 0.60 | 2314 | 46 | -42.7 |
| 8162-199 | 0.1114 | 0.0015 | 5.0493 | 0.0696 | 0.3290 | 0.0036 | 0.64 | 487 | 272 | 1.79 | 1821 | 49 | 0.7 |
| 8162-200 | 0.0995 | 0.0014 | 1.9861 | 0.0280 | 0.1450 | 0.0016 | 0.64 | 432 | 1331 | 0.32 | 1611 | 53 | -21.4 |
| 8162-202 | 0.0591 | 0.0010 | 0.6706 | 0.0108 | 0.0823 | 0.0008 | 0.60 | 2 | 323 | 0.01 | 570 | 75 | -2.1 |

Таблица 1. Продолжение

| таолица т | . Продол | ТЖСПИС | | | | | T | | T | ı | | | |
|--------------|--------------------------------------|--------|------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|----------------------|-----|-----|------|--------------------------------------|-----|-------|
| | Изотопные отношения | | | | | | Содержание, мкг/г | | | | Возраст, млн лет | | |
| № образца | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | $^{207}{ m Pb}/^{235}{ m U}$ | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | Rho | Th | U | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | D, % |
| 8162-204 | 0.2043 | 0.0024 | 15.4731 | 0.1783 | 0.5497 | 0.0055 | 0.65 | 137 | 143 | 0.96 | 2860 | 38 | -1.3 |
| 8162-205 | 0.1669 | 0.0022 | 10.0027 | 0.1331 | 0.4350 | 0.0046 | 0.64 | 221 | 296 | 0.75 | 2526 | 45 | -7.8 |
| 8162-206 | 0.1708 | 0.0025 | 8.9975 | 0.1336 | 0.3823 | 0.0043 | 0.64 | 155 | 246 | 0.63 | 2564 | 49 | -18.6 |
| 8162-207 | 0.1655 | 0.0022 | 10.5289 | 0.1378 | 0.4617 | 0.0047 | 0.64 | 278 | 498 | 0.56 | 2512 | 45 | -2.6 |
| 8162-208 | 0.1211 | 0.0017 | 6.0314 | 0.0850 | 0.3615 | 0.0038 | 0.64 | 251 | 558 | 0.45 | 1971 | 51 | 0.9 |
| 8162-210 | 0.1625 | 0.0021 | 10.8865 | 0.1346 | 0.4859 | 0.0049 | 0.64 | 180 | 250 | 0.72 | 2482 | 43 | 2.9 |
| 8162-212 | 0.1196 | 0.0019 | 6.0184 | 0.0971 | 0.3649 | 0.0041 | 0.63 | 238 | 659 | 0.36 | 1951 | 57 | 2.8 |
| 8162-213 | 0.1088 | 0.0013 | 3.5452 | 0.0446 | 0.2362 | 0.0025 | 0.65 | 158 | 489 | 0.32 | 1780 | 45 | -23.2 |
| 8162-213c | 0.1181 | 0.0016 | 5.8880 | 0.0774 | 0.3616 | 0.0037 | 0.64 | 279 | 706 | 0.40 | 1927 | 48 | 3.2 |
| 8162-214 | 0.1701 | 0.0019 | 11.6322 | 0.1313 | 0.4961 | 0.0050 | 0.65 | 195 | 301 | 0.65 | 2558 | 38 | 1.5 |
| 8162-215 | 0.1706 | 0.0021 | 9.8987 | 0.1247 | 0.4208 | 0.0046 | 0.66 | 162 | 385 | 0.42 | 2564 | 40 | -11.7 |
| 8162-220 | 0.1210 | 0.0015 | 6.0733 | 0.0726 | 0.3641 | 0.0035 | 0.63 | 194 | 160 | 1.22 | 1971 | 45 | 1.6 |
| 8162-221 | 0.1583 | 0.0022 | 8.3296 | 0.1159 | 0.3816 | 0.0042 | 0.65 | 161 | 586 | 0.27 | 2438 | 46 | -14.5 |
| 8162-221c | 0.1642 | 0.0022 | 9.0014 | 0.1210 | 0.3975 | 0.0043 | 0.65 | 141 | 463 | 0.30 | 2500 | 44 | -13.7 |
| 8162-224 | 0.1121 | 0.0016 | 5.1419 | 0.0749 | 0.3328 | 0.0038 | 0.65 | 150 | 122 | 1.23 | 1833 | 51 | 1.1 |
| 8162-226 | 0.1785 | 0.0037 | 12.1682 | 0.2537 | 0.4942 | 0.0069 | 0.63 | 0 | 8 | 0.03 | 2640 | 68 | -1.9 |
| 8162-227 | 0.1108 | 0.0014 | 4.5616 | 0.0561 | 0.2985 | 0.0031 | 0.65 | 96 | 685 | 0.14 | 1813 | 45 | -7.1 |
| 8162-231 | 0.1177 | 0.0015 | 5.4142 | 0.0675 | 0.3336 | 0.0034 | 0.64 | 111 | 504 | 0.22 | 1922 | 45 | -3.4 |
| 8162-233 | 0.1216 | 0.0021 | 5.6093 | 0.0969 | 0.3347 | 0.0040 | 0.63 | 32 | 166 | 0.19 | 1979 | 61 | -6.0 |
| 8162-234 | 0.1216 | 0.0016 | 5.7057 | 0.0727 | 0.3403 | 0.0034 | 0.64 | 89 | 168 | 0.53 | 1980 | 47 | -4.6 |
| 8162-235 | 0.1207 | 0.0016 | 5.7113 | 0.0721 | 0.3433 | 0.0033 | 0.62 | 159 | 119 | 1.34 | 1966 | 48 | -3.2 |
| 8162-236 | 0.1723 | 0.0024 | 10.4043 | 0.1400 | 0.4379 | 0.0045 | 0.63 | 105 | 253 | 0.41 | 2580 | 46 | -9.3 |
| 8162-238 | 0.0915 | 0.0014 | 2.2074 | 0.0352 | 0.1749 | 0.0020 | 0.64 | 26 | 250 | 0.11 | 1458 | 59 | -28.7 |
| 8162-239 | 0.1166 | 0.0016 | 5.3032 | 0.0743 | 0.3296 | 0.0036 | 0.64 | 82 | 110 | 0.75 | 1906 | 49 | -3.6 |
| 8162-240 | 0.1176 | 0.0015 | 5.4020 | 0.0726 | 0.3331 | 0.0037 | 0.65 | 114 | 227 | 0.50 | 1920 | 47 | -3.5 |
| 8162-241 | 0.1203 | 0.0017 | 5.6997 | 0.0778 | 0.3435 | 0.0036 | 0.63 | 72 | 56 | 1.30 | 1962 | 50 | -3.0 |
| 8162-242 | 0.1148 | 0.0019 | 5.3357 | 0.0897 | 0.3370 | 0.0040 | 0.64 | 87 | 138 | 0.63 | 1877 | 59 | -0.3 |
| 8162-244 | 0.1183 | 0.0017 | 5.6678 | 0.0818 | 0.3475 | 0.0039 | 0.65 | 135 | 104 | 1.29 | 1931 | 50 | -0.4 |
| 8162-245 | 0.2099 | 0.0034 | 15.0493 | 0.2555 | 0.5201 | 0.0063 | 0.64 | 184 | 323 | 0.57 | 2904 | 53 | -7.0 |
| 8162-246 | 0.1195 | 0.0017 | 4.6626 | 0.0691 | 0.2829 | 0.0032 | 0.65 | 242 | 550 | 0.44 | 1950 | 51 | -17.6 |
| 8162-247 | 0.1204 | 0.0020 | 6.0068 | 0.1040 | 0.3617 | 0.0043 | 0.63 | 59 | 70 | 0.84 | 1963 | 60 | 1.4 |
| 8162-267 | 0.1145 | 0.0015 | 5.1956 | 0.0714 | 0.3293 | 0.0038 | 0.66 | 164 | 580 | 0.28 | 1871 | 46 | -1.9 |
| 8162-268 | 0.1211 | 0.0017 | 5.8264 | 0.0900 | 0.3491 | 0.0044 | 0.67 | 85 | 186 | 0.45 | 1972 | 50 | -2.1 |
| 8162-270 | 0.1158 | 0.0016 | 5.1291 | 0.0751 | 0.3213 | 0.0038 | 0.66 | 448 | 586 | 0.76 | 1892 | 49 | -5.1 |
| 8162-271 | 0.1072 | 0.0018 | 3.5416 | 0.0612 | 0.2397 | 0.0028 | 0.63 | 22 | 52 | 0.43 | 1752 | 63 | -20.9 |
| 8162-272 | 0.1012 | 0.0015 | 2.6116 | 0.0433 | 0.1871 | 0.0024 | 0.67 | 418 | 872 | 0.48 | 1647 | 55 | -32.8 |
| 8162-273 | 0.1198 | 0.0019 | 5.4904 | 0.0942 | 0.3323 | 0.0044 | 0.66 | 90 | 263 | 0.34 | 1954 | 55 | -5.3 |
| 8162-279 | 0.1759 | 0.0021 | 11.9958 | 0.1668 | 0.4949 | 0.0061 | 0.68 | 149 | 257 | 0.58 | 2614 | 40 | -0.8 |
| 8162-287 | 0.1838 | | 13.0059 | | 0.5135 | 0.0061 | 0.68 | 115 | 235 | 0.49 | 2687 | 39 | -0.6 |
| 8162-295 | 0.1204 | 0.0014 | 6.0632 | 0.0790 | 0.3653 | 0.0043 | 0.68 | 281 | 337 | 0.83 | 1962 | 42 | 2.3 |

Таблица 1. Окончание

| № образии £ ± 1σ ± 1σ ± 2π ± 1σ ± 1σ ± 1σ ± 1σ ± 1σ E ± 1σ Rho Th U Th/U £ ± 2σ D, % 8162-297 0.1181 0.0014 5.7698 0.0744 0.3544 0.0041 0.68 232 428 0.54 1927 42 1.5 8162-298 0.1592 0.0024 10.1579 0.1699 0.4629 0.0061 0.67 115 354 0.32 2447 51 0.2 8162-300 0.1788 0.0024 11.5316 0.1739 0.4685 0.0060 0.68 202 472 0.43 2699 44 -6.18 8162-301 0.1384 0.0027 7.2465 0.1182 0.3941 0.0051 0.67 140 149 0.94 2143 52 -0.1 8162-302 0.0898 0.0016 5.6516 0.0846 0.3419 0.0043 0.68 228 299 0.76 1955 47 | | Изотопные отношения | | | | | | | _ | жание, г/г | | Возр | аст, | |
|--|-----------|--------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|------|-----|---------------|------|------|------|-------|
| 8162-298 0.1592 0.0024 10.1579 0.1699 0.4629 0.0061 0.67 115 354 0.32 2447 51 0.2 8162-299 0.1848 0.0027 10.6061 0.1717 0.4163 0.0054 0.67 88 161 0.55 2696 48 -16.8 8162-300 0.1785 0.0024 11.5316 0.1739 0.4685 0.0060 0.68 202 472 0.43 2639 44 -6.1 8162-301 0.1334 0.00016 3.1225 0.0161 0.2522 0.0035 0.65 110 258 0.43 1421 69 2.0 8162-303 0.1199 0.0016 5.6516 0.0846 0.3419 0.0043 0.68 228 299 0.766 1955 47 -3.0 8162-304 0.1840 0.0024 13.2422 0.2030 0.5299 0.068 0.8 51 107 0.48 2693 43 0.4 | | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±1σ | $^{207}\mathrm{Pb}/^{235}\mathrm{U}$ | ±1σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±1σ | Rho | | , | Th/U | | | D, % |
| 8162-299 0.1848 0.0027 10.6061 0.1717 0.4163 0.0054 0.67 88 161 0.55 2696 48 -16.8 8162-300 0.1785 0.0024 11.5316 0.1739 0.4685 0.0060 0.68 202 472 0.43 2639 44 -6.1 8162-301 0.1334 0.0020 7.2465 0.1182 0.3941 0.0051 0.67 140 149 0.94 2143 52 -0.1 8162-302 0.0898 0.0016 5.6516 0.0846 0.3419 0.0043 0.68 228 299 0.76 1955 47 -3.0 8162-303 0.1199 0.0014 1.7518 0.0257 0.1177 0.0015 0.68 528 1021 0.52 1765 47 -3.0 8162-305 0.1844 0.0024 13.2422 0.2030 0.5209 0.068 0.68 528 1021 0.52 1765 47 -3.0 <t< td=""><td>8162-297</td><td>0.1181</td><td>0.0014</td><td>5.7698</td><td>0.0744</td><td>0.3544</td><td>0.0041</td><td>0.68</td><td>232</td><td>428</td><td>0.54</td><td>1927</td><td>42</td><td>1.5</td></t<> | 8162-297 | 0.1181 | 0.0014 | 5.7698 | 0.0744 | 0.3544 | 0.0041 | 0.68 | 232 | 428 | 0.54 | 1927 | 42 | 1.5 |
| 8162-300 0.1785 0.0024 11.5316 0.1739 0.4685 0.0060 0.68 202 472 0.43 2639 44 -6.1 8162-301 0.1334 0.0020 7.2465 0.1182 0.3941 0.0051 0.67 140 149 0.94 2143 52 -0.1 8162-302 0.0898 0.0016 3.1225 0.0616 0.2522 0.0035 0.65 110 258 0.43 1421 69 2.0 8162-303 0.1199 0.0016 5.6516 0.0846 0.3419 0.0043 0.68 228 299 0.76 1955 47 -3.0 8162-304 0.1080 0.0014 1.7518 0.0257 0.1177 0.0015 0.68 528 1021 0.52 1765 47 -30.2 8162-305 0.1142 0.0014 5.217 0.0704 0.3314 0.0040 0.68 51 1107 0.48 2693 43 0.4 | 8162-298 | 0.1592 | 0.0024 | 10.1579 | 0.1699 | 0.4629 | 0.0061 | 0.67 | 115 | 354 | 0.32 | 2447 | 51 | 0.2 |
| 8162-301 0.1334 0.0020 7.2465 0.1182 0.3941 0.0051 0.67 140 149 0.94 2143 52 -0.1 8162-302 0.0898 0.0016 3.1225 0.0616 0.2522 0.0035 0.65 110 258 0.43 1421 69 2.0 8162-303 0.1199 0.0016 5.6516 0.0846 0.3419 0.0043 0.68 228 299 0.76 1955 47 -3.0 8162-304 0.1080 0.0014 1.7518 0.0257 0.1177 0.0015 0.68 528 1021 0.52 1765 47 -30.2 8162-305 0.1844 0.0024 13.2422 0.2003 0.5209 0.068 0.68 51 107 0.48 2693 43 0.4 8162-307 0.0982 0.0013 1.9347 0.0287 0.1430 0.0018 0.68 554 1104 0.50 1589 48 -21.2 | 8162-299 | 0.1848 | 0.0027 | 10.6061 | 0.1717 | 0.4163 | 0.0054 | 0.67 | 88 | 161 | 0.55 | 2696 | 48 | -16.8 |
| 8162-302 0.0898 0.0016 3.1225 0.0616 0.2522 0.0035 0.65 110 258 0.43 1421 69 2.0 8162-303 0.1199 0.0016 5.6516 0.0846 0.3419 0.0043 0.68 228 299 0.76 1955 47 -3.0 8162-304 0.1080 0.0014 1.7518 0.0257 0.1177 0.0015 0.68 528 1021 0.52 1765 47 -30.2 8162-305 0.1844 0.0024 13.2422 0.2003 0.5209 0.068 0.68 51 107 0.48 2693 43 0.4 8162-307 0.0982 0.0013 1.9347 0.0287 0.1430 0.0018 0.68 554 1104 0.50 1589 48 -21.2 8162-312 0.1863 0.0022 13.5060 0.1822 0.5258 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 | 8162-300 | 0.1785 | 0.0024 | 11.5316 | 0.1739 | 0.4685 | 0.0060 | 0.68 | 202 | 472 | 0.43 | 2639 | 44 | -6.1 |
| 8162-303 0.1199 0.0016 5.6516 0.0846 0.3419 0.0043 0.68 228 299 0.76 1955 47 -3.0 8162-304 0.1080 0.0014 1.7518 0.0257 0.1177 0.0015 0.68 528 1021 0.52 1765 47 -30.2 8162-305 0.1844 0.0024 13.2422 0.2003 0.5209 0.0068 0.68 51 107 0.48 2693 43 0.4 8162-307 0.0982 0.0013 1.9347 0.0287 0.1430 0.0018 0.68 554 1104 0.50 1589 48 -21.2 8162-312 0.1863 0.0022 13.5060 0.1822 0.5258 0.0064 0.69 116 144 0.80 2710 39 0.5 8162-320 0.1199 0.0014 5.8027 0.0745 0.3510 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 | 8162-301 | 0.1334 | 0.0020 | 7.2465 | 0.1182 | 0.3941 | 0.0051 | 0.67 | 140 | 149 | 0.94 | 2143 | 52 | -0.1 |
| 8162-304 0.1080 0.0014 1.7518 0.0257 0.1177 0.0015 0.68 528 1021 0.52 1765 47 -30.2 8162-305 0.1844 0.0024 13.2422 0.2003 0.5209 0.0068 0.68 51 107 0.48 2693 43 0.4 8162-306 0.1142 0.0014 5.2177 0.0704 0.3314 0.0040 0.68 93 228 0.41 1867 43 -1.2 8162-307 0.0982 0.0013 1.9347 0.0287 0.1430 0.0018 0.68 554 1104 0.50 1589 48 -21.2 8162-312 0.1863 0.0022 13.5060 0.1822 0.5258 0.0064 0.69 116 144 0.80 2710 39 0.5 8162-322 0.1199 0.0014 5.8027 0.0745 0.3510 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 | 8162-302 | 0.0898 | 0.0016 | 3.1225 | 0.0616 | 0.2522 | 0.0035 | 0.65 | 110 | 258 | 0.43 | 1421 | 69 | 2.0 |
| 8162-305 0.1844 0.0024 13.2422 0.2003 0.5209 0.0068 0.68 51 107 0.48 2693 43 0.4 8162-306 0.1142 0.0014 5.2177 0.0704 0.3314 0.0040 0.68 93 228 0.41 1867 43 -1.2 8162-307 0.0982 0.0013 1.9347 0.0287 0.1430 0.0018 0.68 554 1104 0.50 1589 48 -21.2 8162-312 0.1863 0.0022 13.5060 0.1822 0.5258 0.0064 0.69 116 144 0.80 2710 39 0.5 8162-323 0.1147 0.0016 5.0746 0.0785 0.3209 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 8162-323 0.1147 0.0016 5.0746 0.0785 0.3209 0.0075 0.68 66 119 0.55 2925 43 -2.7 | 8162-303 | 0.1199 | 0.0016 | 5.6516 | 0.0846 | 0.3419 | 0.0043 | 0.68 | 228 | 299 | 0.76 | 1955 | 47 | -3.0 |
| 8162-306 0.1142 0.0014 5.2177 0.0704 0.3314 0.0040 0.68 93 228 0.41 1867 43 -1.2 8162-307 0.0982 0.0013 1.9347 0.0287 0.1430 0.0018 0.68 554 1104 0.50 1589 48 -21.2 8162-312 0.1863 0.0022 13.5060 0.1822 0.5258 0.0064 0.69 116 144 0.80 2710 39 0.5 8162-320 0.1199 0.0014 5.8027 0.0745 0.3510 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 8162-323 0.1147 0.0016 5.0746 0.0785 0.3209 0.0041 0.67 153 87 1.76 1875 50 -4.3 8162-324 0.2126 0.0028 16.2659 0.2542 0.5550 0.0041 0.64 21 136 0.16 1962 72 -11.9 | 8162-304 | 0.1080 | 0.0014 | 1.7518 | 0.0257 | 0.1177 | 0.0015 | 0.68 | 528 | 1021 | 0.52 | 1765 | 47 | -30.2 |
| 8162-307 0.0982 0.0013 1.9347 0.0287 0.1430 0.0018 0.68 554 1104 0.50 1589 48 -21.2 8162-312 0.1863 0.0022 13.5060 0.1822 0.5258 0.0064 0.69 116 144 0.80 2710 39 0.5 8162-320 0.1199 0.0014 5.8027 0.0745 0.3510 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 8162-323 0.1147 0.0016 5.0746 0.0785 0.3209 0.0041 0.67 153 87 1.76 1875 50 -4.3 8162-324 0.2126 0.0028 16.2659 0.2542 0.5550 0.0075 0.68 66 119 0.55 2925 43 -2.7 8162-328 0.1204 0.0024 5.1055 0.1116 0.3075 0.0044 0.64 21 136 0.16 1962 72 -11.9 | 8162-305 | 0.1844 | 0.0024 | 13.2422 | 0.2003 | 0.5209 | 0.0068 | 0.68 | 51 | 107 | 0.48 | 2693 | 43 | 0.4 |
| 8162-312 0.1863 0.0022 13.5060 0.1822 0.5258 0.0064 0.69 116 144 0.80 2710 39 0.5 8162-320 0.1199 0.0014 5.8027 0.0745 0.3510 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 8162-323 0.1147 0.0016 5.0746 0.0785 0.3209 0.0041 0.67 153 87 1.76 1875 50 -4.3 8162-324 0.2126 0.0028 16.2659 0.2542 0.5550 0.0075 0.68 66 119 0.55 2925 43 -2.7 8162-328 0.1204 0.0024 5.1055 0.1116 0.3075 0.0044 0.64 21 136 0.16 1962 72 -11.9 8162-330 0.1728 0.0029 11.4433 0.2169 0.4805 0.0067 0.66 83 91 0.92 2584 57 -2.1 | 8162-306 | 0.1142 | 0.0014 | 5.2177 | 0.0704 | 0.3314 | 0.0040 | 0.68 | 93 | 228 | 0.41 | 1867 | 43 | -1.2 |
| 8162-320 0.1199 0.0014 5.8027 0.0745 0.3510 0.0041 0.68 86 269 0.32 1954 41 -0.8 8162-323 0.1147 0.0016 5.0746 0.0785 0.3209 0.0041 0.67 153 87 1.76 1875 50 -4.3 8162-324 0.2126 0.0028 16.2659 0.2542 0.5550 0.0075 0.68 66 119 0.55 2925 43 -2.7 8162-328 0.1204 0.0024 5.1055 0.1116 0.3075 0.0044 0.64 21 136 0.16 1962 72 -11.9 8162-330 0.1728 0.0029 11.4433 0.2169 0.4805 0.0067 0.66 83 91 0.92 2584 57 -2.1 8162-334 0.1296 0.0023 5.5522 0.1085 0.3107 0.0043 0.65 69 202 0.34 2092 62 -16.6 | 8162-307 | 0.0982 | 0.0013 | 1.9347 | 0.0287 | 0.1430 | 0.0018 | 0.68 | 554 | 1104 | 0.50 | 1589 | 48 | -21.2 |
| 8162-323 0.1147 0.0016 5.0746 0.0785 0.3209 0.0041 0.67 153 87 1.76 1875 50 -4.3 8162-324 0.2126 0.0028 16.2659 0.2542 0.5550 0.0075 0.68 66 119 0.55 2925 43 -2.7 8162-328 0.1204 0.0024 5.1055 0.1116 0.3075 0.0044 0.64 21 136 0.16 1962 72 -11.9 8162-330 0.1728 0.0029 11.4433 0.2169 0.4805 0.0067 0.66 83 91 0.92 2584 57 -2.1 8162-334 0.1296 0.0023 5.5522 0.1085 0.3107 0.0043 0.65 69 202 0.34 2092 62 -16.6 8162-337 0.1572 0.0025 5.1670 0.0916 0.2384 0.0032 0.66 208 409 0.51 2426 54 -43.2 | 8162-312 | 0.1863 | 0.0022 | 13.5060 | 0.1822 | 0.5258 | 0.0064 | 0.69 | 116 | 144 | 0.80 | 2710 | 39 | 0.5 |
| 8162-324 0.2126 0.0028 16.2659 0.2542 0.5550 0.0075 0.68 66 119 0.55 2925 43 -2.7 8162-328 0.1204 0.0024 5.1055 0.1116 0.3075 0.0044 0.64 21 136 0.16 1962 72 -11.9 8162-330 0.1728 0.0029 11.4433 0.2169 0.4805 0.0067 0.66 83 91 0.92 2584 57 -2.1 8162-334 0.1296 0.0023 5.5522 0.1085 0.3107 0.0043 0.65 69 202 0.34 2092 62 -16.6 8162-336 0.1203 0.0020 5.5998 0.1022 0.3375 0.0045 0.65 44 111 0.40 1961 60 -4.4 8162-337 0.1399 0.0025 5.1670 0.0916 0.2384 0.0032 0.66 208 409 0.51 2426 54 -43.2 | 8162-320 | 0.1199 | 0.0014 | 5.8027 | 0.0745 | 0.3510 | 0.0041 | 0.68 | 86 | 269 | 0.32 | 1954 | 41 | -0.8 |
| 8162-328 0.1204 0.0024 5.1055 0.1116 0.3075 0.0044 0.64 21 136 0.16 1962 72 -11.9 8162-330 0.1728 0.0029 11.4433 0.2169 0.4805 0.0067 0.66 83 91 0.92 2584 57 -2.1 8162-334 0.1296 0.0023 5.5522 0.1085 0.3107 0.0043 0.65 69 202 0.34 2092 62 -16.6 8162-336 0.1203 0.0020 5.5998 0.1022 0.3375 0.0045 0.65 44 111 0.40 1961 60 -4.4 8162-337 0.1572 0.0025 5.1670 0.0916 0.2384 0.0032 0.66 208 409 0.51 2426 54 -43.2 8162-337c 0.1399 0.0023 3.4530 0.0623 0.1790 0.0024 0.66 195 656 0.30 2226 57 -52.3 | 8162-323 | 0.1147 | 0.0016 | 5.0746 | 0.0785 | 0.3209 | 0.0041 | 0.67 | 153 | 87 | 1.76 | 1875 | 50 | -4.3 |
| 8162-330 0.1728 0.0029 11.4433 0.2169 0.4805 0.0067 0.66 83 91 0.92 2584 57 -2.1 8162-334 0.1296 0.0023 5.5522 0.1085 0.3107 0.0043 0.65 69 202 0.34 2092 62 -16.6 8162-336 0.1203 0.0020 5.5998 0.1022 0.3375 0.0045 0.65 44 111 0.40 1961 60 -4.4 8162-337 0.1572 0.0025 5.1670 0.0916 0.2384 0.0032 0.66 208 409 0.51 2426 54 -43.2 8162-337 0.1399 0.0023 3.4530 0.0623 0.1790 0.0024 0.66 195 656 0.30 2226 57 -52.3 8162-338 0.1789 0.0025 12.3064 0.1945 0.4989 0.0064 0.67 67 129 0.52 2643 47 -1.3 | 8162-324 | 0.2126 | 0.0028 | 16.2659 | 0.2542 | 0.5550 | 0.0075 | 0.68 | 66 | 119 | 0.55 | 2925 | 43 | -2.7 |
| 8162-334 0.1296 0.0023 5.5522 0.1085 0.3107 0.0043 0.65 69 202 0.34 2092 62 -16.6 8162-336 0.1203 0.0020 5.5998 0.1022 0.3375 0.0045 0.65 44 111 0.40 1961 60 -4.4 8162-337 0.1572 0.0025 5.1670 0.0916 0.2384 0.0032 0.66 208 409 0.51 2426 54 -43.2 8162-337c 0.1399 0.0023 3.4530 0.0623 0.1790 0.0024 0.66 195 656 0.30 2226 57 -52.3 8162-338 0.1789 0.0025 12.3064 0.1945 0.4989 0.0064 0.67 67 129 0.52 2643 47 -1.3 8162-339 0.1367 0.0031 4.3310 0.1041 0.2298 0.0035 0.63 46 95 0.48 2186 79 -39.0 8162-340 0.1132 0.0014 4.8637 0.0622 0.3115 0.0034 | 8162-328 | 0.1204 | 0.0024 | 5.1055 | 0.1116 | 0.3075 | 0.0044 | 0.64 | 21 | 136 | 0.16 | 1962 | 72 | -11.9 |
| 8162-336 0.1203 0.0020 5.5998 0.1022 0.3375 0.0045 0.65 44 111 0.40 1961 60 -4.4 8162-337 0.1572 0.0025 5.1670 0.0916 0.2384 0.0032 0.66 208 409 0.51 2426 54 -43.2 8162-337c 0.1399 0.0023 3.4530 0.0623 0.1790 0.0024 0.66 195 656 0.30 2226 57 -52.3 8162-338 0.1789 0.0025 12.3064 0.1945 0.4989 0.0064 0.67 67 129 0.52 2643 47 -1.3 8162-339 0.1367 0.0031 4.3310 0.1041 0.2298 0.0035 0.63 46 95 0.48 2186 79 -39.0 8162-340 0.1132 0.0014 4.8637 0.0622 0.3115 0.0034 0.66 227 192 1.18 1852 45 -5.6 | 8162-330 | 0.1728 | 0.0029 | 11.4433 | 0.2169 | 0.4805 | 0.0067 | 0.66 | 83 | 91 | 0.92 | 2584 | 57 | -2.1 |
| 8162-337 0.1572 0.0025 5.1670 0.0916 0.2384 0.0032 0.66 208 409 0.51 2426 54 -43.2 8162-337c 0.1399 0.0023 3.4530 0.0623 0.1790 0.0024 0.66 195 656 0.30 2226 57 -52.3 8162-338 0.1789 0.0025 12.3064 0.1945 0.4989 0.0064 0.67 67 129 0.52 2643 47 -1.3 8162-339 0.1367 0.0031 4.3310 0.1041 0.2298 0.0035 0.63 46 95 0.48 2186 79 -39.0 8162-340 0.1132 0.0014 4.8637 0.0622 0.3115 0.0034 0.66 227 192 1.18 1852 45 -5.6 8162-341 0.1400 0.0019 7.0319 0.1030 0.3642 0.0044 0.67 43 100 0.43 2227 47 -10.1 | 8162-334 | 0.1296 | 0.0023 | 5.5522 | 0.1085 | 0.3107 | 0.0043 | 0.65 | 69 | 202 | 0.34 | 2092 | 62 | -16.6 |
| 8162-337c 0.1399 0.0023 3.4530 0.0623 0.1790 0.0024 0.66 195 656 0.30 2226 57 -52.3 8162-338 0.1789 0.0025 12.3064 0.1945 0.4989 0.0064 0.67 67 129 0.52 2643 47 -1.3 8162-339 0.1367 0.0031 4.3310 0.1041 0.2298 0.0035 0.63 46 95 0.48 2186 79 -39.0 8162-340 0.1132 0.0014 4.8637 0.0622 0.3115 0.0034 0.66 227 192 1.18 1852 45 -5.6 8162-341 0.1400 0.0019 7.0319 0.1030 0.3642 0.0044 0.67 43 100 0.43 2227 47 -10.1 8162-342 0.2092 0.0037 15.5668 0.3091 0.5398 0.0078 0.66 27 90 0.30 2899 58 -4.0 8162-343 0.1171 0.0016 2.8582 0.0454 0.1771 0.0023 | 8162-336 | 0.1203 | 0.0020 | 5.5998 | 0.1022 | 0.3375 | 0.0045 | 0.65 | 44 | 111 | 0.40 | 1961 | 60 | -4.4 |
| 8162-338 0.1789 0.0025 12.3064 0.1945 0.4989 0.0064 0.67 67 129 0.52 2643 47 -1.3 8162-339 0.1367 0.0031 4.3310 0.1041 0.2298 0.0035 0.63 46 95 0.48 2186 79 -39.0 8162-340 0.1132 0.0014 4.8637 0.0622 0.3115 0.0034 0.66 227 192 1.18 1852 45 -5.6 8162-341 0.1400 0.0019 7.0319 0.1030 0.3642 0.0044 0.67 43 100 0.43 2227 47 -10.1 8162-342 0.2092 0.0037 15.5668 0.3091 0.5398 0.0078 0.66 27 90 0.30 2899 58 -4.0 8162-343 0.1171 0.0016 2.8582 0.0454 0.1771 0.0023 0.67 28 332 0.08 1912 50 -45.0 | 8162-337 | 0.1572 | 0.0025 | 5.1670 | 0.0916 | 0.2384 | 0.0032 | 0.66 | 208 | 409 | 0.51 | 2426 | 54 | -43.2 |
| 8162-339 0.1367 0.0031 4.3310 0.1041 0.2298 0.0035 0.63 46 95 0.48 2186 79 -39.0 8162-340 0.1132 0.0014 4.8637 0.0622 0.3115 0.0034 0.66 227 192 1.18 1852 45 -5.6 8162-341 0.1400 0.0019 7.0319 0.1030 0.3642 0.0044 0.67 43 100 0.43 2227 47 -10.1 8162-342 0.2092 0.0037 15.5668 0.3091 0.5398 0.0078 0.66 27 90 0.30 2899 58 -4.0 8162-343 0.1171 0.0016 2.8582 0.0454 0.1771 0.0023 0.67 28 332 0.08 1912 50 -45.0 | 8162-337c | 0.1399 | 0.0023 | 3.4530 | 0.0623 | 0.1790 | 0.0024 | 0.66 | 195 | 656 | 0.30 | 2226 | 57 | -52.3 |
| 8162-340 0.1132 0.0014 4.8637 0.0622 0.3115 0.0034 0.66 227 192 1.18 1852 45 -5.6 8162-341 0.1400 0.0019 7.0319 0.1030 0.3642 0.0044 0.67 43 100 0.43 2227 47 -10.1 8162-342 0.2092 0.0037 15.5668 0.3091 0.5398 0.0078 0.66 27 90 0.30 2899 58 -4.0 8162-343 0.1171 0.0016 2.8582 0.0454 0.1771 0.0023 0.67 28 332 0.08 1912 50 -45.0 | 8162-338 | 0.1789 | 0.0025 | 12.3064 | 0.1945 | 0.4989 | 0.0064 | 0.67 | 67 | 129 | 0.52 | 2643 | 47 | -1.3 |
| 8162-341 0.1400 0.0019 7.0319 0.1030 0.3642 0.0044 0.67 43 100 0.43 2227 47 -10.1 8162-342 0.2092 0.0037 15.5668 0.3091 0.5398 0.0078 0.66 27 90 0.30 2899 58 -4.0 8162-343 0.1171 0.0016 2.8582 0.0454 0.1771 0.0023 0.67 28 332 0.08 1912 50 -45.0 | 8162-339 | 0.1367 | 0.0031 | 4.3310 | 0.1041 | 0.2298 | 0.0035 | 0.63 | 46 | 95 | 0.48 | 2186 | 79 | -39.0 |
| 8162-342 0.2092 0.0037 15.5668 0.3091 0.5398 0.0078 0.66 27 90 0.30 2899 58 -4.0 8162-343 0.1171 0.0016 2.8582 0.0454 0.1771 0.0023 0.67 28 332 0.08 1912 50 -45.0 | 8162-340 | 0.1132 | 0.0014 | 4.8637 | 0.0622 | 0.3115 | 0.0034 | 0.66 | 227 | 192 | 1.18 | 1852 | 45 | -5.6 |
| 8162-343 0.1171 0.0016 2.8582 0.0454 0.1771 0.0023 0.67 28 332 0.08 1912 50 -45.0 | 8162-341 | 0.1400 | 0.0019 | 7.0319 | 0.1030 | 0.3642 | 0.0044 | 0.67 | 43 | 100 | 0.43 | 2227 | 47 | -10.1 |
| | 8162-342 | 0.2092 | 0.0037 | 15.5668 | 0.3091 | 0.5398 | 0.0078 | 0.66 | 27 | 90 | 0.30 | 2899 | 58 | -4.0 |
| 8162-343c 0.2031 0.0025 15.2411 0.2140 0.5444 0.0068 0.68 64 82 0.78 2851 40 -1.7 | 8162-343 | 0.1171 | 0.0016 | 2.8582 | 0.0454 | 0.1771 | 0.0023 | 0.67 | 28 | 332 | 0.08 | 1912 | 50 | -45.0 |
| | 8162-343c | 0.2031 | 0.0025 | 15.2411 | 0.2140 | 0.5444 | 0.0068 | 0.68 | 64 | 82 | 0.78 | 2851 | 40 | -1.7 |
| 8162-348 0.1211 0.0018 5.6339 0.0938 0.3374 0.0045 0.67 109 197 0.55 1973 52 -5.0 | 8162-348 | 0.1211 | 0.0018 | 5.6339 | 0.0938 | 0.3374 | 0.0045 | 0.67 | 109 | 197 | 0.55 | 1973 | 52 | -5.0 |

Примечание. Rho — коэффициент корреляции 207 Pb/ 235 U $^{-206}$ Pb/ 238 U; D — степень дискордантности.

(Козаков и др., 1997, 2005, 2011; Kröner et al., 2015), а также в Гарганской глыбе (Kovach et al., 2004; Анисимова и др., 2009). При этом надо отметить незначительную площадь блоков, сложенных породами раннего докембрия (палеопротерозойских и, в меньшей степени, позднеархейских). В большей степени представлены комплексы пород неопротерозойского возраста. Представления о существовании раннедокембрийского фундамента в основании фанерозойских поясов Центральной Азии не подтверждаются изотопно-геохимически-

ми исследованиями (Коваленко и др., 1996а, 1996б; Kovalenko et al., 2004; Ярмолюк и др., 1999; Козаков и др., 2013, 2014, 2017б).

О возможной связи источников метатерригенных пород тацаингольского комплекса с раннедокембрийскими породами Байдарикского и Тарбагатайского террейнов может косвенно свидетельствовать пространственное положение Южно-Хангайского метаморфического пояса. В современной структуре он расположен между этими блоками, и до начала формирования палеоокеанического бас-

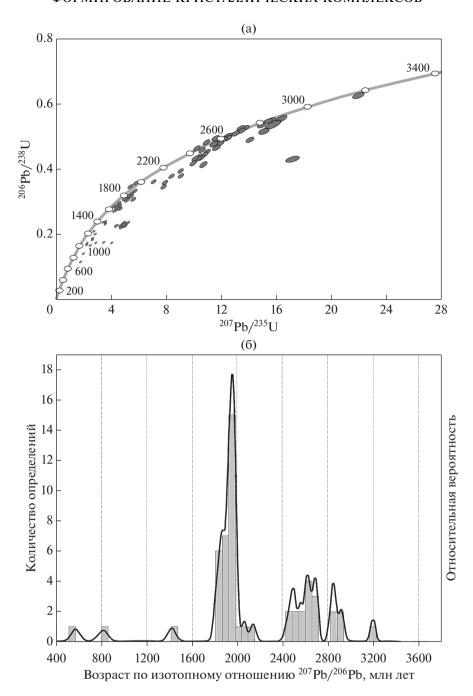


Рис. 4. (а) Диаграмма с конкордией для детритовых цирконов из биотитовых гнейсов (проба 8162) и (б) график плотности вероятности распределения возрастов по изотопному отношению 207 Pb/ 206 Pb для этих цирконов.

сейна Баян-Хонгорской зоны (660—670 млн лет) среди источников терригенных пород тацаингольского комплекса могли быть продукты размыва раннедокембрийских блоков этих террейнов и/или толщ их пассивной окраины. Цирконы из двупироксеновых кристаллических сланцев байдарагинского комплекса Байдарикского террейна имеют значения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-возраста около 2.8—2.9, 2.6—2.7 и 2.55—2.50 млрд лет, а цирконы из тоналитовых гнейсов — 2.65 млрд лет; в бумбугерском ком-

плексе ядра детритовых цирконов имеют оценки возраста в интервале 2.6-2.5 млрд лет; для палеопротерозойских син- и постметаморфических гранитоидов Байдарикского террейна установлены значения возрастов 2364 ± 6 , 2308 ± 4 , $1854\pm5-1851\pm7$ и 1825 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2005, 2007; Kröner et al., 2017). Значения Nd-модельных возрастов пород байдарагинского и бумбугерского комплексов составляют 3.1-3.3 млрд лет при $\varepsilon_{Nd}(t)=-2.4...-3.2$ (Козаков и др., 1997). В раннедокембрийских по-

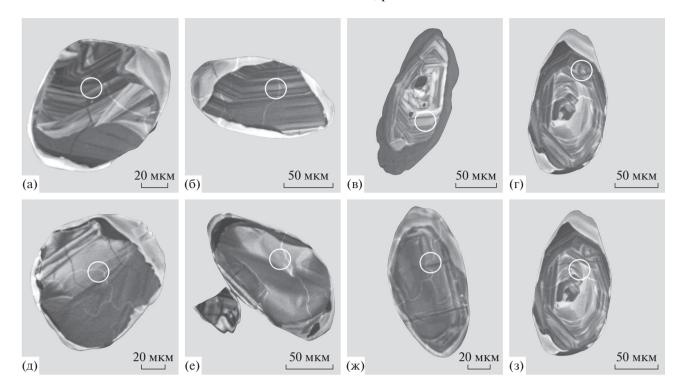


Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из пробы 8162. (a)—(г) — возрастной интервал 1.8—2.0 млрд лет; (д)—(ж) — возрастной интервал 2.4—2.9 млрд лет.

родах идерского комплекса Тарбагатайского террейна значения $t_{Nd(DM)}$ равны 3.0—2.9 млрд лет при $\varepsilon_{\rm Nd}$ (t) = -2.1...+1.2 (Козаков и др., 2011; Kröner et al., 2015). В гнейсах же тапаингольского комплекса преобладают палеопротерозойские значения Nd-модельных возрастов в интервале 2.0-2.3 млрд лет при $\varepsilon_{Nd}(t) = -2.8...-1.0$. Следовательно, раннедокембрийские кристаллические комплексы не могут рассматриваться как основные источники метатерригенных пород тацаингольского комплекса. Sm-Nd изотопные и геохимические данные дают основание полагать, что в источниках присутствовали как продукты размыва пород древних кратонов, так и фрагменты неопротерозойской континентальной коры переходного типа, формирование которой, в свою очередь, также связано с источниками раннедокембрийского и неопротерозойского возрастов (Козаков и др., 2013, 2014, 2015; Ковач и др., 2013, 2019а). Таким образом, источниками протолита метатерригенных пород тацаингольского комплекса являлись комплексы ранне- и позднедокембрийского возраста.

В этот период источниками неопротерозойского возраста могли быть породы континентальной коры Дзабханского, Сонгинского и Тарбагатайского террейнов и/или их аналоги. Так, в Эрдене-Хаирханском блоке Дзабханского террейна возрасты детритовых цирконов из гравелитов находятся в интервалах 1.0—0.9, 1.45—1.4, 2.0—2.10, 2.20—2.22, 2.39—2.54, 2.57—2.63 и 2.71—2.78 млрд лет;

в Сонгинском террейне конкордантные возрасты детритовых цирконов установлены в интервалах 0.80-0.90 млрд лет с максимумом на кривой плотности вероятности 0.83 и 2.10-2.50 млрд лет (Ковач и др., 2019а, 2019б). В Дзабханском террейне также представлены комплексы пород островодужной вулканоплутонической ассоциации Хараулинского блока раннего неопротерозоя с возрастами в интервале 0.96-0.93 млн лет (U-Pb SIMS; Козаков и др., 2016, 2017а). Со смешением раннедокембрийских и ранненеопротерозойских (коровых и ювенильных) источников при формировании протолитов метатерригеных пород тацаингольского комплекса могут быть связаны промежуточные значения (2.0-2.3 млрд лет) Nd-модельного возраста последних.

Масштабное присутствие новообразованной континентальной коры раннего неопротерозоя, как одного из источников терригенных пород Центральной Азии, находит подтверждение в многочисленных данных о возрасте детритовых цирконов (Козаков и др., 2005; Демонтерова и др., 2011; Коvach et al., 2013; Ковач и др., 20196; Rojas-Agramonte et al., 2014; Резницкий и др., 2015, 2018; Летникова и др., 2016, 2017; Школьник и др., 2016).

Следует подчеркнуть, что в породах раннедокембрийского фундамента Байдарикского блока, расположенного (в современной структуре) вдоль южного обрамления Южно-Хангайского метаморфического пояса, не проявлены процессы наложен-

ного метаморфизма, синколлизионного и/или надсубдукционного магматизма эдиакария. Исходя из этого, можно предположить, что накопление терригенных пород тацаингольского комплекса происходило на пассивной окраине в условиях глубокого шельфа раннедокембрийского блока Байдарикского террейна (или его аналога), который был расположен за пределами области развития процессов конвергенции. При этом в палеоокеанической области можно предполагать присутствие блоков континентальной и/или ювенильной коры раннего неопротерозоя, с чем связано формирование протолитов терригенных пород с более молодыми значениями Nd-модельного возраста (~2.2— 1.9 млрд лет), которые не характерны для пород раннедокембрийских блоков Центральной Азии.

Во время позднего эпизода метаморфизма (550-540 млн лет) породы островодужной вулканоплутонической ассоциации и метатерригенной толщи были сочленены. Наложенный метаморфизм в юго-восточной части Южно-Хангайского метаморфического пояса в этом интервале коррелируется с внедрением Шаргынгольского габбро-диоритплагиогранитового массива (547 \pm 2 млн лет). Его геохимические и Nd-изотопные характеристики свидетельствуют о формировании магм в обстановке энсиалической вулканической дуги (Козаков и др., 2012). Нижнюю возрастную границу проявления метаморфизма, с которым связана переработка пород островодужной ассоциации тацаингольского комплекса, определяют габброиды с возрастом 603 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2015).

Источниками ювенильного материала позднего неопротерозоя могли быть породы океанических лавовых плато или островов Баян-Хонгорской зоны (665 ± 15 млн лет; Ковач и др., 2005) и зон спрединга, сформированных в интервале 655-636 млн лет; последние представлены габбро и плагиогранитами с возрастами 647 ± 7 и 636 ± 6 млн лет соответственно (SIMS; Jian et al., 2010). Верхняя граница проявления островодужного магматизма в офиолитовом комплексе Баян-Хонгорской зоны определяется возрастом расслоенного габбро Ханулинского массива — 577 ± 2 млн лет (Терентьева и др., 2010).

Островодужная вулканоплутоническая ассоциация тацаингольского комплекса по геохимическим и Sm—Nd изотопным характеристикам может рассматриваться как фрагмент вулканической дуги (Козаков и др., 2015), породы которой были вовлечены в процессы регионального метаморфизма только позднего эпизода в интервале 550—540 млн лет.

Характерной особенностью развития Южно-Хангайского метаморфического пояса, как отмечалось, является проявление двух эпизодов регионального метаморфизма только в Тацаингольском блоке юго-восточной части пояса (Козаков и др., 2012, 2015). В северо-западном направлении на продолжении пояса в гранат-кианит-ставролит-биотитовых гнейсах долины рек Туин-гол и Ульдзит-гол наложенный метаморфизм не проявлен. Завершение метаморфизма повышенного давления и связанных с ним деформаций в метатерригенной толще фиксируют граниты с возрастом 571 ± 9 млн лет (Козаков и др., 2015).

В период завершения процессов раннего эпизода метаморфизма Южно-Хангайского метаморфического пояса происходило образование эдиакарораннепалеозойских палеоокеанических бассейнов, вулканических островов, островных дуг эдиакария, которые представлены в Агардаг-Эрзинской, Озерной, Дарибской и Хантайширской зонах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные к настоящему времени результаты геохронологических, Sm—Nd изотопных и геохимических исследований показывают, что в Таца-ингольском блоке юго-восточной части Южно-Хангайского метаморфического пояса представлены породные ассоциации различного возраста и происхождения.

Преобладающие значения возраста детритовых цирконов метатерригенных пород тацаингольского комплекса распределились в интервалах 1.8-2.1 и 2.4-2.9 млрд лет. Следовательно, для исследованных биотитовых гнейсов основным источником могли быть породы раннего докембрия. Однако установленные значения Nd-модельного возраста (2.0-2.3 млрд лет) значимо отличаются от известных в раннедокембрийских породах раннекаледонского обрамления Сибирской платформы: 3.1—3.0 и 3.0—2.9 млрд лет в Байдарикском и Tapбагатайском террейнах соответственно. Это позволило сделать заключение, что в источниках метатерригенных пород тацаингольского комплекса в разных пропорциях присутствуют продукты размыва пород как древних кратонов, так и позднедокембрийской континентальной коры (Козаков и др., 2013, 2014, 2015; Ковач и др., 2013), а также ювенильного материала палеоокеанических и островодужных комплексов. Надо также отметить, что в раннедокембрийском блоке Байдарикского террейна в архейском байдарагинском комплексе наиболее древние цирконы имеют возраст не более 2700 млн лет (Козаков и др., 2007), в идерском комплексе Тарбагатайского террейна — 2500 млн лет (Kröner et al., 2015). Исходя из этого, рассмотрение раннедокембрийских пород именно этих террейнов как источников протолитов метатерригенных пород, несмотря на их относительно близкое положение в современной структуре, остается под вопросом.

Породы островодужной ассоциации тацаингольского комплекса и прорывающие их габброиды с возрастом 603 ± 3 млн лет, по-видимому, были

сформированы в Баянхонгорском палеоокеаническом бассейне, затем в интервале около 575—555 млн лет были сочленены с уже метаморфизованными породами Южно-Хангайского метаморфического пояса и затем повторно совместно с ними метаморфизованы в интервале 550—540 млн лет.

Метаморфизм позднего эпизода не был проявлен в северо-западной части Южно-Хангайского метаморфического пояса, что указывает на пространственное разобщение этой части пояса и Тацаингольского блока в этот период. Южно-Хангайский метаморфический пояс расположен в зоне сочленения раннедокембрийского блока Байдарикского террейна и офиолитов Баян-Хонгорской зоны (Козаков и др., 2012, 2015). При этом как в кристаллических породах раннедокембрийского блока, так и в офиолитах не фиксируется проявления наложенных структурно-метаморфических преобразований и/или коллизионного гранитоидного магматизма. Можно полагать, что их положение в современной структуре обусловлено более поздними сдвиговыми деформациями, как это показано для обрамления Сибирской платформы (Метелкин, 2012). С ними может быть связано сочленение пород различного возраста и происхождения — формирование меланжа (Jian et al., 2010), происходившее после завершения процессов регионального метаморфизма и, соответственно, не сопровождашееся структурной переработкой более древних пород.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00297), РНФ (проект № 18-17-00229) и в рамках темы НИР FMNU-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U—Рь геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов (Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2—4 июня 2009 г., Санкт-Петербург), Т. 1. СПб: ИП Каталкина, 2009. С. 34—35.

Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Резницкий Л.З., Летников Ф.А., Прошенкин А.И., Караковский Е.А., Костицын Б. А., Иванов Ал.В. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U−Pb-датирования цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599—604.

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Хунг Ц-Х., С-Л. Чунг, Иизука Йо., Ванг К-Л. История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U—Рb-датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии

(Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358—362.

Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Лю D., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229—234.

Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Терентьева Л.Б. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: П. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 451—469.

Ковач В.П., Козаков И.К., Ван К.Л., Плоткина Ю.В., Ли Х.Я., Чун С.Л. Возраст и источники терригенных пород базальной пачки цаганоломской свиты Дзабханского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс: результаты U—Th—Pb геохронологических, Lu—Hf и Sm—Nd изотопных исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 5. С. 63—81.

Ковач П.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Wang К.L., Толмачева Е.В., Chung S.-L., Lee Н.-Ү. Возраст и источники сноса метатерригенных пород Дзабханского и Сонгинского террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия "Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика". СПб.: ИГГД РАН, Свое издательство, 2019б. С. 96—97.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б. Сальникова Е.Б. Sm—Nd изотопные провинции Центральной Азии // Докл. АН. 1996а. Т. 348. № 2. С. 220—222.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm—Nd изотопные данные // Геохимия. 1996б. № 8. С. 699—712.

Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240—248.

Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 3—25.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Вендский метаморфизм в аккреционно-коллизионной структуре Центральной Азии // Докл. АН. 2006. Т. 407. № 1. С. 68—74.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3—24.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыскова Т.А., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14—39.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445—464.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Азимов П.Я., Анисимова И.В., Лебедев В.И., Энжин Г., Эрдэнэжаргал Ч., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Конвергентные границы и связанные с ними магматические и метаморфические комплексы в структуре каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 2012. № 1. С. 19—41.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: І. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227—246.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лыхин Д.А., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516—545.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Эрдэнэжаргал Ч. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23 № 4. С. 339—362.

Козаков И.К., Крёнер А., Ковач В.П. Ранненеопротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения. Материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТ и Г ДВО РАН, 2016. С. 35—38.

Козаков И.К., Кгöner А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойский этап (~960—930 млн лет) в формировании островодужного комплекса фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию акад. Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017а. С. 181—184.

Козаков И.К. Кузнецов, А.Б. Эрдэнэжаргал Ч., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Федосеенко А.М. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 20176. Т. 25. № 5. С. 3—16.

Костицын Ю.А., Аносова М.О. U-Рь возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте

Камчатки — применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // Геохимия. 2013. № 2. С. 171—179.

Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Летников Ф.А., Ветрова Н.И., Школьник С.И., Костицын Ю.А., Караковский Е.А., Резницкий Л.З., Каныгина Н.А. Осадочные комплексы чехла Дзабханского микроконтинента: различные бассейны седиментации и источники сноса // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 5. С. 570—574.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 460 с.

Резницкий Л.З., Демонтёрова Е.И., Бараш И.Г., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л. Нижний возрастной предел и источники метатерригенных пород аллохтона Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 6. С. 691—695.

Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U—Th—Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 3—29.

Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в развитии Баянхонгорской зоны ранних каледонид Центральной Азии (по результатам геологических и геохронологических исследований габброидов Ханулинского массива) // Докл. АН. 2010. Т. 433. № 2. С. 237—243.

Школьник С.И., Станевич А.М., Резницкий Л.З., Савельева В.Б. Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U−Pb LA-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 23–43.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3—20.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.

Bold U., James L. Crowley Ja.L., Smith E.F., Sambuu O., Macdonald F.A. Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // Lithosphere. 2016. V. 8(6). P. 729–750.

Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A, Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 200–227.

Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.

Jian P., Kröner A., Wyndley B.F., Shi Yu., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon age of the Bayankhongor ophiolite melange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precambrian Res. 2010. V. 177. P. 162–180.

Kovach V.P., Matukov D.L., Berezhnaya N.G. Kotov A.B., Levitsky V.I., Reznitsky L.Z., Barash I.G., Kozakov I.K., Sergeev S.A. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalites — find early precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // 32th IGC — Florence. Session: "T31.01 — Tectonics of Precambrian mobile belts". Abstract. 2004.

Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S-L. Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: implication for continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 18–36.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of continental crust

in the Cetral Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605–627.

Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kirnozova T.I, Azimov P.Ya., Wong J., Geng H.Y. Zircon ages and Nd—Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: a cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 1392—1406.

Kröner A., Kovach V., Kozakov I., Aranovich L., Xiea H., Kirnozova T., Fugzan M., Serebryakov N., Wang K.-L., Lee H.-Ya. Granulites and Palaeoproterozoic lower crust of the Baidarik Block, Central Asian Orogenic Belt of NW Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145. Pt. B. P. 393—407.

Rojas-Agramonte Ya., Kröner A., Alexeiev D., Jeffreys T. Khudoley A.K., Wong J., Hongyan G., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.

Van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe // Proc. 9th V.M. Goldschmidt Conference. Cambridge, Massachusetts, 1999. P. 305.

Рецензенты В.П. Ковач, Н.Б. Кузнецов, А.Б. Котов

Crystal Complexes Formation of the Tatsaingol Block of the Neoproterozoic South Khangai Metamorphic Belt, Central Asian Orogenic Belt

I. K. Kozakov^{a, #}, M. O. Anosova^b, T. I. Kirnozova^b, and Yu. V. Plotkina^a

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia ^bVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia #e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

The results of geochronological studies of detritus zircons (LA-ICP-MS) of the Tatsaingol block in the southeastern part of the Neoproterozoic South Khangai metamorphic belt are presented. Two strata are distinguished as a part of Tatsain complex of this block: metaterrigenous rocks and schists (metavulcanites). The manifestation of polymetamorphism processes was established in metaterrigenous rocks. The end of the early metamorphism episode in these rocks is determined by pegmatoid granites with ages of 561 ± 12 and 562 ± 2 Ma and granite dikes with an age of 571 ± 9 Ma; the time of manifestation of the late metamorphism episode is estimated in the range of 550-540 Ma. In metavulcanites of the island arc association, the lower limit of metamorphism was not established. The late episode (550-540 Ma) is shown in both strata. The results of studies of detritus zircons of biotite gneiss indicate the predominance of Paleoproterozoic and Neoarchean rocks in their sources (1.8-2.1 and 2.4-2.9 Ga, respectively). The rocks of the island arc association of Tatsain complex can be viewed as a fragment Bayan-Khongor ophiolite belt, which became a part of the South Khangai metamorphic belt during accretion-collision process. The metamorphism of the late episode was not shown in the central and northwestern parts of the South-Khangai metamorphic belt, which indicates the spatial separation of this part of the belt and the Tatsaingol block in this period.

Keywords: Central Asian orogenic belt, South Khangai metamorphic belt, geochronology, detritus zircons, Neoproterozoic, Paleoproterozoic, Archean

УДК 563.12:551.41/42

КОМПЛЕКС ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ПРИМИТИВНЫХ ПАРАТУРАММИНИД (FORAMINIFERA) ИЗ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА, ВОСТОЧНАЯ АРКТИКА

© 2021 г. Т. Н. Исакова*

Геологический институт РАН, Москва, Россия *e-mail: isakova@ginras.ru
Поступила в редакцию 12.03.2020 г.
После доработки 28.05.2020 г.
Принята к публикации 16.06.2020 г.

Представлены результаты палеонтолого-стратиграфического изучения комплекса палеозойских примитивных известковых фораминифер из центральной части поднятия Менделеева (Восточная Арктика), позволяющие уточнить и скорректировать возраст толщ, содержащих эти органические остатки. Показано, что наиболее стратиграфически информативными в составе комплекса являются Parathurammina (s.l.). Примитивные фораминиферы, зафиксированные в образце 1601/8с из карбонатных отложений центральной части поднятия Менделеева, свидетельствуют о раннефаменском времени образования этих отложений.

Ключевые слова: девонский ярус, микрофауна, примитивные фораминиферы, биостратиграфия,

поднятие Менделеева, Восточная Арктика

DOI: 10.31857/S0869592X21010245

ВВЕДЕНИЕ

Изучение Арктики и северных регионов России остается актуальным направлением современных исследований. В 2014 и 2016 гг. Геологогеофизическая служба Геологического института РАН, Главное управление глубоководных исследований МО России и Геологический институт РАН организовали две экспедиции на поднятие Менделеева в Северном Ледовитом океане. В ходе экспедиций была отобрана серия образцов осадочных пород непосредственно из уступов, сложенных коренными породами. Опробование обнажений коренных выходов пород манипуляторами научно-исследовательской подводной лодки проводилось в юго-западной, центральной и северной частях поднятия (Сколотнев и др., 2017, 2019). В карбонатных породах — доломитах и известняках — обнаружены различные органические остатки: палинологические, а также остатки морских иглокожих (криноидеи, голотурии), брахиопод, мшанок, сколекодонтов, лингул, спикулы губок, остатки конодонтов и раковины палеозойских примитивных известковых фораминифер (Skolotnev et al., 2019). Ранее проведенные исследования органических остатков донно-каменного материала, полученного драгированием (Кабаньков и др., 2004; Морозов и др., 2013), показали наличие в разрезе поднятия Менделеева отложений в диапазоне от верхнего силура до девона и от среднего карбона до нижней перми (Kossovaya et al., 2016, 2018). Новые, полученные в 2014 и 2016 гг. находки флористических остатков, остатков макрофауны и микрофауны в осадочных отложениях коренных выходов карбонатных пород поднятия Менделеева позволяют уточнить и скорректировать возраст толщ, содержащих эти органические остатки. Особый интерес представляет изучение комплекса примитивных известковых фораминифер, имевших широкий ареал распространения в палеозойское время.

МАТЕРИАЛ

Палеозойские примитивные известковые фораминиферы — это морская группа одноклеточных микроорганизмов, имеющих однокамерную или многокамерную раковину с секреционной микрогранулярной структурой известковой стенки. Расцвет этой группы приходится на девонский период и раннекаменноугольную эпоху (Раузер-Черноусова и др., 1959). Отдельные представители известны от ордовика до перми включительно (Loeblich, Таррап, 1987; Справочник..., 1993). Не исключена вероятность появления паратурамминид начиная с кембрия (Сабиров, 2017).

В настоящей публикации приводятся результаты палеонтолого-стратиграфического изуче-

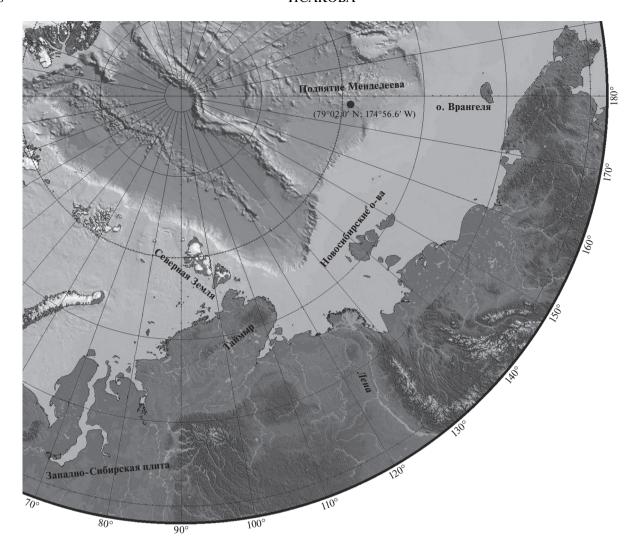


Рис. 1. Местонахождение образца 1601/8с на поднятии Менделеева.

ния комплекса примитивных известковых фораминифер из центральной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан). Были исследованы 48 петрографических шлифов из 12 образцов. Комплекс примитивных известковых фораминифер был обнаружен только в одном образце (1601/8с) карбонатной породы, взятой в точке с координатами 79°02.0′ с.ш., 174°56.6′ з.д. на глубине 2240 м (рис. 1) в центральной части (полигон 3) поднятия Менделеева (Skolotnev et al., 2019). В остальных образцах фиксировались перекристаллизованные остатки плохой сохранности разрозненных створок остракод, реже брахиопод и иглокожих. Образец 1601/8с представлен сгустковым известняком с многочисленными остатками раковин известковых примитивных фораминифер, коллекция которых получена по результатам изучения 30 петрографических шлифов.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА ПРИМИТИВНЫХ ИЗВЕСТКОВЫХ ФОРАМИНИФЕР ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКА

По своим морфологическим признакам группа известковых фораминифер поднятия Менделеева относится к Parathuramminidae E. Bykova, 1955. Согласно общепризнанной точке зрения, паратурамминиды включены в подкласс Foraminifera. Тем не менее существуют и несколько альтернативных точек зрения на природу этих микроорганизмов. Исходя из относительной морфологической схожести примитивных фораминифер и радиолярий, отмеченной еще Е.В. Быковой (Быкова, Поленова, 1955), отечественные исследователи (Вишневская, Седаева, 2002а, 2002б; Афанасьева, Амон, 2010, 2012) обосновывают наличие внутренней сферы в раковинах некоторых пара-

| Отряд | Parathuramminida | | | | | | | | | | |
|--------------|--|---------------|-------------------|--------------|------------------------------|--------------|--|--|--|--|--|
| Надсемейство | Parathurammir | nacea | Ar | _ | | | | | | | |
| Семейство | Parathuramminidae | Uralinellidae | Archaesphaeridae | Bisphaeridae | Cribrosphaeroididae | Caligellidae | | | | | |
| Род | Parathurammina Parathuramminites Salpingothurammina Tchuvashovella Kukhistanella | Uralinella | Neoarchaersphaera | Bisphaera | Cribrosphaeroides Auroria | Caligella | | | | | |

Таблица 1. Систематический состав комплекса примитивных фораминифер поднятия Менделеева

тураммин. На основании этого выдвигается необходимость ревизии представителей так называемых кальцисфер и примитивных фораминифер многих родов с целью включения их в "класс Radiolaria Müller, 1858, надотряд Polycystina Ehrenberg, 1838, отряд Spumellaria Ehrenberg, 1875, подотряд Sphaerellaria Haeckel, 1881, надсемейство Entactinioidea Riedel, 1967" (Вишневская, Седаева, 2002a, с. 23), при этом некоторые виды родов Archaesphaera, Parathurammina, Bisphaera предлагается перевести "в состав родов Astroentactinia, Borisella, Trochodiscus" (Афанасьева, Амон, 2012, с. 55). Другую гипотезу выдвигают некоторые зарубежные исследователи. По их мнению, микроорганизмы. относимые к кальцисферам и паратурамминидам, являются водорослями (Kasmierczak, 1976: Mamet, 1973).

Систематика примитивных известковых фораминифер значительно менялась по мере накопления данных об их разнообразии и стратиграфическом распространении. Разные исследователи предполагали таксономический ранг примитивных известковых фораминифер от надсемейства Parathuramminidea E. Bykova, 1955 (Основы..., 1959) или Parathuramminacea E. Bykova, 1955 (Loeblich, Tappan, 1961, 1987) до отряда Parathuramminida Mikhalevich, 1980 (Михалевич, 1980) и надотряда Parathuramminoida Mikhalevich, 1980 (Справочник..., 1993; Сабиров, 2017). Вопросами систематики и таксономии паратурамминид занимались многие отечественные (Быкова, 1959; Юферев, 1961; Пронина, Чувашов, 1965; Антропов, 1970; Поярков, 1979; Сабиров, 1987; Задорожный, 1987 и многие др.) и зарубежные исследователи (Loeblich, Tappan, 1987; Kalvoda, 2002; Vachard et al., 2010 и др.). Достаточно подробно история развития взглядов на оценку таксономических признаков, филогению и принципы систематики примитивных известковых фораминифер освещалась В.М. Задорожным (1987) и А.А. Сабировым (2017). В настоящей публикации состав комплекса примитивных известковых фораминифер поднятия Менделеева дается в систематике, предложенной А.А. Сабировым (2017). Согласно ей, примитивные известковые фораминиферы поднятия Менделеева относятся в основном к отряду Parathuramminida

Mikhalevich, 1980, включающему два надсемейства — Parathuramminacea E. Bykova, 1955 и Archaesphaeracea Antropov, 1979, emend. Sabirov, 1987 (табл. 1). В состав комплекса входят представители как надсемейства Parathuramminacea – Parathurammina ex gr. dagmarae Sul., Parathurammina aff. breviradiosa Reitl., Parathuramminites aff. cushmani (Sul.), Parathuramminites subrus Anfim., Kukhistanella praemikhnoae (Sab.), Salpingothurammina tuberculata (Lip.), Tchuvashovella cf. karamazarica (Sab.), Tchuvashovella postsubvasta (Sab.), Uralinella angusta Sab., так и надсемейства Archaesphaeracea — Bisphaera malevkensis Bir. (aff. malevkensis?), Cribrosphaeroides sp., Auroria sp., Neoarchaesphaera sp. (табл. I, табл. II). Комплекс дополняет Caligella sp. (ex gr. gracilis Reitl.) (табл. II, фиг. 14). Род Caligella Antropov, 1950 включен в состав самостоятельного отряда Earlandiida Cummings, 1955 (Сабиров, 2017). На родовом уровне присутствие вышеперечисленных таксонов значительно различается визуально по числу сечений раковин на площадь шлифа. Во всех шлифах численно доминируют раковины фораминифер рода Neoarchaesphaera A. Miklukho-Maclay, 1963. Раковины Parathuramminites, Salpingothurammina, Tchuvashovella присутствуют практически во всех шлифах, но в значительно меньшем количестве. Более редки в комплексе Bisphaera Birina, 1948, 1952, Auroria Pojarkov, 1969, Cribrosphaeroides Reitlinger, 1959, Uralinella E. Bykova, Caligella Antropov, 1950. Два последних рода представлены единичными находками. Одна-две раковины этих фораминифер присутствуют не более чем в двух шлифах.

Таким образом, комплекс примитивных фораминифер поднятия Менделеева объединяет одиннадцать родов двух отрядов, относящихся к двум надсемействам и шести семействам (табл. 1). Наиболее разнообразно (шесть родов) представлено семейство Parathuramminidae E. Bykova, 1955 emend. Sabirov, 1987. Следует указать, что семейство Parathuramminidae объединяет роды, выделенные частично из состава ранее единого рода Parathurammina (s.l.). Семейство Cribrisphaeroididae Sabirov, 1984 представлено родами Cribrosphaeroides Reitlenger, 1959 и Auroria Pojarkov, 1969. Менее разнообразно, единичными таксонами,

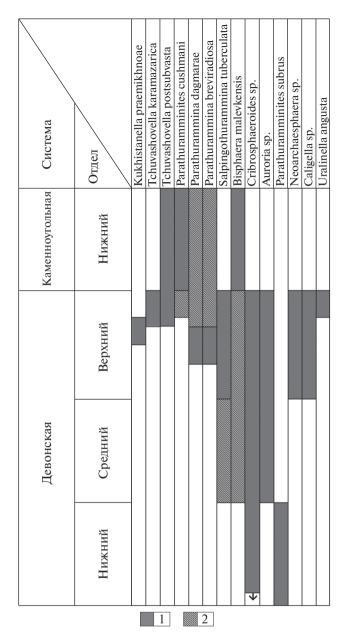


Рис. 2. Стратиграфическое распространение таксонов примитивных известковых фораминифер комплекса поднятия Менделеева.

1 — интервал наиболее частого присутствия таксона,

представлены в комплексе другие семейства — Uralinellidae Tchuvashov, Juferev et Zadorozhnyi, 1984 emend. Sabirov, 1987, Archaesphaeridae Antropov, 1979, emend. Sabirov, 1987, Bisphaeridae Sabirov, 1987 и

Caligellidae Reitlenger, 1959. Следовательно, основу рассматриваемого комплекса составляют виды рода паратураммина в его широком понимании.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

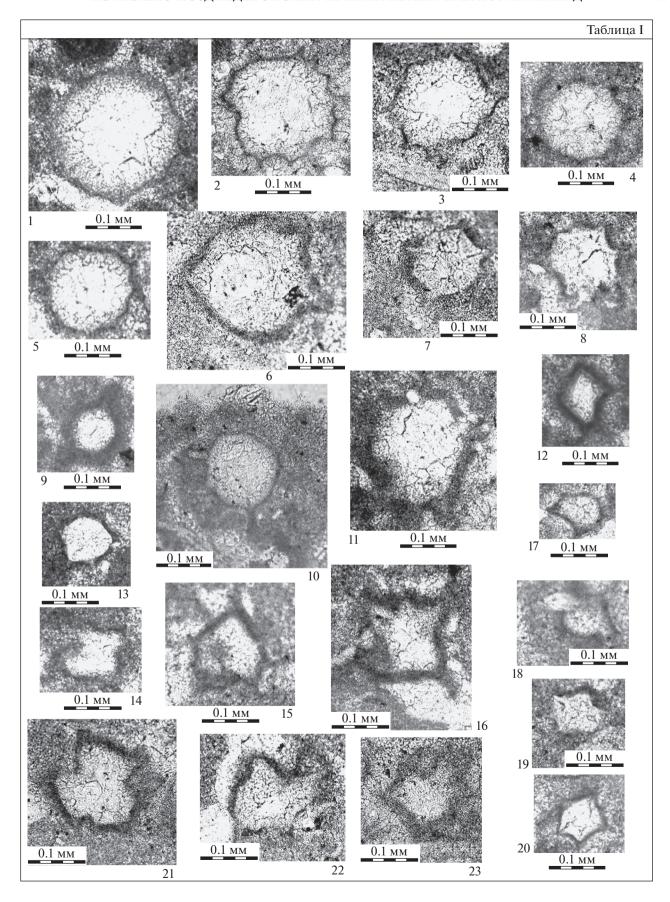
Рассматриваемая ассоциация паратурамминид имеет важное значение для определения стратиграфического положения и геологического возраста толщи, содержащей подобное сообщество. Анализ стратиграфического распространения родовых и видовых таксонов комплекса образца 1601/8c, а также их ареала распространения показывает следующее (рис. 2).

Семейство Parathuramminidae E. Bykova, 1955 emend. Sabirov, 1987 или род Parathurammina Suleimanov, 1945 s.l. распространен от верхнего силура до нижнего карбона во многих регионах Евразии (Loeblich, Tappan, 1987), а также на Арктической Аляске (Armstrong, Mamet, 1977). Типовой вид рода – Parathurammina dagmarae Suleiтапоу, 1945 описан из нижнекаменноугольных отложений Южного Урала (Сулейманов, 1945). Наиболее частое присутствие вида установлено в позднем девоне: в верхах франского-низах фаменского ярусов (Чувашов, 1965; Задорожный, 1987; Сабиров, 2017). Аналогичное распространение имеет Parathurammina breviradiosa Reitl. Относящиеся к этому семейству Parathuramminites Antropov, 1970, emend. Sabirov, 2017, Salpingothurammina Pojarkov, 1961, Tchuvashovella Sabirov, 2014 известны с ордовика до нижнего карбона, а род Kukhistanella Sabirov, 2012 с типовым видом Kukhistanella mikhnoae (=Parathuramminites (?) mikhnoae) Sabirov распространен в основном в фаменском ярусе верхнего девона и низах нижнего карбона Таджикистана (Сабиров, 2017). Kukhistanella praemikhnoae (Sab.), входящий в состав комплекса примитивных фораминифер поднятия Менделеева, характерен для нижнефаменских отложений Средней Азии. Типовой вид рода Parathuramminites – Parathuramminites (=Parathurammina) cushmani Suleimanov, 1945 описан из турнейского яруса нижнего карбона Башкирии (Сулейманов, 1945). Parathuramminites subrus Anfimov, определенный в комплексе поднятия Менделеева, впервые был указан из нижнедевонских отложений восточного склона Северного Урала. Типовой вид рода Salpingothurammina Pojarkov, 1961 — Salpingothurammina (=Parathurammina) tuberculata Lipina, 1950 из фаменских отложений

Таблица І. Фораминиферы из образца 1601/8с. Коллекция № 4917 ГИН РАН.

^{2 —} возможное стратиграфическое распространение.

^{1–4 —} Paraturammina ex gr. dagmarae Suleimanov; 5 — Paraturammina aff. breviradiosa Reitlinger; 6 — Paraturammina ex gr. dagmarae Suleimanov; 7, 8 — Paraturammina (Astroparathurammina) sp. (ex gr. pojarkovi Zadorozhnyi et Juferev); 9 — Parathuramminites subrus Anfimov; 10 — Parathuramminites sp.; 11 — Parathuramminites aff. cushmani (Suleimanov); 12 — Tchuvashovella aff. tchuvashovi (Sabirov); 13 — Tchuvashovella cf. karamazarica (Sabirov); 14–16 — Tchuvashovella postsubvasta (Sabirov); 17–20 — Kukhistanella praemikhnoae (Sabirov); 21–23 — Tchuvashovella aff. postsubvasta (Sabirov).

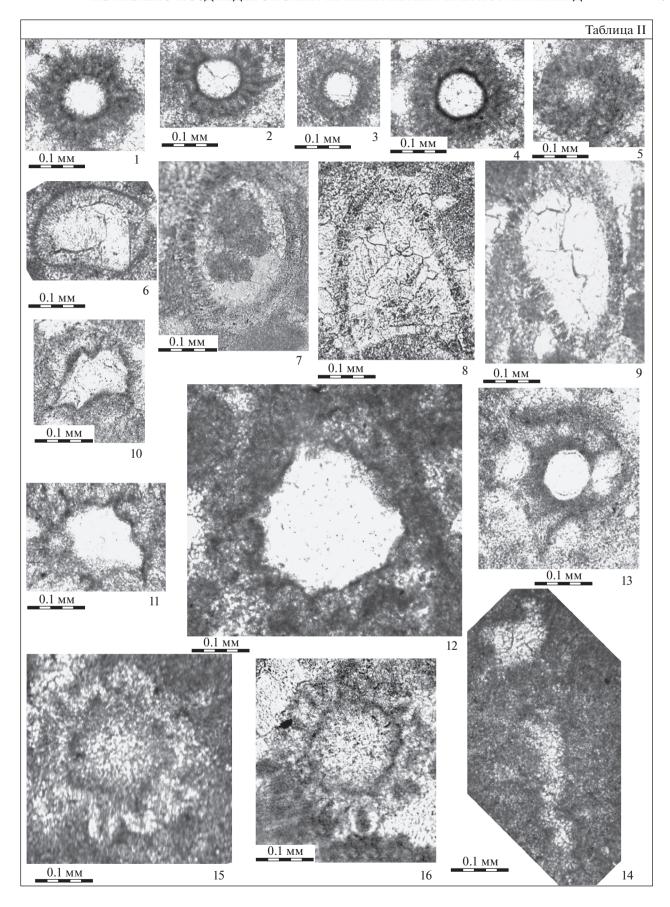


Восточно-Европейской платформы имеет широкое распространение в девонских отложениях Западно-Сибирской плиты и восточного склона Урала (Задорожный, 1987) и отмечается во франских-нижнефаменских отложениях Таджикистана (Сабиров, 2017). Последний представитель семейства Parathuramminidae, определенный в составе комплекса поднятия Менделеева, – род Tchuvashovella Sabirov, 2014 с типовым видом Parathurammina tchuvashevi Sabirov, 2007 из верхнефаменских и нижнетурнейских отложений Таджикистана. В рассматриваемом комплексе определены Tchuvashovella cf. karamazarica (Sab.), Tchuvashovella postsubvasta (Sab.). Первый имеет узкий интервал распространения - верхнефаменский подъярус, тогда как второй характерен и для верхнефаменского подъяруса верхнего девона, и для нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона Тянь-Шаня (Сабиров, 2017). Таким образом, постоянное присутствие вышеперечисленных таксонов семейства Parathuramminidae характерно как для позднедевонских, так и для раннекаменноугольных отложений.

Семейство Cribrisphaeroididae Sabirov, 1984 представлено родами Cribrosphaeroides Reitlenger, 1959 и Auroria Pojarkov, 1969. Первый распространен от силура до нижнего карбона (Сабиров, 2017), тогда как второй таксон характерен для средне-верхнедевонских отложений (Loeblich, Tappan, 1987). Семейства Uralinellidae Tchuvashov, Juferev et Zadorozhnyi, 1984 emend. Sabirov, 1987, Archaesphaeridae Antropov, 1979, emend Sabirov, 1987, Bisphaeridae Sabirov, 1987 и Caligellidae Reitlenger, 1959 представлены в составе комплекса единичными таксонами. К семейству Uralinellidae относится род Uralinella E. Bykova, 1952 с типовым видом Uralinella bicamerata E. Bykova, 1952. Типовой вид описан из верхнедевонских (фаменских) отложений Пермской области. В составе рассматриваемого комплекса поднятия Менделеева определен вид Uralinella angusta Sab., распространенный в верхнефаменских отложениях Средней Азии (Сабиров, 2009, 2017). Семейство Archaesphaeridae представлено в комплексе родом Neoarchaesphaera. Виды рода Neoarchaesphaera распространены в отложениях верхнего девона Урала, Западной и Восточной Сибири, Средней Азии (Loeblich, Tappan, 1987; Сабиров, 2017). Семейство Bisphaeridae в составе рассматриваемого комплекса представлено типовым видом рода Bisphaera Birina. 1948 — Bisphaera malevkensis Bir. Этот таксон впервые был описан из турнейских отложений нижнего карбона Подмосковья (Бирина, 1948). В Средней Азии на Тянь-Шане этот вид также широко распространен в низах турнейского яруса нижнего карбона (Дженчураева и др., 2013). Отмечается его присутствие в нижнетурнейских отложениях нижнего карбона Памира (Сабиров, 2009). Стратиграфическое распространение вида захватывает и более древние отложения. В Западной Сибири его присутствие установлено в среднем и позднем девоне (Задорожный, 1987). Последнее в составе комплекса семейство Caligellidae представлено родом Caligella (Caligella sp.). Род Caligella Antropov, 1950 имеет широкое географическое распространение в отложениях позднего девона (Loeblich, Tappan, 1987), а его типовой вид Caligella borovkensis Antropov, 1950 описан из фаменского яруса Волго-Уральской области. Из анализа как систематического состава, так и ареала распространения таксонов следует, что в комплексе фораминифер образца 1601/8с присутствует больше половины (около 55%) видов, стратиграфический интервал распространения которых ограничен верхним девоном-турнейским ярусом нижнего карбона: Paraturammina ex gr. dagmarae, Paraturammina aff. breviradiosa, Parathuramminites aff. cushmani, Tchuvashovella postsubvasta, Bisphaera malevkensis, Caligella sp. (ex gr. gracilis). Фиксируется только один вид Parathuramminites subrus (менее 10% от общего видового состава комплекса). имеющий распространение в нижнем девоне. Четыре таксона (около 36%) - Kukhistanella praemikhnoae, Salpingothurammina tuberculata, Tchuvashovella cf. karamazarica, Uralinella angusta — распространены в основном в фаменском ярусе (рис. 2).

Таким образом, фораминиферовый анализ образца 1601/8с карбонатных отложений центральной части (полигон 3) поднятия Менделеева свидетельствует о позднедевонском времени образования этих отложений. Полученный результат несколько корректирует и дополняет данные, зафиксированные по другим группам органических остатков из ряда образцов карбонатной породы полигона 3 (Skolotnev et al., 2019). Анализ конодонтовых ассоциаций указывает на возможность образования известняков этой части поднятия Менделеева в период от раннего силура до раннего девона, тогда как палинологический спектр предполагает позднеордовикский-силурийский возрастной интервал. Известняки, датируемые по палинологическим спектрам как средне-позднедевонские (позднеживетско-раннефранские), были установлены только на полигоне 2 в северной части поднятия Менделеева (Skolotnev et al., 2019). Ранее в центральной части поднятия из точки с координатами 79°04.0′ с.ш., 174°39′ з.д. с глубины от

Таблица II. Фораминиферы и харовые водоросли из образца 1601/8с. Коллекция № 4917 ГИН РАН. 1—5 — Neoarchaesphaera sp.; 6 — Bisphaera malevkensis Birina; 7—9 — Cribrosphaeroides sp.; 10, 11 — Salpingothurammina irregulariformis (Zadorozhnyi et Juferev); 12 — Auroria sp.; 13 — Uralinella angusta Sabirov; 14 — Caligella sp.; 15, 16 — Trochiliscus sp. (?surmilovae Pojarkov).



1900 до 2300 м, что близко к точке взятия анализируемого образца (1601/8c), были драгированы обломки карбонатной породы, содержащие раннесреднедевонские водоросли (Kossovaya et al., 2018).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА ПРИМИТИВНЫХ ФОРАМИНИФЕР ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА

Для выяснения стратиграфического положения комплекса примитивных фораминифер поднятия Менделеева проанализируем известные по литературным источникам комплексы фораминифер из верхнедевонских—нижнекаменноугольных отложений российской Арктики (табл. 2).

Поднятие Менделеева в позднем девоне находилось в близких климатических условиях и в целом развивалось в едином тектоническом стиле со всем Арктическим регионом (Skolotnev et al., 2019; Сколотнев и др., 2019). Недавний обзор (Ershova et al., 2016), базирующийся на ранее опубликованных данных по стратиграфии и палеогеографии осадочных бассейнов Восточной Арктики, включающих Северную Землю, Таймыр, Новосибирские острова, север Сибири, остров Врангеля и Чукотку, показал, что верхнедевонские-нижнекаменноугольные отложения широко распространены в Арктическом регионе. Благодаря ранее проведенным в Арктическом регионе работам отечественных исследователей имеется обширная информация о позднедевонско-раннекаменноугольных фораминиферах осадочных бассейнов Восточной Арктики.

Северная Земля и Таймыр. Сведения о фораминиферах из верхнепалеозойских отложений Таймыра публиковали Г.П. Сосипатрова (1962) и М.Ф. Соловьева (1967, 1972; Соловьева и др., 1978). Наиболее полная фораминиферовая характеристика нижнекаменноугольных отложений Восточного Таймыра была получена при описании опорного разреза нижнего карбона, расположенного в верховьях р. Нюнькараку-Тари (Опорный..., 1972). Для турнейской части разреза указывался только списочный состав, включающий в основном фузулинид, а среди примитивных известковых фораминифер отмечались два вида рода Earlandia – E. elegans (Raus. et Bel.), E. vulgaris (Raus. et Bel.) – и паратурамминиды Suleimanovella (=Parathurammina) suleimanovi (Lip.), Parathuramminites (=Parathurammina) cushmani (Sul.), Spinosella (=Parathurammina) spinosa (Lip.), Bisphaera sp., тогда как из визейской части опорного разреза было описано 44 известных ранее и 4 новых вида фузулинид (Соловьева, 1972). Согласно современным данным (Соболев, 1997), верхнедевонские отложения Таймыра характеризуются фораминиферами франского и фаменского ярусов. В юртарагинской толще Быррангской структурно-фациальной зоны Таймыра присутствуют

(определения М.Ф. Соловьевой): Tikhinella multiformis Lip., T. fringe Byk., Multiseptida corallina Byk., Suleimanovella suleimanovi (Lip.), Bisphaera malevkensis Bir., Eogeinitzina sp., Parathurmmina sp., Septatourneyella sp., в вышележащей таксагербейской толще — Quasiendothyra bella, Q. kobeitusana mirabilis (N. Tsch.), Q. kobeitusana kobeitusana (Raus.), O. ex gr. communis (Raus.). Этот комплекс перекрывают отложения с фораминиферами турнейского яруса: Chernyshinella glomiformis Lip., Chernyshinella sp., Tournayella vulgaris и др. О находке раннекаменноугольных фораминифер Віsphaera malevkensis Bir., Chernyshinella glomiformis (Lip.), Tournayella vulgaris Lip. (определения М.Ф. Соловьевой) в отложениях Горного Таймыра упоминается Н.Н. Соболевым (1999). Сравнение комплекса фораминифер поднятия Менделеева с ассоциациями фораминифер верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Таймыра указывает на их существенное различие. Общими в этих двух регионах являются только Parathuramminites cushmani (Sul.) и Bisphaera malevkensis Bir.

Новосибирские острова. Фораминиферы из верхнего девона и нижнего карбона Новосибирских островов упоминаются в Объяснительной записке к геологической карте СССР масштаба 1: 200000 (Косько и др., 1985). В чекурской свите, которая датируется нерасчлененным фаменскотурнейским интервалом, на о. Котельный отмечается присутствие Parastegnammina sp. в комплексе с харовыми водорослями Quasiumbella nana Reitl., Q. rotunda Byk., Umbella hemisphaerica Pojark., Um. bashkirica Byk., Trochiliscus surmilovae Pojark. Типично турнейские фораминиферы известны в тас-аринской свите, залегающей на чекурской. Фораминиферы представлены видами Neotuberitina maljavkini Mikh., Endothyra aff. latispiralis Lip., Chernyshinella glomiformis Lip., Ch. gelida Durk., Tournella discoidea Dain и др. По данным М.Ф. Соловьевой (1975), турнейские фораминиферы встречены лишь на о. Котельный в отдельных редких выходах и представлены немногочисленными формами. Общих видов примитивных известковых фораминифер с комплексом поднятия Менделеева нет.

Север Сибирской платформы. Девонские и каменноугольные фораминиферы Сибирской платформы являлись объектом изучения многих исследователей. Работы Д.М. Раузер-Черноусовой (1946), О.А. Липиной (1951), Г.П. Сосипатровой (1966), В.А. Платонова (1969), Е.А. Рейтлингер (Меннер, Рейтлингер, 1971), В.М. Задорожного (Задорожный, Юферев, 1981, 1984), Н.М. Заславской (1971), Б.И. Чувашова (Чувашов, Юферев, 1981) показали возможность использования фораминифер для региональной и межрегиональной корреляции удаленных разрезов. О находках фораминифер в девонских отложениях упомина-

Таблица 2. Комплексы фораминифер из верхнедевонских—нижнекаменноугольных отложений Российской Арктики и их стратиграфическое положение

| итрафическое положение | | Поднятие Менделеева | Parathurammina aff. breviradiosa, Parathurammina ex gr. | raginala, Parathuramminites subrus, Salpingothurammina tuberculata, Tchuvashovella cf. karamazarica, Tchuvashovella postsubvasta, Parathuramminites aff. cushmani, Kukhistanella praemikhnoae, Bisphaera malevkensis Uralinella angusta, | харовые водоросли | |
|---|---------------------|---------------------------|--|--|--|--|
| кои Аркійки и их страї | | о. Врангеля | I | l | Nanicella bella, Tikhinella aff. measpis, Tchernyshevae sp., Neotuberitina maljavkini, Parathurammina sp., Calligella vermiculata, C. borovkensis, Parastegnammina sp., Lagena aff. ventricosa, Corbiella depressa, Eotuberitina sp. | |
| пложении госсиис | Сибирская платформа | Скважина Ванжильская-1 | I | R aff. breviradiosa, S. elegans, S. paulis, Salpingoth. crassitheca, Tch. subquadrata, R. praemikhnoae, Cr. simplex и др. харовые водоросли | 1 | 1 енделеева. |
| каменноугольных с | Сибирская | Норильский р-н | Suleimanovella suleimanovi, Parathuram. obnata, Parathuram. | Caligella gracilis, C. antropovi, C. multicamerata, | Cr. simplex Cr. simplex | ы, общие с комплексом поднятия Менделеева |
| ерхнедевонских—нижне | | Новосибирские о-ва | Neotuberitina maljavkini, Endothyra aff. latispiralis, Chernyshinella glomiformis, Ch. gelida, Tournella discoidea, | маровые водоросли | I | ены таксоны, общие с ком |
| таюлица 2. г. от плексы фораминифер из верхнедевонских—нижнекаменноугольных отложении госсиискои Арктики и их стратиграфическое положение | | Таймыр | Earlandia elegans, E. vulgaris, Suleimanovella suleimanovi, Parathuramminites cushmani, Spinosella spinosa, Bisphaera sp. | Quasiendothyra bella, Q. kobeitusana mirabilis | Tikhinella multiformis, T. fringe, Multiseptida corallina, Suleimanovella suleimanovi, Bisphaera malevkensis, Eogeinitzina sp. | Примечание. Полужирным шрифтом выделены таксон |
| a 2. Nom | | Apyc | Дурнейский | Фзменский | Франский | тание. По |
| Таолиц | (отдел) |) смэтэмЭ | Каменноугольная (нижний) | верхний) | Девонская (| Примеч |

ется также в работах В.В. Меннера (1962, 1967), В.Г. Матухина и др. (1966), О.Т. Глушницкого, В.В. Меннера (1970) и др. Раннекаменноугольные фораминиферы Сибирской платформы изучала О.И. Богуш (1980, 1985; Богуш и др., 1987; Богуш, Юферев, 1970, 1990 и др.). В последние десятилетия получены новые данные, дополняющие информацию о распространении фораминифер в опорных разрезах палеозоя Западно-Сибирской плиты, вскрытых глубоким бурением.

Девон северо-запада Сибири представлен мелководно-шельфовым типом разрезов: карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями со значительной долей гипсов и ангидритов (Краснов и др., 2006). Данные о распространении фораминифер в верхнедевонских отложениях Западно-Сибирской плиты получены по результатам изучения керна скважин, пробуренных в центральных районах (Тимохина и др., 2002), а также близ озера Пясино Норильского района Сибири (Тимохина, 2013). Фораминиферы представлены здесь редкими экземплярами Caligella gracilis Reitl., распространенной во франском ярусе Западной Сибири, Кузбасса, Урала. Фораминиферовые комплексы включают как типично позднефранские виды Caligella antropovi (Lip.), C. multicamerata Reitl., Cribrosphaeroides permirus (Antrop.), Cr. simplex Reitl., Tak и виды более широкого стратиграфического распространения от верхнего девона до нижнего карбона. К этой группе относятся паратурамминиды Suleimanovella suleimanovi (Lip.), Parathuramminites obnata (Tchuv.) и Parath. cushmani (Sul.). Последний из вышеуказанных видов присутствует в комплексе поднятия Менделеева.

Фораминиферы верхнего девона, характеризующие фаменский ярус Западной Сибири, установлены в керне скважины Ванжильская-1, расположенной в Томской области. Эта скважина находится в зоне перехода от континентальных к морским отложениям верхнего девона (Елкин и др., 2003). Скважина вскрывает красноцветные терригенные породы с отдельными прослоями оолитовых известняков, что свидетельствует об экстремально мелководных, прибрежных обстановках осадконакопления. В интервале 2477— 2440 м скважины Ванжильская-1 определен комплекс примитивных известковых фораминифер (Тимохина, 2016), включающий Paraturammina aff. breviradiosa Reitl., Spinosella elegans (Pojark.), S. paulis (E. Byk.), Salpingothurammina crassitheca (Antrop.), S. oldae (Sul.), Tchuvashovella subquadrata Sab., Parathuramminites aff, cushmani (Sul.). P. vasiljevae Pojark., Kukhistanella praemikhnoae Sab., Suleimanovella suleimanovi (Lip.), Irregularina angulata Pojark., Cribrosphaeroides simplex (Reitl.). По родовому составу указанный комплекс имеет близкое сходство с комплексом фораминифер поднятия Менделеева. В обеих ассоциациях примитивных фораминифер практически отсутствуют

многокамерные формы. Общими являются пять родов — Paraturammina, Salpingothurammina, Tchuvashovella, Parathuramminites и Cribrosphaeroides, что составляет приблизительно 56% разнообразия Западно-Сибирской ассоциации и почти 46% родового разнообразия фораминифер поднятия Менделеева. Несмотря на общую схожесть таксономической структуры комплексов фораминифер поднятия Менделеева и примитивных фораминифер Западной Сибири, провести прямые биостратиграфические сопоставления затруднительно. Видовой состав однокамерных фораминифер в центральной части поднятия Менделеева и в скважине, вскрывшей толщу фаменского яруса на юго-востоке Запално-Сибирской синеклизы, несколько различается. Общими являются формы, близкие к Paraturammina breviradiosa Reitl., Parathuramminites cushmani (Sul.), Kukhistanella praemikhnoae Sab., что составляет около 30% от всего видового состава комплекса поднятия Менделеева и около 23% для комплекса Западно-Сибирской ассоциации.

Остров Врангеля. На о. Врангеля в верховьях р. Сомнительная (г. Высокая) и в бассейне р. Гусиная М.Ф. Соловьевой описан комплекс фораминифер: Nanicella bella Byk., Tikhinella aff. measpis Byk., Tchernyshevae sp. Lip., Neotuberitina maljavkini (Mikh.). Parathurammina sp., Calligella vermiculata sp., C. borovkensis Antr., Parastegnammina sp., Lagena? aff. ventricosa Byk., L. ? cylindrica Smith., Corbiella depressa Antr., Eotuberitina sp. (Остров..., 2003). В составе комплекса значительную долю составляют паратурамминиды. Возраст отложений, вмещающих указанный комплекс, определяется как франский на основании совместного нахождения Nanicella bella Byk. и Tikhinella aff measpis Byk. из отряда Nodosariida Ehrenberf, 1838. Эти роды известны из франских отложений Русской платформы, Приуралья, Бельгии, Северо-Западной Австралии. В США и Канаде наницеллы распространены также в верхнем девоне. Сравнение таксономического состава этого комплекса с комплексом полнятия Менделеева показывает присутствие только двух общих родов — Parathurammina и Caligella.

Каменноугольные фораминиферы известны на о. Врангеля в верховьях рек Хищников, Гусиная, Неизвестная и Красный Флаг. В состав комплексов входят фораминиферы отряда Fusulinoida, Fursenko 1958, характерные для среднекаменноугольных отложений (Черняк, Каменева, 1976; Остров..., 2003). Недавние находки фораминифер в бассейне р. Неизвестная, представленные комплексом, включающим Eowaeringella aff, castigate Solovieva, E. aff. pseudomatura (Ross et Tyrrell), Kanmeraia aff. pseudozelleri Solovieva и др., указывают на более молодой позднемосковский-раннекасимовский возраст (Tuchkova et al., 2018). Таким образом, каменноугольные комплексы фораминифер о. Врангеля не содержат в своем составе примитивных известковых фораминифер, общих с фораминиферами поднятия Менделеева. По таксономическому составу комплекс фораминифер поднятия Менделеева отличается существенно как от позднедевонского (франского), так и от каменноугольного комплекса о. Врангеля. Очевидно, что стратиграфическое положение комплекса поднятия Менделеева не соответствует стратиграфическому положению вышерассмотренных комплексов.

Проведенный сравнительный анализ примитивных известковых фораминифер поднятия Менделеева с известными по литературным источникам комплексами фораминифер из верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений различных регионов Восточной Арктики свидетельствует, что рассматриваемый комплекс поднятия Менделеева наиболее сходен с ассоциацией фораминифер фаменского яруса верхнего девона (ванжильская толща) Западно-Сибирской плиты. Фаменский возраст паратурамминид поднятия Менделеева косвенно также подтверждается их совместным нахождением с харовыми водорослями Trochiliscus surmilovae Pojark. (табл. II, фиг. 15, 16). Харовые водоросли широко распространены в отложениях девона и часто встречаются совместно с примитивными фораминиферами. Так, Quasiumbella, Umbella и Trochiliscus отмечались в чекурской свите на западе о. Котельный в совместном нахождении с фораминиферами рода Parastegnammina (Косько и др., 1985), типовой вид которого P. fustisaeformis Pojarkov был описан из фаменского яруса Тянь-Шаня. Следует заметить, что Trochiliscus surmilovae Pojark. и другие харовые характерны для нижнефаменских отложений Сренеазиатского региона (Атлас..., 1973, Дженчураева и др., 2013). Массово встречающиеся Quasiumbella (Q. rotunda Bykova, O. pararotunda Skvorzov) характерны для низов фаменского яруса Срединного Тянь-Шаня и не проходят в вышележащие отложения. Совместно с Quasiumbella распространены и Umbella. В разрезах верхнего девона севера Сибирской платформы в районе оз. Пясино, а также в северном борту Тунгусской синеклизы из отложений, относящихся к верхнему девону, были определены Umbella bashkirica E. Byk., U. bella Masl., распространенные в средне-верхнедевонских отложениях Русской платформы и Урала, а также Umbella pugatchovensis E. Byk. и Quasiumbella nana (Reitl.), которые, помимо Русской платформы и Урала, встречаются в верхнем девоне Западной Сибири, Кузбасса, Тянь-Шаня (Тимохина, 2013).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплекс примитивных палеозойских фораминифер, выявленный в отложениях центральной части поднятия Менделеева, имеет свои характерные особенности. В составе комплекса

практически отсутствуют формы с многокамерной раковиной, обычно распространенные как в позднедевонских, так и в раннекаменноугольных отложениях. Наиболее разнообразны паратурамминиды, тогда как по числу раковин на площадь шлифа визуально преобладают архесфериды (род Neoarchaesphaera). Основываясь на данных по стратиграфическому распространению отдельных видов и родов примитивных фораминифер, можно попытаться определить положение выявленного на поднятии Менделеева комплекса относительно Унифицированного фораминиферового зонального стандарта фаменского яруса для некоторых регионов (табл. 3).

В последней принятой Унифицированной субрегиональной стратиграфической схеме верхнедевонских отложений Волго-Уральского субрегиона (Унифицированная..., 2018) в фаменском ярусе наиболее четко прослеживается зона Parathurammina dagmarae—P. breviradiosa, отвечающая нижнефаменскому полъярусу, и зона Septaglomospiranella primaeva, Quasiendothyra bella, Q. communis и Q. kobeitusana среднего-верхнего фамена. Для первой характерны Parathurammina dagmarae Sul., P. paulis E. Byk., Irregularina lobata Reitl., Paraturamminites suleimanovi (Lip.), Archaesphaera minima Bir.. Bisphaera malevkensis Bir. Для второй зоны помимо видов-индексов характерны разнообразные Quasiendothyra и Eoseptatournayella rauserae (Lip.). В Восточно-Уральском субрегионе в низах фаменского яруса прослеживается комплекс Parathurammina dagmarae (Стратиграфические..., 1993). Корреляция стратиграфических схем фаменского яруса верхнего девона России показана Е.И. Кулагиной с соавторами (Атлас..., 2018). Таким образом, стратиграфическое положение комплекса поднятия Менделеева соответствует, с большей долей вероятности, нижней фораминиферовой зоне фаменского яруса Волго-Уральского и Восточно-Уральского субрегионов.

В биостратиграфической схеме палеозоя Срединного Тянь-Шаня (Киргизия) по фораминиферам, предложенной А.В. Дженчураевой с соавторами (Дженчураева и др., 2013), фаменскому ярусу верхнего девона отвечают две зоны. Нижняя зона Parathurammina crassitheca—Neoarchaesphaera polypora характеризуется обедненным комплексом, включающим, помимо видов-индексов, Spinosella spinosa (Lip.), S. stellata (Lip.), Archaesphaera grandis Lip., A. minuta Sul., Cribrosphaeroides simplex (Reitl.). Нижняя граница верхней зоны Quasiendothyra communis—Septaglomospiranella grozdilovae-Paraturammina vasiljevae определяется появлением многочисленных парастегнаммин, аврорий и турнеелин. Более детальная зональная схема по фораминиферам фаменского яруса верхнего девона Тянь-Шаня (Таджикистан) построена А.А. Сабировым (2017). Фаменский ярус Таджи-

2021

 Таблица 3. Корреляция фораминиферового комплекса поднятия Менделеева относительно Унифицированного фораминиферового зонального стан

 дарта фаменского яруса верхнего девона различных регионов

| | Поднятие Менделеева | | | | Комплекс с Parathurammina ex gr. dagmarae | | | | | | |
|---|--|---|---|-----------------------------|---|------------------------------|--|---|--|--|--|
| 3 arrowing Cukum | Западная Спопрь (Региональная, 2012) | Слои с Quasiendothyra kobeitusana Слои Слои папа папа Слои с Diplosp. magna-P. dagmarae | | | | | | | | | |
| Прикаспийская | синеклиза (Ахметшина и др., 2007) | | Parathurammina dagmarae, Parathurammina breviradiosa, Cribrosphaeroides sp., Bisphaera malevkensis, Caligella sp. | | | | | | | | |
| Тянь-Шань | Таджикистан (Сабиров, 2017) | Q. (Q.) konensis— Endogl. nigra | Q. (Q.) kobeitusana— Endogl. imminuta | Q. (E.) regularis | Q. (E.) communis | Q. (Eoquasiendoth.) bella | S. primaeva | P. dagmarae— S. scitula— Neoarchaesphera | | | |
| Срединный Тянь-Шань | Киргизия (Дженчураева и др., 2013) | | Quasiendothyra communis— Septaglomospiranella grozdilovae— | Paraturammina vasiljevae | | | Parathurammina crassitheca— Neoarchaesphaera | potypora | | | |
| Восточно-Уральский | , a | | | | | | | | | | |
| Волго-Уральский восточно-Уральский субретион (Стратиграфические, 2018) Ворго-Уральский восточно-Уральский субретион (Стратиграфические, 1993) (О Sept. 1993) (О Sep | | | | | | | | Parathurammina dagmarae— Septaglomospiranella nana, P. breviradiosa Parathurammina dagmarae | | | |
| Фаменский | | | | | | | | | | | |

кистана включает семь фораминиферовых зон. Зональный комплекс нижней зоны Parathurammina dagmarae—Saltovskajina scitula—Neoarchaesphaera, соответствующей нижнефаменскому подъярусу, не содержит многокамерных форм. Зональные комплексы фораминиферовых зон среднего и верхнего подъярусов включают уже турнейеллид и квазиэндотир. Таким образом, комплекс примитивных однокамерных фораминифер поднятия Менделеева в большей степени отвечает зональному комплексу нижней фораминиферовой зоны фаменского яруса Тянь-Шаня.

В фаменском ярусе Прикаспийской синеклизы выделяются четыре зоны (Ахметшина и др., 2007). Нижнюю зону определяет первое появление вида-индекса Parathurammina dagmarae. Зональный комплекс демонстрирует значительное видовое разнообразие паратурамминид, что отличает его от комплекса поднятия Менделеева. Сближают комплексы общие виды Parathurammina dagmarae, Parathurammina breviradiosa Reitl., Cribrosphaeroides sp., Bisphaera malevkensis Bir., Caligella sp.

Фаменскому ярусу на территории Западно-Сибирской плиты соответствовали две фораминиферовые зоны Diplosphaerina magna—Parathurammina dagmarae и Septoglomospiranella nana (Peшения..., 1999). Более дробная зональность была предложена позже (Тимохина и др., 2002). Была показана возможность выделения четырех фораминиферовых зон: две зоны Diplosphaerina magna-Parathurammina dagmarae и Septoglomospiranella nana устанавливались в нижнефаменских отложениях и две зоны Quasiendothyra communis и Quasiendothyra kobeitusana предлагались для верхнефаменских. В последней Региональной стратиграфической схеме девонских образований Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (2012) в фаменском ярусе по фораминиферам выделены слои с Diplosphaerina magna—Parathurammina dagmarae в нижней части яруса, слои с Septaglomospiranella nana в средней части яруса и слои с Quasiendothyra kobeitusana-Quasiendothyra communis B верхней части яруса. Комплекс фораминифер поднятия Менделеева сопоставим с комплексом слоев с Diplosphaerina magna—Parathurammina dagmarae 3aпадно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Из вышеприведенного обзора следует, что для нижней части фаменского яруса практически повсеместно характерны бедные комплексы однокамерных примитивных известковых фораминифер. Основу этих комплексов составляют паратурамминиды широкого географического распространения. К ним относятся виды группы Parathurammina dagmarae. Именно вид Parathurammina dagmarae Sul. чаще других принимается в качестве видаиндекса нижней фораминиферовой зоны фаменского яруса, так как имеет относительно узкий стратиграфический интервал распространения.

выводы

Палеонтолого-стратиграфическое изучение комплекса палеозойских примитивных известковых фораминифер из образца 1601/8с выявило систематическое разнообразие фораминиферовой ассоциации, содержащейся в карбонатных отложениях центральной части поднятия Менделеева. Установлено, что наиболее стратиграфически информативными в составе рассматриваемого комплекса являются виды паратурамминид (Paraturammina s.l.), а интервал распространения основных таксонов ограничен верхним девономтурнейским ярусом нижнего карбона. Сравнение фораминиферового комплекса из образца 1601/8с с комплексами различных регионов Восточной Арктики выявило наибольшую схожесть первого с комплексом фораминифер фаменского яруса верхнего девона (ванжильская толща) Западно-Сибирской плиты. Анализ комплексов зональных стандартов фаменского яруса различных регионов показал, что бедные комплексы однокамерных примитивных известковых фораминифер, среди которых преобладают виды Parathurammina s.l. широкого географического распространения с максимальной частотой встречаемости в начале фаменского времени, практически повсеместно характерны для нижней части фаменского яруса, а вид Parathurammina dagmarae чаще других принимается в качестве вида-индекса нижней фораминиферовой зоны или слоев фаменского яруса. Систематический состав и структура изученного комплекса примитивных фораминифер не противоречат фораминиферовой характеристике нижней части фаменского яруса, указанной в зональных стандартах различных регионов. Исходя из вышесказанного следует, что комплекс примитивных фораминифер, содержащийся в образце 1601/8с из отложений центральной части поднятия Менделеева, свидетельствует, с высокой степенью вероятности, о раннефаменском времени образования этих отложений.

Благодарности. Автор благодарит Геологическую службу ГИН РАН в лице А.В. Корнийчука, а также главного сотрудника ГИН РАН С.Г. Сколотнева за предоставленный для исследования каменный материал с поднятия Менделеева и выражает искреннюю признательность А.А. Сабирову за консультации по определению фораминифер и А.С. Хватову за техническую компьютерную поддержку.

Источники финансирования. Научные исследования проводились в соответствии с планами научно-исследовательской работы Геологического института РАН, в рамках Программы № 1.2.49 "Взаимодействие физических, химических и биологических процессов в Мировом океане" Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антропов И.А. К вопросам систематики, филогении и стратиграфического распространения паратурамминид // Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области. Труды геологич. ин-та. 1970. Вып. 26. С. 138—150.

Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 265 с.

Атлас фораминифер и микрофаций верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Северной Евразии. Фаменский и турнейский ярусы. М.: ПИН РАН, 2018. 220 с.

Афанасьева М.С., Амон Э.О. "Уральский" комплекс радиолярий девона Волго-Уральской области // Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья. Сб. матер. Всеросс. научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения П.А. Софроницкого. Пермь, 2010. С. 19—22.

Афанасьева М.С., Амон Э.О. Биостратиграфия и палеобиогеография радиолярий девона России. М.: ПИН РАН. 2012. 280 с.

Ахметшина Л.З., Гибиман Н.Б., Куандыков Б.М., Ускова Н.А., Кононец В.И., Баймагамбетов Б.К., Кухтинов Д.А., Дектярева Л.В. Атлас палеонтологических остатков, микрофаций и обстановок фаменско-каменноугольных отложений Прикаспийской впадины. Алматы: TOO "CMYK-OFFSET", 2007. 476 с.

Бирина Л.М. Новые виды известковых водорослей и фораминифер пограничных отложений девона и карбона // Советская геология. 1948. № 28. С. 154—159.

Богуш О.И. Фораминиферы // Нижний карбон Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. С. 121–156.

Богуш О.И. Фораминиферы и стратиграфия нижнего карбона Западно-Сибирской плиты // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 49—68.

Богуш О.И., Юферев В.О. Фораминиферы // Карбон Омолонского и юго-западной части Колымского массивов. Труды Института геологии и геофизики. Сиб. отделение АН СССР. 1970. Вып. 60. С. 68—73.

Богуш О.И., Юферев В.О. Расчленение и корреляция пограничных отложений девона и карбона Сибири и Северо-Востока по фораминиферам // Новое в палеонтологии и биостратиграфии палеозоя азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1990. С. 11–119.

Богуш О.И., Липина О.А., Рейтлингер Е.А. Фораминиферы пограничных отложений девона и карбона Омолонского массива // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4—16.

Быкова Е.В. Надсемейство Parathuramminidae // Основы палеонтологии. Т. 1. М.: АН СССР, 1959. С. 174—176. Быкова Е.В., Поленова Е.И. Фораминиферы, радиолярии и остракоды девона Волго-Уральской области, Центрального девонского поля и их значение для стратиграфии // Труды ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 87.

С. 5–190. Вишневская В.С., Седаева К.М. Ревизия некоторых таксонов фораминифер отряда Parathuramminida и вопросы эволюции фораминифер и радиолярий // Палеонтол. журн. 2002а. № 6. С. 15–24.

Вишневская В.С., Седаева К.М. О зональных подразделениях пограничных отложений девона—карбона России по паратурамминам (фораминиферовая или фораминиферово-радиоляриевая шкала?) // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Сб. статей. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УРО РАН, 2002б. С. 53—60.

Глушницкий О.Т., Меннер В.В. К детальной корреляции разрезов среднего и верхнего девона Норильского района // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. № 1. С.71—83.

Дженчураева А.В., Неевин А.В., Максумова Р.А., Гетман О.Ф., Ногаева Л.П. Атлас фауны и ископаемых остатков палеозоя Срединного Тянь-Шаня. Бишкек: КРСУ, 2013, 403 с.

Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Кирда Н.П., Клец А.К., Конторович В.А., Обут О.Т., Тимохина И.Г. Палеогеографические обстановки в позднем девоне на территории Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления // Геология и геофизика. Спец. вып. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 172–182.

Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Наука, 1987. 117 с.

Задорожный В.М., Юферев О.В. Новые девонские фораминиферы из семейства Parathuramminidae // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 54—60.

Задорожный В.М., Юферев О.В. Foraminifera // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. С. 70—113.

Заславская Н.М. Первые находки живетских фораминифер северо-восточной части Омолонского массива // Геология и геофизика. 1971. № 2. С. 30—36.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33—48.

Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200000 (Новосибирские острова). Листы Т-54-ХХХІ, ХХХІІ, ХХХІІІ; S-53-ІV, V, VI; S-53-ХІ, ХІІ; S-54-І-ІІ-ІІІ; S-54-VІІ, VІІІ, ІХ, ХІІІ, ХІV, ХV. Объяснительная записка. М.: Совморгеология, 1985.

Краснов В.И., Ядренкина А.Г., Сычев О.В., Лопушинская Т.В., Дорошенко Л.Д., Тимохин А.В. Новые материалы по стратиграфии девона Норильского района (по данным бурения) // Проблемы стратиграфии и региональной геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 2006. С. 130—139.

Липина О.А. Фораминиферы турнейского яруса и предположительно девона Нордвика (полуостров Юрунг-Тумус) // Труды НИИГА. 1951. Т. XVII. Вып. 1. С. 92—125.

Матухин Р.Г., Богуш О.И., Юферев О.В. Новые данные о верхнедевонских отложениях Норильского района // Геология и геофизика. 1966. № 12. С. 107—109.

Меннер В.В. К истории девонского осадконакопления в северо-западных районах Сибирской платформы // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. 1962. № 12. С. 3-15.

Меннер В.В. Девон Сибирской платформы // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 121–125.

Меннер В.В., Рейтлингер Е.А. Провинциальные особенности фораминифер среднего и позднего девона севера Сибирской платформы // Вопросы микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 25—38.

Михалевич В.И. Систематика и эволюция фораминифер в свете новых данных по их цитологии и ультраструктуре // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1980. Т. 94. С. 42–61.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кремецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Е., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34—55.

Опорный разрез нижнекаменноугольных отложений Восточного Таймыра. Л.: НИИГА, 1972. 83 с.

Основы палеонтологии. Общая часть. Простейшие. Отв. ред. Раузер-Черноусова Д.М., Фурсенко А.В. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 482 с.

Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. Ред. Косько М.К., Ушакова В.И. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

Платонов В.А. Живетские и верхнедевонские фораминиферы Норильского района // Ученые записки НИИГА. Сер. Палеонтология и стратиграфия. 1969. Вып. 28. С. 47—60.

Поярков Б.В. Развитие и распространение девонских фораминифер. М.: Наука, 1979. 172 с.

Пронина Т.В., Чувашов Б.И. Эволюционное развитие, систематика, палеоэкология и стратиграфическое значение семейства Parathuramminidae // Вопросы микропалеонтологии. 1965. Вып. 9. С. 71—82.

Раузер-Черноусова Д.М. Визейские и турнейские фораминиферы из глубокой скважины Нордвика // Недра Арктики. 1946. № 1. С. 203—208.

Раузер-Черноусова Д.М., Субботина Н.Н., Фурсенко А.В. Систематическая часть // Основы палеонтологии. Простейшие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 168—178.

Региональная стратиграфическая схема девонских образований Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Ред. Краснов В.И. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012.

Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Ред. Краснов В.И. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 80 с.

Сабиров А.А. О систематике и таксономическом ранге паратурамминидей (фораминиферы) // Вопросы микропалеонтологии. 1987. Вып. 29. С. 60—70.

Сабиров А.А. Фораминиферы пограничных отложений девона и карбона Таджикистана. Душанбе: Дониш, 2009. 159 с.

Сабиров А.А. Палеозойские примитивные известковые фораминиферы: морфология, систематика, филогения и стратиграфическое значение. Душанбе: Дониш, 2017. 333 с.

Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева, Северный Ледовитый океан // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190—196.

Сколотнев С.Г., Петров Е.И., Корнийчук А.В. К вопросу о тектонической истории формирования осадочного разреза акустического фундамента поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: Геос, 2019. Т. 2. С. 250—253.

Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей). Отв. ред. Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. М.: Наука, 1993. 126 с.

Соболев Н.Н. Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра // Недра Таймыра. Сб. научных трудов. 1997. Вып. 2. С. 45—59.

Соболев Н.Н. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Горного Таймыра // Недра Таймыра. Региональная геология и геофизика. Сб. научных трудов. 1999. Вып. 3. С. 11—21.

Соловьева М.Ф. Новые данные о фораминиферах рода Eoendothyranopsis из нижнего карбона Восточного Таймыра // Уч. зап. НИИГА. Сер. Палеонтология и биостратиграфия. 1967. Вып. 18. С. 24—37.

Соловьева М.Ф. Фораминиферы опорного разреза нижнего карбона Восточного Таймыра // Опорный разрез нижнекаменноугольных отложений Восточного Таймыра. Ред. Черкесова С.В., Черняк Г.Е. Л.: НИИГА, 1972. С. 16-37.

Соловьева М.Ф. Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижне- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Сб. статей. Отв. ред. Устрицкий В.И. Л.: НИИГА, 1975. С. 42—53.

Соловьева М.Ф., Соболевская Р.Ф., Красиков Э.М. Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях реки Ленивой (Центральный Таймыр) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л.: НИИГА, 1978. С. 33–37.

Сосипатрова Г.П. Фораминиферы из верхнепалеозойских отложений Таймыра // Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л.: НИИГА, 1962. Вып. 30 . С. 35-72.

Сосипатрова Г.П. Фораминиферы тиксинской свиты Северного Хараулаха // Научно-исслед. ин-т геологии Арктики. Ученые зап. Палеонтология и биостратиграфия. 1966. Вып. 11. С. 5-32.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России, 1993.

Сулейманов И.С. Новые виды мелких фораминифер из турнейского яруса Ишимбаевского нефтеносного района // Докл. АН СССР. 1945. Т. 48. № 2. С. 130—134.

Тимохина И.Г. Фораминиферы и водоросли в разрезах верхнего девона севера Сибирской платформы // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2013. Т. 2. № 1. С. 40—42.

Тимохина И.Г. Новые сведения о возрасте ванжильской толщи (Западно-Сибирская геосинеклиза) // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2016. Т. 1. С. 134—137.

Тимохина И.Г., Клец А.Г., Бочкарев В.С. Фораминиферы фаменского яруса Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. Новости палеонтологии и стратиграфии. 2002. Т. 43. Вып. 5. С. 123—135.

Унифицированная субрегиональная стратиграфическая схема верхнедевонских отложений Волго-Уральского субрегиона. Объяснительная записка. М.: ВНИГНИ. 2018. 64 с.

Черняк Г.Е., Каменева Г.И. Каменноугольные и пермские отложения острова Врангеля // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 4. С. 954–956.

Чувашов Б.И. Фораминиферы и водоросли из верхнедевонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Фораминиферы девона и перми Урала. Сборник по вопросам стратиграфии. 1965. № 8. С. 3—154.

Чувашов Б.И., Юферев О.В. Новый род девонских фораминифер // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 52—54.

Юферев О.В. О систематике паратураммин // Вопросы микропалеонтологии. 1961. Вып. 5. С. 121–127.

Armstrong A.K., Mamet B.L. Carboniferous microfacies, microfossils, and corals, Lisburne Group, Arctic Alaska // Geol. Surv. Prof. Pap. 1977. № 849. 131 p.

Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K. Devonian—Permian sedimentary basins and paleogeography of the Eastern Russian Arctic: an overview // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 234—255.

Kalvoda J. Late Devonian—Early Carboniferous foraminiferal fauna: zonation, evolutionary events, paleobiogeography and tectonic implications // Folia. 2002. V. 39. P. 213.

Kazmierczak J. Volvococean nature of some palaeozoic non-radidsphaerid calcispheresand parathuramminid fora-

minifera // Acta Palaeontol. Pol. 1976. V. 21. № 3. P. 245–258.

Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Paleozoic carbonate deposits and fauna of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic) // 35th Int. Geol. Congr., Cape Town, South Africa, 2016. P. 2058.

Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): a study of dredget seafloor material // J. Geodynamics. 2018. V. 120. P. 23—44.

Loeblich A.R., Jr., Tappan H. Suprageneric classification of the Rhizopodea // J. Paleontol. 1961. V. 35. P. 245–330.

Loeblich A.R., Jr., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1987. 970 c.

Mamet B.L. Microfacies viseens du Boulonnais (Nord, Frace) // Rev. Micropaleontol. 1973. № 2. P. 101–124.

Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., Tolmachova T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniychuk A. Fossils from seabed bedrocks: implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geology. 2019. V. 407. P. 148–163.

Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N., Kossovaya O.L., Filimonova T.V., Verzhbitsky V.E., Petrov O.L., Vatrushkina E.V., Moiseev A.V. Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: new lithologic and stratigraphic data for paleoreconstructions // J. Geodynamics. 2018. V. 120. P. 77—107.

Vachard D., Pille L., Gaillot J. The Palaeozoic foraminifera: their systematics, palaeoecology and responses to the global changes // Rev. Micropalèontol. 2010. V. 53. P. 209–254.

Рецензенты А.Б. Герман, Б.Л. Никитенко

A Complex of Late Devonian Primitive Paraturamminids (Foraminifera) from Carbonate Deposits of the Mendeleev Rise, Eastern Arctic

T. N. Isakova#

Geological Institute of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia **e-mail: isakova@ginras.ru

The results of a paleontological-stratigraphic study of a complex of Paleozoic primitive calcareous foraminifers from the central part of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic) are presented, which allow us to refine and correct the age of strata containing these organic fossils. It is shown that the most stratigraphically informative in the complex are Parathurammina (s.l.). The primitive foraminifers recorded in sample 1601/8c from carbonate deposits of the central part of the Mendeleev Rise indicate the Early Famennian time of formation of these deposits.

Keywords: Devonian Stage, microfauna, primitive foraminifera, biostratigraphy, Mendeleev Rise, Eastern Arctic

УЛК 551.735.1

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПО КОНОДОНТАМ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТОВ КОКШААЛ И ДЖАНГДЖИР, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, КЫРГЫЗСТАН

© 2021 г. А. В. Неевин¹, Д. В. Алексеев^{1, *}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия
*e-mail: dvalexeiev@mail.ru
Поступила в редакцию 17.02.2020 г.
После доработки 17.06.2020 г.
Принята к публикации 24.07.2020 г.

По результатам изучения 39 разрезов в хребтах Джангджир и Кокшаал детализирована схема зонального расчленения по конодонтам глубоководных отложений турнейского, визейского и серпуховского ярусов Южного Тянь-Шаня (Кыргызстан). В схеме выделяется девять конодонтовых зон, из них три новых, и один уровень в ранге слоев с конодонтами. Глубоководный характер изученных фаций определяет преимущественное развитие космополитных конодонтов, что обеспечивает надежную корреляцию с одновозрастными разрезами во многих регионах мира. Сопоставление конодонтовых сообществ на уровне видов показывает, что комплексы конодонтов в разрезах Южного Тянь-Шаня наиболее сходны с комплексами Южного Урала и Южного Китая.

Ключевые слова: конодонты, биостратиграфия, нижний карбон, глубоководные отложения, Южный

Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0869592X21020058

ВВЕДЕНИЕ

Палеозойские разрезы Южного Тянь-Шаня (рис. 1) представляют прекрасные объекты для стратиграфических и палеонтологических исследований. Изучение фораминифер в карбонатных и терригенных толщах позволило разработать зональные схемы девона, карбона и нижней перми с выделением региональных горизонтов для всей территории Южного Тянь-Шаня (Поярков, 1966; Дженчураева, 1993, 1995). По результатам изучения конодонтов в кремнистых отложениях Туркестано-Алайского и Ферганского хребтов в западной части Южного Тянь-Шаня были разработаны зональные шкалы всех отделов девона, нижнего и среднего карбона (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994). В разрезах от эмсского яруса до фамена включительно, изученных наиболее детально, этими исследователями были идентифицированы все зоны стандартной конодонтовой шкалы. Установлено отсутствие зон Siphonodella praesulcata и S. sulcata вследствие размывов на границе девона и карбона. В низах турнейского яруса были выделены слои с Siphonodella. В верхнем турне были выделены зоны Gnathodus typicus и Scaliognathus anchoralis, в визейском ярусе — зоны Gnathodus texanus и Gnathodus bilineatus, а в серпуховском ярусе — зоны Paragnathodus nodosus и Gnathodus bollandensis (Аристов, 1994). Конодонтовые зоны были скоррелированы с региональными горизонтами (Дженчураева, 1993).

В меньшей степени изученными до последнего времени оставались разрезы высокогорной восточной части Южного Тянь-Шаня. Работы, проведенные нами в хребтах Кокшаал и Джангджир (рис. 1), выявили богатые комплексы конодонтов в глубоководных кремнистых и карбонатных отложениях турнейского, визейского и серпуховского ярусов, развитых в этой области. Полученные данные позволяют значительно детализировать схему зонального расчленения нижнего карбона Южного Тянь-Шаня, выделить новые конодонтовые зоны и уточнить положение их границ. В верхней части слоев с Siphonodella выделена зона S. isosticha-S. crenulata. Выделявшаяся ранее зона Paragnathodus nodosus в низах серпуховского яруса разделена на зоны: Lochriea nodosa и L. ziegleri, отнесенные соответственно к верхам визейского и низам серпуховского ярусов. В верхней части серпуховского яруса выделена зона Gnathodus postbilineatus, отвечающая одноименной зоне стандартной шкалы. Конодонтовые зоны скоррелированы с зональными схемами других регионов мира и стандартной шкалой. Результаты исследования приводятся в данной статье.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Позднепалеозойский ороген Южного Тянь-Шаня сложен преимущественно осадочными породами среднего и верхнего палеозоя (рис. 1). Наиболее широко в Южном Тянь-Шане развиты карбонатные толщи, накапливавшиеся в пределах подводных поднятий различной природы, и склоновые турбидиты. В подчиненных количествах представлены кремнистые и карбонатнокремнистые отложения, формировавшиеся в глубоководных впадинах между карбонатными банками (Поршняков, 1973; Бискэ и др., 1985, 2003; Бискэ, 1996; Неевин, Бискэ, 2000; Han et al., 2011; Алексеев и др., 2015; Biske et al., 2019). В осевой части Южного Тянь-Шаня кремнистые отложения развиты в интервале от нижнего девона до среднего карбона, а в южной части — в хр. Кокшаал — в разрезах нижнего и среднего карбона (Аристов, 1994; Куренков, Аристов, 1995; Бискэ, 1996). Глубоководные отложения нижнего карбона в хр. Джангджир и Кокшаал изучены в разрезах четырех типов, отвечающих основным тектоническим покровам в этой области Южного Тянь-Шаня (рис. 1, 2).

В разрезах Джангджирского типа (рис. 2a) вилимое основание разреза слагают алевролиты силура и базальт-риолитовые внутриплитные вулканические серии нижнего и среднего девона. Выше лежат плитчатые кремни франского и фаменского ярусов (Бискэ и др., 1985, 2003; Алексеев и др., 2007; Safonova et al., 2016). Разрез турне представлен переслаиванием светло-серых, зеленоватых и черных плитчатых кремней с прослоями кремнистых аргиллитов, темно-серых и черных тонкослоистых известняков и светло-серых обломочно-детритовых карбонатных турбидитов. В отдельных разрезах карбонаты отсутствуют. Нижний визе сложен черными обломочными известняками, образующими маркирующий горизонт. Верхний визе представлен чередованием темно-серых и черных обломочных известняков и серых кремнистых аргиллитов с прослоями зеленовато-серых и черных кремней. Разрез серпуховского яруса в северной части хр. Джангджир характеризуется тонким переслаиванием зеленовато-серых кремнистых аргиллитов с серыми и темно-серыми слоистыми обломочными и пелитоморфными известняками и черными или зеленовато-серыми кремнями. В южной части хребта в разрезе серпуховского яруса преобладают пелитоморфные известняки с прослоями обломочных известняков и кремней.

В разрезах Уланского типа в горах Бозой на силурийских сланцах и нижне-среднедевонских базальтах лежит мощная толща мелководных известняков и доломитов живета—нижнего турне, переходящих в разрезах от верхнего турне до башкирского яруса в карбонатные турбидиты и де-

брисные брекчии, чередующиеся с кремнями (рис. 26) (Бискэ и др., 1985, 2003). Смена мелководных карбонатных фаций на глубоководные в середине турне отражает крупное событие затопления (drowning event), широко фиксирующееся в Тянь-Шане на этом стратиграфическом уровне (Alexeiev et al., 2017).

Отложения нижнего турне, согласно залегающие на массивных известняках верхнего фамена. представлены темными брекчиевидными разностями с прослоями оолитовых известняков и послойно окремненных калькаренитов. Верхний турне представлен переслаиванием серых и темно-серых карбонатных турбидитов и пелитоморфных известняков с черными, зеленовато-серыми плитчатыми кремнями и вишнево-коричневыми кремнистыми аргиллитами. Визейский ярус сложен средне- и толстоплитчатыми карбонатными турбидитами. В нижнем визе отмечаются прослои кремней, в верхнем визе - горизонты дебрисных брекчий, обломочных известняков с оолитами и подводнооползневые складки. Отложения серпуховского яруса в изученных разрезах Уланского типа не встречены.

В разрезах Аксайского типа на углеродистых и карбонатно-глинистых сланцах силура и нижнего—среднего девона лежат голубовато-серые кремни франского яруса, сменяющиеся светло-серыми кремнистыми алевролитами и плитчатыми кремнями фамена. Отложения нижнего турне представлены черными и зелеными плитчатыми кремнями. В верхнем турне и нижнем визе появляются прослои мелкообломочных известняков. Разрезы верхнего визе и серпуховского яруса представляют чередование кремней, кремнистых аргиллитов и обломочных известняков; доля последних постепенно увеличивается вверх по разрезу (рис. 2в) (Бискэ и др., 1985, 2003).

В разрезах Кокшаальского типа на мощной толще турбидитов среднего и верхнего девона с постепенным переходом лежат отложения турнейского яруса. Нижний турне представлен пачкой алевролитов с горизонтами кремней и углистых аргиллитов. В верхнем турне и нижнем визе преобладают плитчатые кремни, иногда переслаивающиеся с кремнистыми аргиллитами. Разрезы верхнего визе и серпуховского яруса представлены чередованием кремней, кремнистых аргиллитов и известняков (рис. 2г). Во всех четырех типах разрезов кровлю слагают терригенные турбидиты среднего и верхнего карбона (Бискэ и др., 1985, 2003; Бискэ, 1996).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материал для настоящей работы был получен в ходе полевых и лабораторных исследований в

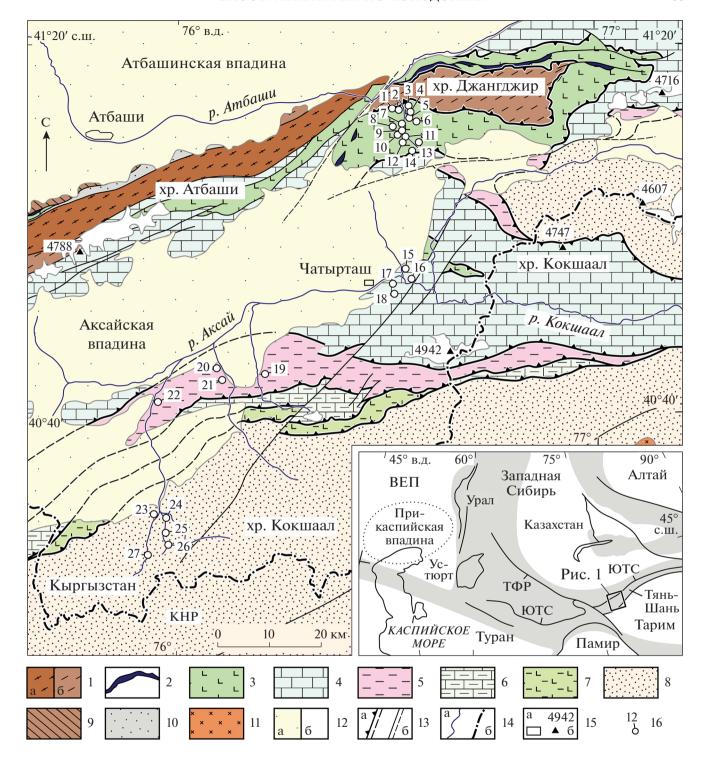


Рис. 1. Геологическая карта Атбаши-Кокшаальского сектора Южного Тянь-Шаня по (Биске и др., 1985, 2003; Макаров и др., 2010), с изменениями.

^{1 —} Туркестанская сутура: метаморфические породы высоких (а) и низких (б) фаций метаморфизма; 2 — офиолиты; 3—8 — тектонические покровы с различными типами разрезов в Южном Тянь-Шане: 3 — Джангджирский, 4 — Уланский, 5 — Аксайский, 6 — Сарыбелесский, 7 — Ортосуйский, 8 — Кокшаальский; 9 — Срединный Тянь-Шань; 10 — неоавтохтонные отложения тылового прогиба (кассимов—асселий); 11 — раннепермские постколлизионные граниты; 12 — кайнозойские отложения (а), ледники (б); 13 — крупные надвиги (а), другие разломы (б); 14 — реки (а), государственная граница (б); 15 — населенные пункты (а), вершины и их высоты (б); 16 — разрезы и их номера (названия разрезов приведены на рис. 4). Сокращения: ВЕП — Восточно-Европейская платформа, КНР — Китайская народная республика, ТФР — Таласо-Ферганский разлом, ЮТС — Южнотяньшаньская сутура.

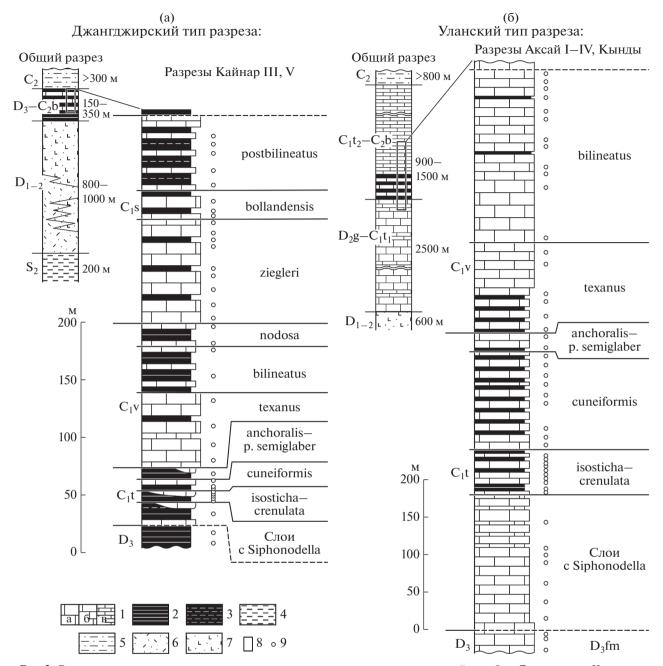


Рис. 2. Строение разрезов и конодонтовые зоны нижнекаменноугольных отложений в хребтах Джангджир и Кокшаал. 1 — известняки толстоплитчатые (а), среднеплитчатые (б) и тонкоплитчатые (в); 2 — кремни; 3 — кремнистые алевролиты; 4 — алевролиты; 5 — терригенные турбидиты; 6, 7 — вулканиты кислого (6) и основного (7) состава; 8 — положение детальных разрезов на сводных колонках; 9 — пробы с конодонтами.

1998—2004 гг. и последующих уточняющих полевых работ в 2007—2012 гг. В основе исследования лежало детальное изучение и послойное описание разрезов с отбором проб на растворение для выделения конодонтов. В общей сложности было изучено 39 разрезов. Отобрано и обработано более 2000 проб, из них 1600 проб из карбонатных пород и более 400 проб из кремнистых и глинистых отложений. Средний шаг опробования в тонкоплитчатых глубоководных известняках со-

ставлял 5—10 м и увеличивался до 20 м в мелководных фациях. В кремнистых отложениях пробы отбирались через 0.5—1 м, около границ конодонтовых зон шаг опробования уменьшался до первых сантиметров. Средний вес проб известняков составлял от 1 до 3 кг в глубоководных и мелководных фациях соответственно. Средний вес проб кремнистых пород составлял 0.2—0.3 кг. В ходе полевых исследований также проводились поиски конодонтов на поверхностях напластований в плитчатых

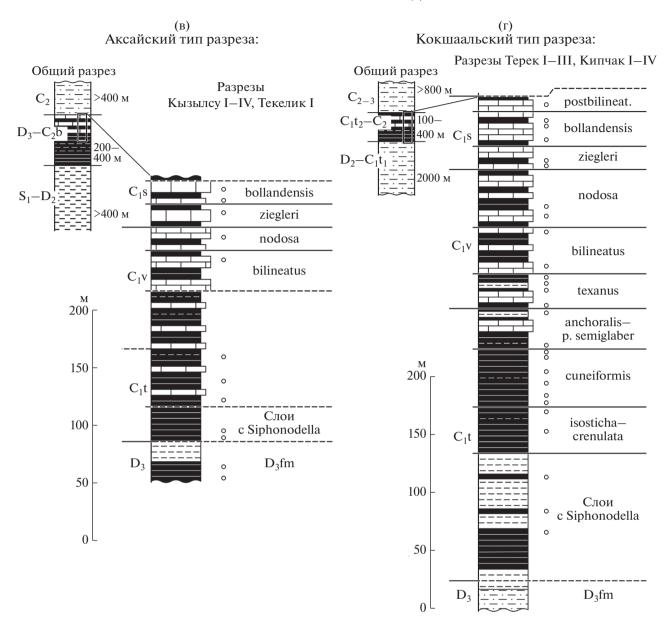


Рис. 2. Окончание

кремнях и кремнистых аргиллитах с изучением смоченной поверхности образцов в 10-кратную лупу. По этой методике были определены некоторые платформенные конодонты родов Palmatolepis, Scaliognathus, Dollymae, Gnathodus, Lochriea.

Лабораторную обработку проб проводили по стандартной методике (Иванов, 1987). Пробы известняков растворяли в 8-10%-ной уксусной кислоте. По мере прекращения реакции (через 2-3 дня) отреагировавший раствор заменяли на новый, а после второй смены раствора пробы полностью промывали. Кремнистые породы растворяли в плавиковой кислоте. Пробы размером 1-2 см помещали в пластиковые кружки емкостью 0.5 л, заливали 6-8%-ным водным раствором плавико-

вой кислоты и оставляли в вытяжном шкафу на 18-24 ч. Цикл растворения повторяли 3-4 раза, после чего нерастворимый осадок изучали под бинокуляром. В результате проведенных работ была получена коллекция, насчитывающая более 2500 экземпляров платформенных конодонтовых элементов, относящихся к 14 родам и 63 видам и подвидам. Коллекция хранится в геологическом музее Госгеолагентства Кыргызстана в г. Бишкек, номер коллекции 452.

Материалы, вошедшие в статью, ранее были частично опубликованы в монографии первого автора (Неевин, 2005). Однако ограниченный тираж издания и низкое типографское качество иллюстраций, а также новые данные, полученные за

| | | Типы ра | | | | | , | Дж | анг | джі | ир | | | | | | | Боз | зой | | | Ак | сай | [| | Ko | КШ | аал | | |
|--------------|-----------------|----------------------------------|---|--------------|------------|--------------------------|-----------|------------|----------------|-------------------|-----------|------------|-----------------|-----------------|-----------|----------------|-----------------------|-------|----------------|---------------------|----------|---------|----------------|--------------|----------------|-------------|----------|--------------|--------------------------|---------------------|
| ` | $\overline{\ }$ | № p-3 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | |
| Apyc | Подъярус | Горизонт | развание разреза | Кайнар I, II | Кайнар III | Кайнар IV, V | Кайнар VI | Кайнар VII | Кайнар VIII | Кайнар ІХ, Х | Кайнар XI | Кайнар XII | Кайнар XIII | Кайнар XIV | Кайнар ХУ | Узун-Кыр | Арашан | Кынды | Аксай I | Аксай II, III | Аксай IV | Текелик | Кызылсу І–ІV | Ичке-Кызылсу | Терек V | Tepek I–III | Терек IV | Кипчак I, II | Кипчак III—VI | Кипчак VII |
| кий | ний | Койко- бельтау. | G. post- bilineatus | | | 64 | | | | | | | | | | | 50 | | | | | | | | | | | | 5 | j I |
| Серпуховский | Верхний | Кельте- машат. | G. bilineatus bollandensis | | | 22 | | 7 | | 24 | | | | | | | 1 1 1 1 1 | | | | | 21 | 23 21 | | 22 | 60 | 30 | 12 | 33 23 | 8 |
| Серп | Ниж. | Машат- | Lochriea ziegleri | | | 92 | | 6 | | | | | | | 10 | 37 | 70 | | | | | 15 | 18 | | | | 22 | | 18 | |
| ** | ний | ский | Lochriea nodosa | | | 18 | | 7 | i I | i I | | 4 | i I I | | | 30 | I I 5 I | | | | | | 21 | | i I | 53 | 9 | | 9 | |
| Визейский | Верхний | Аксарсай. Ительги- уинский | G. bilineatus bilineatus | | | 40 | 86 | 25 | | | | 14 | 24 |] | 41 | | | 683 | | | 30 | | 23 27 56 | | | 33 47 | | | 28 | |
| Визе | Ниж. | Байсай. | G. texanus | 114 | 12 | 66 | 48 | 14 | | | 31 | 5 | 17 | | 30 | | _ _ _ | 164 | 1 390 | | 120 | | | | | 41 26 | 5 | 44 | 1 12 30 | 13 |
| | H | Саргадон. | | | | | | L | | | | L | I ↓ | | L | | | | | | | | l | | | 20 | | | | L |
| 'n | ний | Галдыбулакский | Scaliognath. anchoralis— G. pseudo- semiglaber | | 2 | | 7 | | | 87 | 13 | | | | | | _ _ _ _ | | 30 | | 24 | | | | | 48 29 | 5 | 74 74 | 10 143 | |
| йски | Верхний | гдыбу. | Gnathodus cuneiformis | | 9 | | 10 | | | 91 | 12 | | | | | | | | 40 | 118 | 129 | | | | | 50 | 19 | 83 | . I | |
| Турнейский | | Тал | S. isosticha— S. crenulata | | 7 | 37 | 9 | | | | 11 | | | | | | | | 255 | 265 | 60 | | | | | 48 | | | 17 | |
| L | Ниж. | Коксуйс. Юринск. | Слои с Siphonodella | 7 | 18 | | 6 | | 4 | 26 | | | | 3 | | | - - | | | 267 | 118 | 10 | 28 | 34 | 46 | | | 163 | . | |

Рис. 3. Распространение и мощности конодонтовых зон в изученных разрезах. Порядковые номера разрезов соответствуют таковым на рис. 2. Цифрами указаны мощности зон. Жирными сплошными и пунктирными линиями показаны границы смыкающихся и несмыкающихся конодонтовых зон соответственно. Сокращения: Аксарсай. — Аксарсайский; Байсай. — Байсайский; Кельтемашат. — Кельтемашатский; Койкобельтау. — Койкобельтауский; Коксуйс. — Коксуйский; Ниж. — нижний; Пскем. — Пскемский; Саргадон. — Саргадонский; Юринск. — Юринский.

прошедшие 15 лет, определяют необходимость публикации обновленной версии работы. В настоящей статье изменены названия нескольких конодонтовых зон, пересмотрены некоторые видовые определения (прежние определения в таких случаях также указаны в подписях к фототаблицам), приведены схемы стратиграфического распространения конодонтов в опорных разрезах и более подробно рассмотрены вопросы межрегиональной корреляции, в частности с разрезами Южного Китая, детально изученными и описанными в литературе в последние годы.

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В предлагаемой схеме зонального расчленения нижнего карбона Южного Тянь-Шаня выделяется

девять конодонтовых зон и один уровень в ранге слоев с конодонтами. Стратиграфическая позиция зон, их соотношения с региональными горизонтами, данные о распространении и мощностях зон в изученных разрезах обобщены на рис. 3. Стратиграфически наиболее важные конодонтовые элементы изображены в табл. I—IV.

Слои с Siphonodella отвечают юринскому и коксуйскому горизонтам нижнего турне (рис. 3) (Дженчураева, 1993). Нижняя граница слоев устанавливается по появлению первых представителей турнейских видов рода Polygnathus, а первые турнейские сифоноделлы появляются несколько выше границы девона и карбона (Аристов, 1994). Верхняя граница устанавливается по появлению видов-индексов вышележащей зоны Siphonodella isosticha—S. crenulata. Кроме сифоноделл, здесь также присутствуют псевдополигнатиды, полиг-

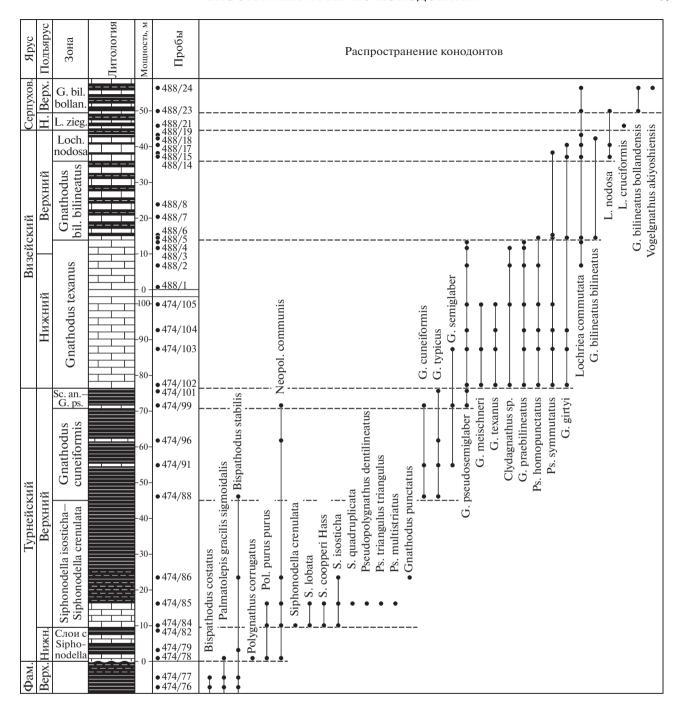


Рис. 4. Стратиграфическое распространение конодонтов в нижнекаменноугольных отложениях хр. Джангджир, разрезы Кайнар III и Кайнар VIII. Сокращения: Фам. – фаменский; Верх. – верхний; Н., Нижн. – нижний. Условные обозначения см. на рис. 2.

натиды, биспатодусы и неополигнатиды (рис. 4, 5). Всего в описываемых слоях с Siphonodella определено 32 вида конодонтов (табл. I). Три из них относятся к роду Siphonodella: S. sulcata (Huddle), S. duplicata (Br. et M.), S. cooperi Hass. Два первых появляются в средней части слоев с Siphonodella и заканчивают здесь свое развитие. Сюда можно отнести и Polygnathus siphonellus Druce, Pol. cf.

lacinatus Huddle, Pol. corrugatus Eva Branson (Барсков и др., 1991). Два вида конодонтов — Bispathodus stabilis (Branson et Mehl) и Neopolygnathus communis (Branson et Mehl) — являются транзитными. Остальные виды начинают свое развитие в описываемых слоях с Siphonodella. Кроме того, в комплексе с ними найдены переотложенные девонские конодонты. Более дробные зоны стан-

дартной конодонтовой шкалы на этом уровне не выделяются вследствие того, что ранние и поздние Siphonodella часто присутствуют в образцах совместно, по-видимому, вследствие размыва и переотложения, широко фиксируемых на этом уровне в Южном Тянь-Шане (Аристов, 1994).

Зона Siphonodella isosticha—S. crenulata, выделяемая из объема слоев с Siphonodella, соответствует нижней части талдыбулакского горизонта верхнего турне (рис. 3) (Неевин, 2005). Нижняя граница зоны проводится по первому появлению видов-индексов. Всего в описываемой зоне определено 33 вида конодонтов (табл. I). Девять из них относятся к роду Siphonodella и заканчивают здесь свое развитие. Виды Siphonodella crenulata (Cooper), S. isosticha (Cooper) и S. aff. zeravshanica Вагdasheva характерны только для описываемой зоны (рис. 4, 5).

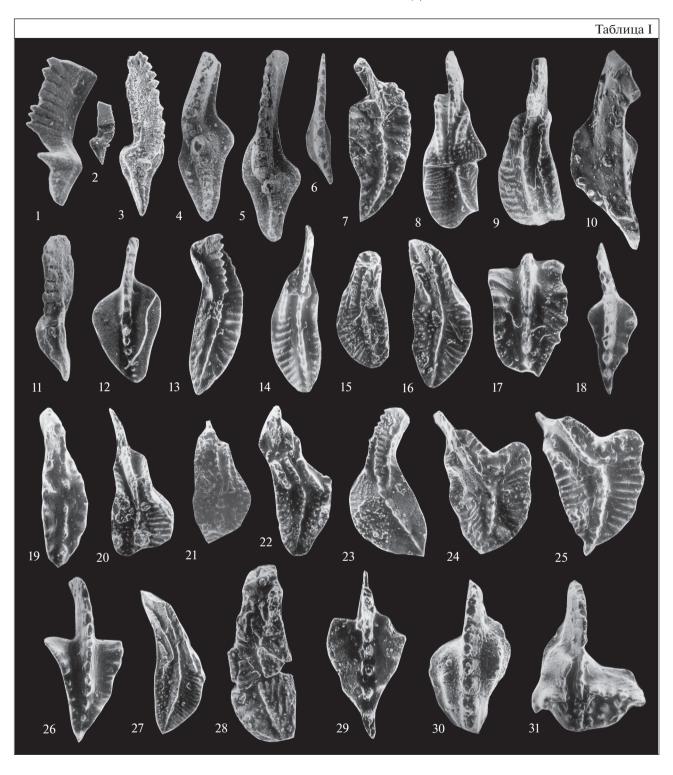
В типовом разрезе Кайнар III в среднем течении р. Кайнар зона S. isosticha—S. crenulata представлена следующими видами: Siphonodella isosticha, S. cooperi, S. lobata (Branson et Mehl), S. quadruplicata (Branson et Mehl). Neopol. communis. Polygnathus purus Voges, Pol. aff. proprius Kononova et Pistshikova, Pseudopolygnathus dentilineatus Eva Branson, Ps. multistriatus Mehl et Thomas, Ps. triangulus Voges, B. stabilis, Gnathodus delicatus Branson et Mehl, G. punctatus (Cooper) (рис. 4, табл. I). В разрезах Кайнар IV, V и XI этот список дополняют: Pol. flabellus Branson et Mehl, S. aff. zeravshanica, S. crenulata, S. cf. obsoleta Hass, Pseudopolygnathus nudus Pierce et Wang, Bispathodus cf. aculeatus (Branson et Mehl), Neopolygnathus aff. talassicus (Nigmadjanov), Pol. cf. symmetricus Eva Branson, Protognathodus cf. praedelicatus Lane, Sandberg et Ziegler. B paspesax Ичке-Кызылсу II и Текелик в отложениях зоны также найдены позднетурнейские радиолярии, а

в разрезах Аксай I и II — позднетурнейские радиолярии и фораминиферы.

Зона Gnathodus cuneiformis (аналог зоны G. typicus, выделенной В.П. Чернышуком и В.А. Аристовым из объема зоны Polygnathus carina) отвечает средней части талдыбулакского горизонта верхнего турне (рис. 3) (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994; Дженчураева, 1993). Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса либо Dollvmae hassi Voges, также начинающего здесь свое развитие. Верхняя граница определяется появлением Scaliognathus anchoralis Branson et Mehl или Gnathodus pseudosemiglaber Thompson et Fellows (рис. 4, 5). Всего в этой зоне определен 31 вид, двадцать три из которых переотложены из нижнетурнейских и девонских отложений. Заметное уменьшение видового разнообразия конодонтов объясняется полным вымиранием сифоноделл и большинства представителей родов Pseudopolygnathus и Polygnathus. Начинают свое развитие доллимы и характерные для верхнего турне гнатодусы: Gnathodus typicus Cooper, G. semiglaber (Bischoff), G. cuneiformis Mehl et Thomas (табл. II). Два вида — Bispathodus stabilis и Neopolygnathus communis — являются транзитными (рис. 5).

Зона Scaliognathus anchoralis—Gnathodus pseudosemiglaber отвечает верхней части талдыбулакского горизонта верхнего турне (рис. 3). На западе Южного Тянь-Шаня в Туркестанском и Алайском хребтах ранее выделялась зона Scaliognathus anchoralis (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994). В отложениях изученной нами области на этом же уровне найден G. pseudosemiglaber. Нижняя граница зоны проводится по появлению видов-индексов. Верхняя граница устанавливается появлением G. texanus Roundy. Всего в этой зоне выделено 29 видов конодонтов, из которых 16 ви-

Таблица I. Конодонты нижнего турне и низов верхнего турне. 1-9 — юринский и коксуйский горизонты, Слои с Siphonodella: 1-3 — Palmatolepis gracilis sigmoidalis Ziegler: 1 — № 452-I/1, Кайнар III, обр. 474-78, ×125; 2 — № 452-I/2, Кайнар III, обр. 474-82, ×35; 3 — № 452-I/3, Кайнар III, обр. 482-3, ×75; 4, 5 — Palmatolepis gracilis Branson et Mehl: 4 — № 452-I/4, Аксай III, обр. 205/22, ×85; 5 — № 452-I/5, Аксай III, обр. 205/22, ×85; 6 — Bispathodus stabilis (Branson et Mehl), № 452-I/6, Кайнар VI, обр. 482/3, ×65; 7 — Polygnathus corrugatus E. Branson, № 452-I/7, Кайнар III, обр. 474/78, ×75; 8, 9 — Polygnathus siphonellus Druce: 8 — № 452-I/8, Кайнар I-II, обр. 474/44, ×65; 9-№ 452-I/9, Аксай IV, обр. 425/18, ×60; 10-31- низы талдыбулакского горизонта, **зона** Siphonodella isosticha—S. crenulata: 10 — Bispathodus stabilis (Branson et Mehl), № 452-I/10, Кайнар III, обр. 474/86, ×100; 11 — Neopolygnathus communis (Branson et Mehl), № 452-I/11, Кайнар III, обр. 474/84, ×55; 12 — Polygnathus purus purus Voges, № 452-I/12, Кайнар III, обр. 474/84, ×55; 13 – Siphonodella sulcata (Huddle), № 452-I/13, Кайнар VI, обр. 482/9, ×80; 14, 15 — Siphonodella duplicata (Branson et Mehl): 14 — № 452-I/14, Кайнар III, обр. 474/86, ×80; 15 — № 452-I/15, Кайнар V, обр. 482/27, ×55; 16 — Siphonodella cooperi Hass, № 452-I/16, Кайнар III, обр. 474/84, ×40; 17 — Polygnathus flabellus Branson et Mehl, № 452-I/17, Kaйнар VI, обр. 482/9, ×60; 18 — Pseudopolygnathus dentilineatus E. Branson, № 452-I/18, Кайнар III, обр. 474/85, ×85; 19 — Pseudopolygnathus multistriatus Mehl et Thomas, № 452-I/19, Кайнар III, обр. 474/85, ×70; 20—22 — Siphonodella crenulata (Cooper): 20 — № 452-I/20, Кайнар VI, обр. 482/11, ×50; 21 — № 452-I/21, Кайнар V, обр. 482/27, ×50; 22 – № 452-I/22, Кайнар VI, обр. 482/13, ×60; 23 — Siphonodella lanei (прежнее определение (Неевин, 2005) – Siphonodella isosticha (Cooper)), № 452-I/23, Кайнар III обр. 474/85, ×80; 24, 25 – Siphonodella lobata (Branson et Mehl): 24 - № 452-I/24, Кайнар III, обр. 474/85, $\times 30$; 25 - № 452-I/25, Кайнар III, обр. 474/85, $\times 40$; 26 - Pseudopolygnathus triangulus triangulus Voges, № 452-I/26, Кипчак I, обр. 408/40, ×30; 27 — Siphonodella quadruplicata (Branson et Mehl), № 452-I/27, Kaйнар III, обр. 474/85, ×40; 28 — Siphonodella aff. zeravshanica Bardasheva, № 452-I/28, Кайнар V, обр. 482/27, ×60; 29 — Pseudopolygnathus nudus Pierce, № 452-I/29, Кайнар VI, обр. 482/13, ×90; 30 — Protognathodus praedelicatus Lane, Sandberg et Ziegler, № 452-I/30, Кайнар XI, обр. 483/27, ×110; 31 — Gnathodus punctatus Cooper, № 452-I/31, Кайнар III, обр. 474/86, ×45.



дов являются переотложенными из нижнетурнейских и верхнедевонских отложений. К концу позднего турне происходит резкая смена родов конодонтов при значительном уменьшении их количества. В описываемой зоне исчезают представители родов Polygnathus, Neopolygnathus, Pseudopolygnathus, Protognathodus, Bispathodus,

Dollymae и Scaliognathus и виды Gnathodus typicus, G. delicatus и G. cuneiformis (рис. 4).

В типовом разрезе Кайнар III определены: Gnathodus pseudosemiglaber, G. semiglaber, G. cf. typicus, G. cuneiformis, Pseudopolygnathus multistriatus Mehl et Thomas, Ps. cf. pinnatus (Voges), Neopolygnathus communis (рис. 4, табл. II) и позднетур-

нейские радиолярии. В разрезах Кайнар VI, IX, XI, Терек III, IV, Кипчак II, IV, Аксай IV и Текелик этот список дополняют G. aff. delicatus, Sc. anchoralis, Bispathodus stabilis, Hindeodella segaformis Bischoff, Protognathodus praedelicatus, Pr. cordiformis Lane, Sandberg et Ziegler, Dollymae hassi Voges, Polygnathus symmetricus Eva Branson. В разрезе Текелик также присутствуют позднетурнейские радиолярии, а в разрезах Аксай I и Ичке-Кызылсу II определены турнейские фораминиферы.

Зона Gnathodus texanus, ранее выделенная в Туркестанском и Алайском хребтах (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994), на изученной территории распространена наиболее широко. Зона отвечает саргадонскому, пскемскому и байсайскому горизонтам нижнего визе и низам ительгиуинского горизонта верхнего визе (рис. 3). Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса G. texanus Roundy или видов Pseudognathodus symmutatus (Rhodes, Austin et Druce) и Ps. homopunctatus (Ziegler) (табл. III), начинающих свое развитие на этом же уровне (Аристов, 1994). Верхняя граница определяется по появлению Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy) (puc. 4, 5). В разрезах Аксай I, III и IV в основании зоны также появляются визейские фораминиферы. В зоне G. texanus определено 14 видов конодонтов, из которых 3 вида переотложены из турнейских отложений. В этой зоне начинают свое развитие G. texanus, G. girtyi Hass, G. praebilineatus Belka, G. meischneri Austin et Husri, в средней ее части появляются G. bilineatus romulus Meischner et Nemirovskaya, a B верхней — Lochriea commutata (Branson et Mehl) и G. bilineatus remus Meischner et Nemirovskaya. Takже здесь начинают свое развитие Clydagnathus sp., Ps. homopunctatus, Ps. symmutatus и заканчивает существование G. semiglaber, а вид G. pseudosemiglaber является транзитным (рис. 4, 5). В разрезе Аксай IV определены G. texanus, G. pseudosemiglaber, G. semiglaber, G. girtyi, G. praebilineatus, G. meischneri, Clydagnathus sp., Ps. homopunctatus, Ps. symmutatus (рис. 5). Здесь же найдены визейские фораминиферы.

Зона Gnathodus bilineatus bilineatus была установлена в разрезах Туркестанского и Алайского хребтов (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994). Верхняя граница зоны изначально определялась внутри серпуховского яруса, но позднее, по сопоставлению с разрезами Подмосковья (Барсков и др., 1979), В.П. Чернышук ограничил зону Gnathodus bilineatus bilineatus верхним визе (Аристов, Чернышук, 1984). Исследования в хр. Кокшаал (Djenchuraeva et al., 2001; Неевин, 2001, 2005) показали, что первые Lochriea nodosa (Bischoff) появляются в верхней части верхнего визе над слоями с Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy). Соответственно, верхняя граница зоны была определена в средней части верхнего визе, что отвечает ее по-

ложению и в стандартной конодонтовой шкале (рис. 5). По объему зона отвечает верхней части ительгиуинского горизонта и аксарсайскому горизонту верхнего визе (рис. 3). В таких границах зона Gnathodus bilineatus bilineatus в Южном Тянь-Шане была установлена впервые.

Нижняя граница зоны G. bilineatus bilineatus проволится по появлению вила-инлекса, а верхняя граница — по появлению Lochriea nodosa либо L. mononodosa (Rhodes, Austin et Druce). В описываемой зоне определено 11 видов конодонтов. Заметное уменьшение видового разнообразия конодонтов в визе, и особенно в позднем визе, наблюдается в глобальном масштабе (Аристов, 1994). В этой зоне начинает свое развитие вид-индекс G. bilineatus bilineatus и заканчивают существование G. pseudosemiglaber, G. texanus, Clydagnathus sp. Остальные виды — G. praebilineatus Belka, G. girtyi Hass, Pseudognathodus homopunctatus, Ps. symmutatus и Lochriea commutata — являются транзитными (рис. 5). В опорном разрезе Кайнар VII определены: G. bilineatus bilineatus, G. girtyi, G. aff. pseudosemiglaber, Lochriea cf. commutata, Ps. symmutatus, Ps. homopunctatus (рис. 4. табл. III). Также в отложениях зоны найдены визейские фораминиферы.

Зона Lochriea nodosa была установлена в западных областях Южного Тянь-Шаня для отложений нижнесерпуховского подъяруса (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994). Позднее А.В. Неевиным в хр. Кокшаал положение зоны принималось в объеме верхней части верхнего визе и нижнесерпуховского подъяруса (Djenchuraeva et al., 2001). Последующие исследования в хр. Джангджир позволили ограничить положение этой зоны верхней часты верхнего визе, соответствующей нижней части машатского горизонта (рис. 3) (Neyevin, 2003; Неевин, 2005). В таком объеме зона Lochriea nodosa в Южном Тянь-Шане принимается в настоящее время.

В зоне Lochriea nodosa определено наименьшее (10) количество видов конодонтов. Нижняя граница зоны устанавливается по появлению видаиндекса или L. mononodosa, а верхняя граница – по появлению L. ziegleri (Nemirovskaya, Perret et Meischner) или L. cruciformis (Clarke). В нижней части зоны исчезает G. praebilineatus. Два вида — G. pseudosemiglaber и G. bilineatus romulus – переотложены из верхнетурнейских-средневизейских отложений. Четыре вида — Gnathodus bilineatus bilineatus, Pseudognathodus homopunctatus, Ps. symmutatus, L. commutata — являются транзитными (рис. 5). В наиболее полных разрезах Кызылсу I—IV определены L. nodosa, L. mononodosa, L. commutata, G. girtyi, Hindeodus cf. cristulus (Youngquist et Miller), а также найдены поздневизейские фораминиферы. В разрезах Кайнар V, VII, XII, Терек II и Кипчак III список конодонтов дополняют Gna-

| Ярус | | Турне | йский | | Виз | вейский | Серпуховский | | | |
|--|--------------|------------------------------|-------------|-------------|--------------|--------------|--------------|----------|--|------------|
| Подъярус | Ниж. | | Верхний | | Нижний | Верхн | Нижн. | ний | | |
| Горизонт | Ю.Кок. | Талд | ыбулаксі | | Сар.Пс.Бай.І | Ител Аксар. | Маша | тский | Кельтем. | Койкобел. |
| Виды Зоны | Sipho- | S. isosticha S. crenulata | Gnathodus | Sc. anchor. | Gnathodus | G. bilineat. | Lochriea | Lochriea | G. bilineat. bollanden. | G. post- |
| Palmatolepis gracilis sigmoidalis Zieg. | nodella | S. Crenulata | cunenom. | G. pseudos. | texanus | bilineatus | nodosa | ziegieri | bollanden. | bilineatus |
| Palm. gracilis gracilis (Br. et M.) | <u></u> | | | | | | | | | |
| Bispathodus stabilis (Br. et M.) | | | | | | | | | | |
| Neopolygnathus communis (Br. et M.) | | | | | | | | | | |
| Polygnathus corrugatus E. Br. | | | | | | | | | | |
| Pol. symmetricus E. Br. Pol. parapetus Druce | | | | | | | | | | |
| Pol. purus purus Voges | | | _ | | | | | | | |
| Pol. siphonellus Druce | _ | | | | | | | | | |
| Pol. lacinatus Hudd. | — | | | | | | | ļ | 1 | |
| Pol. inormatus Br. et M. | _ | | | | | | | | | |
| Siphonodella sulcata (Hudd.) | - | | | | | | | | | |
| S. duplicata (Br. et M.) S. coopperi Hass | | | | | | | | | | |
| S. obsoleta Hass | | | | | | | | | | |
| Pol. proprius Kon. et Pist. | | | | | | | | | | |
| Pol. flabellus Br. et M. | | | | | | | | | | |
| Pseudopolygnathus dentilineatus E. Br. | | | | | | | ļ | | <u> </u> | |
| Pseudopol. multistriatus Mehl et Th. Pol. vogesi Zieg. | | | | | | | | | | |
| Protognathodus meischneri Zieg. | | | | | | | | | | |
| S. crenulata (Cooper) | | | | | | | | | | |
| S. isosticha (Cooper) | | | | | | | | | | |
| S. lobata (Br. et M.) | l | | | | | | | L | l | |
| Neopol. talassicus (Nigm.) | | | | | | | | | | |
| Pseudopol. triangulus V. Bisp. aculeatus aculeatus (Br. et M.) | | | | | | | | | | |
| S. quadruplicata (Br. et M.) | | | | | | | | | | |
| S. zeravshanica Bard. | | | | | | | | | | |
| Pseudopol. nuddus Pier. et Lang. | | | | | l | | l |] | | |
| Protogn. praedelicatus L., S. et Z. | | | | | | | [| | | |
| Gnathodus punctatus (Cooper) G. delicatus Br et M. | | | | | | | | | | |
| G. cuneiformis Mehl et Th. | | - | | | | | | | | |
| Dollymae hassi Voges | | | | | | | | | | |
| G. typicus Cooper | | | | | | | l | | | |
| G. semiglaber (Bisch.) | | | | | | | [| | | |
| Protogn. cordiformis L., S. et Z. | | | | | 1 | | | | | |
| Hindeodella segaformis Bisch. Pseudopol. pinnatus (Voges) | | | | | | | | | | |
| Scaliognathus anchoralis Br. et M. | | | | | | | | | | |
| G. pseudosemiglaber Th. et Fel. | | | | | | _ | | | | |
| G. meischneri Aus. et Husri | | | | | | | | | | |
| Clydagnathus sp. | | | | | | | | | | |
| G. texanus Roundy G. praebilineatus Belka | | | | | | | <u> </u> | | | |
| Pseudognathodus homopunctatus (Z.) | | | | | | | | | | |
| Pseudogn. symmutatus (Rh., Aus. et Dr.) | | | | | | | | _ | | |
| G. girtyi Hass | | | | | | | | | | |
| G. bilineatus romulus Meis. et Nemir. | | | | | — | | | | | |
| Lochriea commutata (Br. et M.) | | | | | | | | | | |
| G. bilineatus remus Meisch. et Nemir. G. bilineatus bilineatus (Roun.) | | | | | | | | | | |
| G. subbilineatus L., San. et Zieg. | | | | | | | | | | |
| L. nodosa (Bisch.) | | | | | | | | | | |
| L. mononodosa (Rh., Aus. et Dr.) | | | | | | | | | | |
| L. multinodosa (Wirth) | ļ | | | | | ļ | | | | |
| L. cruciformis (Clarke) L. costata (Pazukhin et Nemir.) | | | | | | | | | | |
| L. senckenbergica (Nemir., Per. et Meis.) | | | | | | | | | | |
| L. ziegleri Nemir., Per. et Meis. | | | | | | | † | | | |
| G. bilineatus bollandensis Hig. et Bouc. | | | | | | | | | | |
| Vogelgnathus akiyoshiensis (Igo) | | | | | | | ļ | | ļ. | |
| V. cambelli (Rexr.) G. postbilineatus Nig. et Nemir. | | | | | | | | | | |
| G. postonineatus ivig. et iveniir. | | | | | L | L | l | I | | |

Рис. 5. Стратиграфическое распространение наиболее представительных видов конодонтов в нижнекаменноугольных отложениях Южного Тянь-Шаня. Сокращения: Ю. – Юринский, Кок. – Коксуйский, Сар. – Саргадонский, Пс. – Пскемский, Бай. – Байсайский, Ител. – Ительгиуинский, Аксар. – Аксарсайский, Кельтем. – Кельтемашатский, Койкобел. – Койкобельтауский.

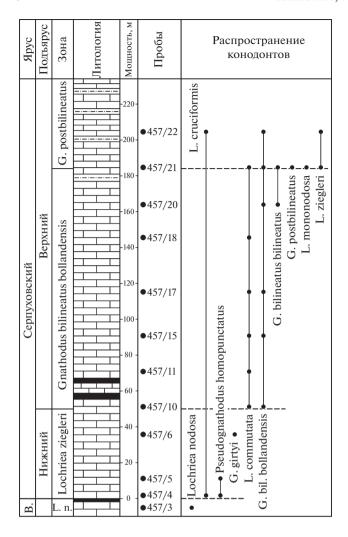


Рис. 6. Стратиграфическое распространение конодонтов в верхневизейских и серпуховских отложениях хр. Джангджир, разрез Арашан. Сокращения: В. – Визейский, L. n. – Lochriea nodosa. Условные обозначения см. на рис. 2.

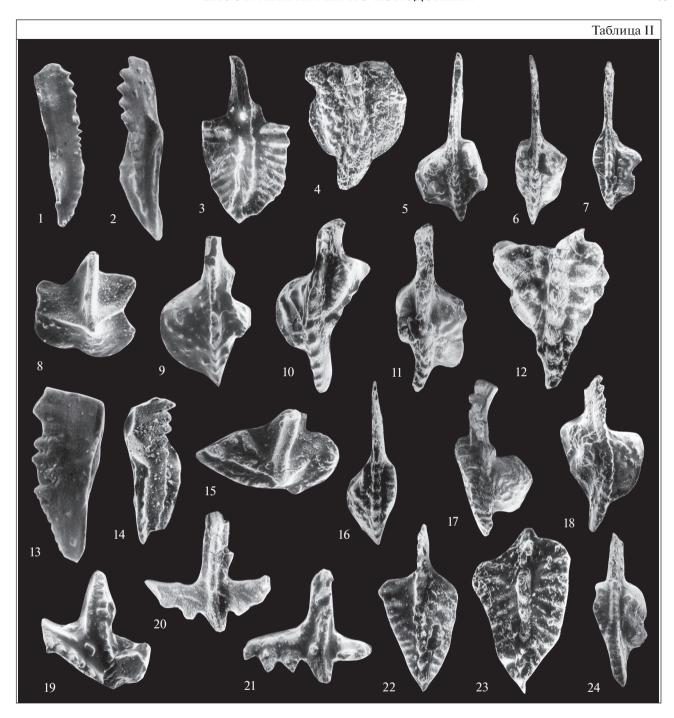
thodus bilineatus bilineatus (Roundy), G. bilineatus (Roundy), G. praebilineatus Belka, Ps. symmutatus.

Зона Lochriea ziegleri отвечает нижнесерпуховскому подъярусу (верхней части машатского горизонта) (рис. 3). Ранее в Южном Тянь-Шане этот стратиграфический интервал относился к верхней части зоны L. nodosa, поскольку не удавалось выделить типичных серпуховских Lochriea ziegleri (Nemirovskaya, Perret et Meischner), L. multinodosa (Wirth), L. cruciformis (Clarke) и др. (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994). В результате детальных исследований удалось впервые установить эти виды в хр. Кокшаал и Джангджир, тем самым более точно определить нижнюю границу серпуховского яруса. Нижняя граница зоны определяется по появлению вида-индекса L. ziegleri либо L. cruciformis, а верхняя граница — по появлению Gnathodus bilineatus bollandensis Higgins et Bouckaert. В описываемой зоне выделено 13 видов конодонтов. В нижней части зоны исчезают G. girtvi, Ps. symmutatus, Ps. homopunctatus. Только в нижней части зоны установлен G. subbilineatus Lane, Sandberg et Ziegler. Четыре представителя рода Lochriea – L. ziegleri, L. cruciformis, L. costata (Pazukhin et Nemirovskava) и L. senckenbergica (Nemirovskaya, Perret et Meischner) – начинают здесь свое развитие (рис. 5). В разрезе Арашан определены L. cruciformis, G. aff. girtvi. Ps. homopunctatus (рис. 6, табл. IV). В разрезах Кайнар V, VII, XV, Терек IV, Кызылсу I, II, IV и Текелик этот список дополняют L. cf. commutata. L. cf. multinodosa, L. nodosa, L. cf. mononodosa, G. girtyi, G. bilineatus, G. cf. bil. bilineatus, Ps. aff. homopunctatus. Также здесь определены серпуховские фораминиферы.

Зона Gnathodus bilineatus bollandensis отвечает кельтемашатскому горизонту верхнесерпуховского подъяруса (рис. 3). Зона была выделена сначала в Туркестанском и Алайском хребтах из верхней части зоны Gnathodus bilineatus (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994). В дальнейшем вид-индекс

Таблица II. Конодонты верхнего турне.

1—16 — средняя часть талдыбулакского горизонта, **зона Gnathodus cuneiformis:** 1 — Bispathodus stabilis (Branson et Mehl), № 452-II/1, Кайнар IX, обр. 448/19, ×80; 2 — Neopolygnathus communis (Branson et Mehl), № 452-II/2, Кайнар IX, обр. 448/19, ×95; 3 — Pseudopolygnathus triangulus triangulus Voges, № 452-II/3, Кипчак I, обр. 408/40, ×30; 4 — Protognathodus cf. praedelicatus Lane, Sandberg et Ziegler, № 452-II/4, Терек I, обр. 407/90, ×90; 5 — Gnathodus punctatus Cooрег, № 452-II/5, Кайнар XI, обр. 483/24, ×30; 6 — Gnathodus delicatus Branson et Mehl, № 452-II/6, Кипчак I, обр. 408/40, ×50; 7 – Gnathodus cuneiformis Mehl et Thomas, № 452-II/7, Кайнар III, обр. 474/91, ×45; 8 – Dollymae hassi Voges, № 452-II/8, Терек I, обр. 407/90, ×160; 9-11 Gnathodus semiglaber (Bischoff): 9 - № 452-II/9, Кайнар III, обр. 474/91, ×80; 10 – № 452-II/10, Кайнар III, обр. 474/88, ×70; 11 – № 452-II/11, Кайнар III, обр. 474/96, ×55; 12 – Ргоtognathodus cordiformis Lane, Sandberg et Ziegler, № 452-II/12, Кипчак I, обр. 408/37, ×100; 13-24 – верхняя часть талдыбулакского горизонта, зона Scaliognathus anchoralis—Gnathodus pseudosemiglaber: 13 — Bispathodus stabilis (Branson et Mehl), № 452-II/13, Кайнар IX, обр. 448/22, ×105; 14 — Neopolygnathus communis (Branson et Mehl), № 452-II/14, Кипчак II, обр. 408/70, ×80; 15 – Dollymae hassi Voges, № 452-II/15, Кипчак VI, обр. 409/44, ×110; 16 – Gnathodus typicus Cooper, № 452-II/16, Терек IV, обр. 8/89, ×70; 17, 18 — Gnathodus semiglaber (Bischoff): 17 — № 452-II/17, Аксай-IV, обр. 425/34, ×30; 18 – № 452-II/18, Кайнар III, обр. 474/99, ×40; 19 – Scaliognathus cf. anchoralis Branson et Mehl, № 452-II/19, Кайнар IX, обр. 448/19, ×85; 20, 21 — Scaliognathus anchoralis Branson et Mehl: 20 — № 452-II/20, Терек IV, oбp. 8/89, ×160; 21 − № 452-II/21, Tepeκ IV, oбp. 8/89, ×110; 22 − Pseudopolygnathus cf. pinnatus (Voges), № 452-II/22, Кайнар III, обр. 474/99, ×60; 23 – Pseudopolygnathus cf. pinnatus (Voges), № 452-II/23, Кайнар III, обр. 474/99, ×60; 24 — Gnathodus pseudosemiglaber Thompson et Fellows, № 452-II/24, Кайнар III, обр. 474/99, ×35.



был найден также в хр. Кокшаал, что сделало возможным выделение зоны Gnathodus bilineatus bollandensis и в восточном секторе Южного Тянь-Шаня (Djenchuraeva et al., 2001). Основание зоны проводится по появлению вида-индекса, а верхняя граница определена появлением Gnathodus postbilineatus Nigmadjanov et Nemirovskaya. В описываемой зоне найдено 12 видов конодонтов. Присутствуют виды Vogelgnathus cambelli (Rexroad) и V. akiyoshiensis (Igo), известные в разрезах

США и Японии, и заканчивает свое развитие Lochriea multinodosa, встречающийся в других регионах в отложениях до нижнебашкирского подъяруса включительно (рис. 5, 6). В типовом разрезе Арашан определены Gnathodus bilineatus bollandensis, L. commutata, G. bilineatus bilineatus (табл. IV) и в одном образце идентифицированы серпуховские фораминиферы. В разрезах Кайнар V, VII, XI, Терек I, IV, V, Кипчак II, III, IV, VII, Кызылсу I, II и Текелик этот список дополняют

L. cf. ziegleri, L. cf. multinodosa, L. nodosa, L. mononodosa, G. bilineatus. Здесь же встречены позднесерпуховские фораминиферы.

Зона Gnathodus postbilineatus, отвечающая койкобельтаускому горизонту верхнесерпуховского подъяруса (рис. 3), была выделена А.В. Неевиным в хр. Кокшаал в верхней части зоны Gnathodus bilineatus bollandensis (Djenchuraeva et al., 2001). Нижняя граница зоны определяется по появлению вида-индекса Gnathodus postbilineatus, а верхняя граница — по первому появлению башкирского вида конодонтов Declinognathodus noduliferus (Ellison et Graves). В описываемой зоне выделено 11 видов конодонтов. За исключением вида-индекса, все виды, установленные в этой зоне, проходят из нижележащих зон (рис. 5). В типовом разрезе Арашан определены G. postbilineatus, G. bilineatus bollandensis, Lochriea mononodosa, L. cf. ziegleri, L. cf. cruciformis, L. commutata (рис. 6, табл. IV). В разрезе Кипчак IV также описаны G. postbilineatus, G. bil. bilineatus, а в разрезе Кайнар V — виды L. commutata, L. mononodosa и позднесерпуховские фораминиферы.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СХЕМ ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ НИЖНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ МИРА

Для сопоставления схем расчленения нижнего карбона разных регионов мира, комплексы конодонтов, полученные при опробовании разрезов Южного Тянь-Шаня, сопоставлялись через зональные комплексы шкал рассматриваемых регионов.

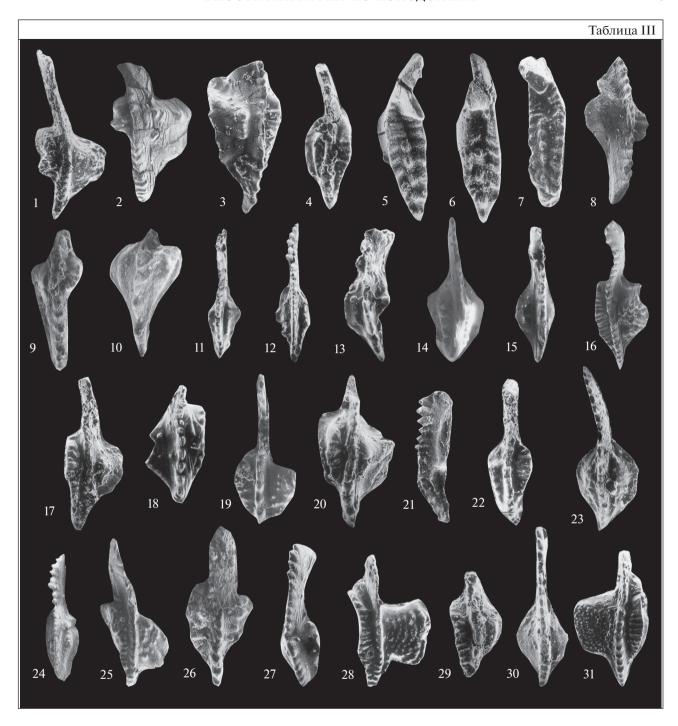
Узбекистан. Корреляция проводится со схемой, разработанной И.М. Нигмаджановым (1987).

Слои с Siphonodella Южного Тянь-Шаня сопоставляются с зонами Siphonodella sulcata, S. duplicata, S. sandbergi-S. quadruplicata и Gnathodus punctatus региональной схемы Узбекистана. В Южном Тянь-Шане конодонты двух нижних зон отсутствуют, а верхний уровень представлен единичными S. sandbergi Klapper и S. quadruplicata (Branson et Mehl) (рис. 5). Верхняя граница устанавливается по появлению видов-индексов зоны Siphonodella isosticha—Siphonodella crenulata B предлагаемой схеме Южного Тянь-Шаня и Gnathodus semiglaber в схеме Узбекистана. В разрезах Южного Тянь-Шаня комплекс конодонтов содержит больше представителей родов Polygnathus и Bispathodus. Зона Siphonodella isosticha—Siphonodella crenulata Южного Тянь-Шаня коррелируется с нижней частью зоны Gnathodus semiglaber региональной схемы Узбекистана. Верхняя граница зоны в Южном Тянь-Шане установлена по появлению вида-индекса вышерасположенной зоны Gnathodus cuneiformis. В целом этот интервал отвечает интервалу развития позднетурнейских сифоноделл. Комплекс конодонтов в обеих схемах сходен, но в схеме Южного Тянь-Шаня Кыргызстана он дополнен Siphonodella lobata (Branson et Mehl), S. aff. zeravshanica Bardasheva, полигнатусами и псевдополигнатусами.

Зона Gnathodus cuneiformis Южного Тянь-Шаня сопоставляется с верхней частью зоны Gnathodus semiglaber схемы Узбекистана. Верхняя граница проводится по появлению Scaliognathdusus anchoralis Branson et Mehl в Киргизии и Gnathodus pseudosemiglaber Thompson et Fellows в Узбекистане. Общими видами для обеих схем являются виды-индексы зон, а также Gnathodus delicatus Branson et Mehl, G. cuneiformis Mehl et Thomas, G. punctatus (Cooper), Protognathodus praedelicatus Lane, Sandberg et Ziegler. В Южном Тянь-Шане

Таблица III. Конодонты визейского яруса.

^{1-19 -} саргадонский, пскемский, байсайский горизонты и нижняя часть ительгиуинского горизонта, зона Gnathodus texanus: 1, 2 — Gnathodus semiglaber (Bischoff): 1 — № 452-III/1, Кайнар VI, обр. 221/11, ×35: 2 — № 452-III/2, Кайнар III, обр. 474/103, ×40; 3 — Gnathodus pseudosemiglaber Thompson et Fellows, № 452-III/3, Кайнар VII, обр. 488/2, ×55; 4 -Gnathodus meischneri Austin et Husri, № 452-III/4, Кайнар III, обр. 474/104, ×75; 5—7 — Clydagnathus sp. (прежнее определение (Heeвин, 2005) — Mestognathus beckmani Bischoff): 5 — № 452-III/5, Кайнар VII, обр. 488/2, ×40; 6 — № 452-III/6, Кайнар VII, обр. 488/3, ×50; 7 – № 452-III/7, Кайнар III, обр. 474/102, ×45; 8–13 – Gnathodus texanus Roundy: 8 № 452-III/8, Кайнар XIII, обр. 489/7, $\times 60$; 9 - № 452-III/9, Терек IV, обр. 8/90, $\times 70$; 10 - № 452-III/10, Кайнар III, обр. 474/103, $\times 65$; 11 - № 452-III/11, Кайнар III, обр. 474/103, $\times 65$; 12 - № 452-III/12, Кайнар III, обр. 474/105, $\times 50$; 13 – № 452-III/13, Кайнар III, обр. 474/102, ×90; 14 – Pseudognathodus homopunctatus (Ziegler), № 452-III/14, Кипчак II, обр. 408/84, ×70; 15 — Pseudognathodus symmutatus (Rhodes, Austin et Druce), № 452-III/15, Кайнар III, обр. 474/103, ×95; 16, 17 — Gnathodus praebilineatus Belka: 16 — № 452-III/16, Кайнар VII, обр. 488/4, ×70; 17 — № 452 /17, Кайнар III, обр. 474/105, ×50; 18, 19 — Gnathodus bilineatus romulus Meischner et Nemirovskaya: 18 — № 452-III/18, Кайнар I, обр. 34/34, ×120; 19 - № 452-III/19, Кайнар I, обр. 34/34, ×80; 20-29 - верхняя часть ительгиуинского горизонта и аксарсайский горизонт, **зона Gnathodus bilineatus:** 20 — Gnathodus pseudosemiglaber Thompson et Fellows, № 452-III/20, Кайнар XII, обр. 473/6, $\times 55$; 21, 22 — Gnathodus girtyi Hass: 21 - № 452-III/21, Кайнар XII, обр. 473/6, $\times 40$; 22 - № 452-III/22, Кынды, обр. 422/75, ×65; 23, 24 — Pseudognathodus homopunctatus (Ziegler): 23 — № 452-III/23, Кайнар XIII, обр. 489/3, ×55; 24 — № 452-III/24, Кызылсу I, обр. 374/4, ×55; 25, 26 — Gnathodus praebilineatus Belka: 25 — № 452-III/25, Кайнар VI, обр. 221/5, ×45; 26 — № 452-III/26, Кайнар XIII, обр. 489/5, ×40; 27 — Lochriea commutata (Branson et Mehl), № 452-III/27, Kaйнар XII, обр. 473/6, ×55; 28 – Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy), № 452-III/28, Кайнар VII, обр. 488/5, ×40; 29—31 — нижняя часть машатского горизонта, зона Lochriea nodosa: 29 — Gnathodus girtyi Hass, № 452-III/29, Узун-Кыр, обр. 224/1, ×75; 30 — Lochriea commutata (Branson et Mehl), № 452-III/30, Узун-Кыр, обр. 224/2, ×65; 31 — Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy), № 452-III/31, Кайнар VII, обр. 488/15, ×50.



(Кыргызстан) список дополнен Polygnathus inornatus Branson et Mehl, Bispathodus stabilis (Branson et Mehl), Neopolygnathus communis (Branson et Mehl), Dollymae hassi Voges, Protognathodus cordiformis Lane, Sandberg et Ziegler и различными видами рода Pseudopolygnathus, но отсутствуют Neopolygnathus carinus (Hass), Polygnathus kylosjensis Nigmadjanov и Eothaphrus bultynski (Groessens). Зона Scaliognathus anchoralis—Gnathodus рseudosemiglaber в Южном Тянь-Шане Кыргызстана коррелируется с

одноименной зоной Узбекистана. Этот интервал отвечает верхней части верхнего турне, верхняя граница которого определяется по появлению вида-индекса зоны Gnathdus texanus и совпадает с границей турнейского и визейского ярусов. Общими в обеих схемах являются различные виды рода Gnathodus.

<u>Зона Gnathodus texanus</u> Южного Тянь-Шаня соответствует зонам Gnathodus texanus и Lochriea commutata в схеме Узбекистана. Различие в объе-

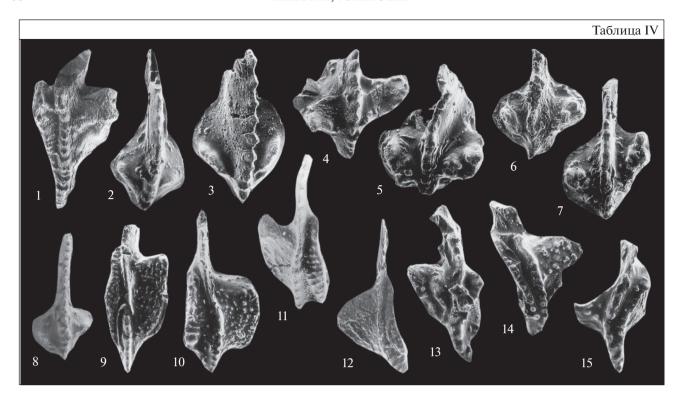


Таблица IV. Конодонты серпуховского яруса.

1—7 — верхняя часть машатского горизонта, **зона Lochriea ziegleri**: 1 — Gnathodus subbilineatus Lane, Sandberg et Ziegler, № 452-IV/1, Узун-Кыр, обр. 224/7, ×55; 2 — Lochriea nodosa (Bischoff), № 452-IV/2, Узун-Кыр, обр. 224/7, ×80; 3 — L. costata (Pazukhin et Nemirovskaya) (прежнее определение (Неевин, 2005) — L. cruciformis (Clarke)), № 452-IV/3, Кайнар V, обр. 482/53, ×80; 4 — L. cruciformis (Clarke), № 452-IV/4, Арашан, обр. 457/4, ×90; 5, 6 — L. ziegleri Nemirovskaya, Perret et Meischner: 5 — № 452/5, Узун-Кыр, обр. 224/7, ×60; 6 — № 452-IV/6, Узун-Кыр, обр. 224/7, ×70; 7 — L. senckenbergica (Nemirovskaya, Perret et Meischner) (прежнее определение (Неевин, 2005) — L. ziegleri Nemir., Perret et Meisch.), № 452-IV/7, Узун-Кыр, обр. 465/14, ×60; 8 — 12 — кельтемашатский горизонт, **зона Gnathodus bilineatus bollandensis:** 8 — Lochriea nodosa (Bischoff), № 452-IV/8, Кипчак VII, обр. 503/67, ×60; 9—12 — Gnathodus bilineatus bollandensis Higgins et Bouckaert: 9 — № 452-IV/9, Кипчак II, обр. 408/86, ×70; 10 — № 452-IV/10, Кайнар VII, обр. 488/23, ×50; 11 — № 452-IV/11, Арашан, обр. 457/16, ×55; 12 — № 452-IV/12, Кипчак III, обр. 409/5, ×65; 13—15 — койкобельтауский горизонт, **зона Gnathodus postbilineatus**: 13—15 — Gnathodus postbilineatus Nigmadganov et Nemirovskaya: 13 — № 452-IV/13, Кипчак IV, обр. 409/11, ×80; 14 — № 452-IV/14, Арашан, обр. 457/21, ×55; 15 — № 452-IV/15, Арашан, обр. 457/21, ×55.

ме зон объясняется тем, что в Киргизии недостаточно данных для выделения зоны L. commutata. Верхняя граница коррелируемого интервала установлена на уровне появления вида-индекса зоны Gnathodus bilineatus bilineatus. Комплексы конодонтов данного интервала очень сходны в обеих схемах и охарактеризованы общими видами родов Gnathodus (за исключением Gnathodus meischneri Austin et Husri, G. bilineatus romulus Meischner et Nemirovskava. G. bilineatus remus Meischner et Nemirovskaya, отсутствующих в разрезах Узбекистана), Lochriea, Pseudognathodus, Mestognathus. В разрезах Южного Тянь-Шаня отсутствует представитель мелководных фаций Taphrognathus varians Branson et Mehl. 3oна Gnathodus bilineatus bilineatus Южного Тянь-Шаня сопоставляется с одноименной зоной Узбекистана. Верхняя граница в обеих схемах установлена по появлению вида-индекса вышерасположенной зоны Lochriea nodosa. Общими в комплексах являются представители родов Gnathodus и L. commutata (Branson et Mehl). В разрезах Южного Тянь-Шаня Кыргызстана отсутствует Cavusgnathus regularis Yangquist et Mehl, характерный для мелководных фаций. Зона Lochriea nodosa Южного Тянь-Шаня коррелируется с одноименной зоной в Узбекистане по общему комплексу конодонтов L. nodosa (Bischoff), L. mononodosa (Rhodes, Austin et Druce), L. commutata, G. bilineatus bilineatus, G. girtyi Hass, G. subbilineatus Lane, Sandberg et Ziegler, который в схеме Киргизии дополнен видами Pseudognathodus homopunctatus (Ziegler) и Ps. symmutatus (Rhodes, Austin et Druce). Верхняя граница установлена по появлению L. ziegleri Nemirovskaya, Perret et Meischner в Киргизии и L. cruciformis (Clarke) в Узбекистане и совпадает с границей визейского и серпуховского ярусов.

<u>Зона Lochriea ziegleri</u> в Кыргызстане и зона L. cruciformis в Узбекистане имеют одинаковый объем и отвечают нижнесерпуховскому подъярусу. Верхняя граница установлена по появлению вида-индекса зоны Gnathodus bilineatus bolland-

ensis и совпадает с основанием верхнесерпуховского подъяруса. Комплекс конодонтов в обеих схемах сходен, но в Киргизии дополнен видами Lochriea multinodosa (Wirth), Pseudognathodus symmutatus и Ps. homopunctatus, встречающимися в нижней части зоны L. ziegleri. Зона Gnathodus bilineatus bollandensis коррелируется с одноименной зоной Узбекистана как нижняя часть верхнесерпуховского подъяруса. Верхняя граница зоны устанавливается по появлению вида-индекса зоны G. postbilineatus. Комплекс конодонтов сходен по представителям родов Gnathodus и Lochriea: L. nodosa, L. mononodosa, L. commutata, Gnathodus bilineatus bilineatus, G. bilineatus bollandensis, но дополнен в Южном Тянь-Шане видами Vogelgnathus cambelli (Rexroad.), V. akiyoshiensis (Igo). Зона Gnathodus postbilineatus в Южном Тянь-Шане Кыргызстана сопоставляется с одноименной зоной в Узбекистане. Верхняя граница в обеих схемах установлена по появлению представителей рода Declinognathodus и совпадает со срединной границей карбона. Общий комплекс конодонтов составляют виды родов Gnathodus и Lochriea: G. postbilineatus Nigmadjanov et Nemirovskaya, G. bilineatus bilineatus, G. bilineatus bollandensis, Lochriea commutata, L. cruciformis, L. nodosa, L. mononodosa.

Южный Урал. Корреляция проводится с зональной схемой, представляющей синтез схем стратиграфии Западно-Уральского и Восточно-Уральского субрегионов (Пазухин, 1989, 2010; Пазухин и др., 2002; Стратиграфическая..., 1993; Журавлев, 2003).

Слои с Siphonodella Южного Тянь-Шаня коррелируются с раннетурнейскими зонами Южного Урала Siphonodella sulcata, S. duplicata, S. sandbergi—S. belkae и S. quadruplicata, относящимися к гумеровскому, малевскому, упинскому горизонтам и нижней части черепетского горизонта. Общий комплекс конодонтов составляют сифоноделлы, биспатодусы и полигнатусы: Siphonodella sulcata (Huddle), Polygnathus inornatus Branson et Mehl, Pol. pupus purus Voges, Pol. vogesi Ziegler, Pol. longiposticus Branson et Mehl, Bispathodus stabilis Branson et Mehl. Верхняя граница проводится по появлению Siphonodella isosticha (Cooper) или Siphonodella crenulata (Cooper). Зона Siphonodella isosticha-Siphonodella crenulata Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зоной S. isosticha, относящейся к средней части черепетского горизонта Южного Урала. Верхняя граница устанавливается по появлению видов-индексов вышележащих зон: Dollymae hassi Voges и Polygnathus carinus (Hass) на Урале и G. cuneiformis Mehl et Thomas в Южном Тянь-Шане. Общими в обеих схемах являются различные сифоноделлы, полигнатусы и псевдополигнатусы: Siphonodella isosticha (Cooper), S. crenulata (Cooper), S. obsoleta Hass, S. quadruplicata (Branson et Mehl), Gnathodus delicatus Branson et Mehl, G. punctatus (Cooper). Зона Gnathodus cuneiformis Южного Тянь-Шаня коррелируется с зоной Dollymae hassi-Polygnathus carinus, относящейся к верхней части черепетского горизонта Южного Урала. Зоны имеют одинаковый объем и отвечают средней части верхнего турне. Сходный комплекс образуют Gnathodus delicatus, G. typicus Cooper morph. 1, G. semiglaber (Bischoff), Protognathodus praedelicatus Lane, Sandberg et Ziegler. Зона Scaliognathus anchoralis—G. pseudosemiglaber Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зоной Sc. anchoralis—D. bouckaerti, относящейся к кизеловскому горизонту Южного Урала, в верхней части верхнего турне. Верхняя граница в обеих схемах установлена по появлению вида-индекса зоны Gnathodus texanus (Roundy) в основании визейского яруса. Общий комплекс конодонтов составляют представители родов Scaliognathus, Polygnathus и Dollymae: D. bouskaerti Voges, Sc. anchoralis Branson et Mehl, Gnathodus delicatus, Bispathodus stabilis, Protognathodus cordiformis Lane, Sandberg et Ziegler.

Зона Gnathodus texanus Южного Тянь-Шаня и одноименная зона в отложениях косьвинского. радаевского, бобриковского горизонтов и нижней части тульского горизонта Южного Урала отвечают нижнему визе и нижней части верхнего визе. Нижняя граница зоны в схемах Южного Тянь-Шаня и Южного Урала определяется по первому появлению вида-индекса, а на Южном Урале — также по появлению вида Mestognathus beckmani. Верхняя граница проводится по появлению G. bilineatus bilineatus (Roundy). Комплекс конодонтов сходен, но дополняется в Южном Тянь-Шане видами Gnathodus praebilineatus Belka, G. bilineatus remus Meischner et Nemirovskaya, G. bilineatus romulus Meischner et Nemirovskaya, G. meischneri Austin et Husri, G. pseudosemiglaber Thompson et Fellows, G. semiglaber (Bischoff), Pseudognathodus homopunctatus (Ziegler), Ps. symmutatus (Lane, Austin et Druce), характерными для глубоководных обстановок, и Lochriea commutata (Branson et Mehl), появляющимся в верхней части зоны. Зона Gnathodus bilineatus bilineatus Южного Тянь-Шаня коррелируется с одноименной зоной в пределах верхней части тульского и алексинского горизонтов Южного Урала. Комплексы конодонтов похожи в обоих регионах. Различия заключаются в большем подвидовом разнообразии G. girtyi Hass и присутствии L. monocostata (Pazukhin et Nemirovskaya) в разрезах Южного Урала, а также в большем числе представителей Gnathodus в разрезах Южного Тянь-Шаня. Зона Lochriea nodosa Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зонами L. mononodosa, L. nodosa и слоями с L. ziegleri в пределах михайловского и веневского горизонтов Южного Урала. В обеих схемах зоны имеют одинаковый объем и отвечают верхней части верхнего визе. Нижняя граница устанавливается по появлению видов-индексов, а верхняя -

2021

по появлению L. cruciformis (Clarke) в разрезах Южного Урала и L. ziegleri Nemirovskaya, Perret et Meischner в разрезах Южного Тянь-Шаня. Общими в сопоставляемых зонах являются Lochriea nodosa (Bischoff), L. mononodosa (Rhodes, Austin et Druce), L. commutata, G. bilineatus bilineatus (Roundy), G. girtyi Hass, Ps. homopunctatus. В разрезах Южного Тянь-Шаня отсутствуют L. costata, L. monocostata, а вид L. ziegleri появляется выше, в основании нижнесерпуховского подъяруса.

Зона Lochriea ziegleri Южного Тянь-Шаня коррелируется с зоной L. cruciformis, установленной в косогорском горизонте и низах худолазовского горизонта Южного Урала. Обе зоны отвечают нижнему подъярусу серпуховского яруса. Нижняя граница определяется по появлению видовиндексов, а верхняя – по появлению G. bilineatus bollandensis Higgins et Bouckaert. В разрезах Южного Тянь-Шаня виды L. ziegleri и L. cruciformis появляются на одном уровне в основании серпуховского яруса. Комплекс конодонтов практически одинаков. В разрезах Южного Тянь-Шаня отсутствует вид L. monocostata, описанный на Урале, но представлены виды Ps. homopunctatus, Ps. symmutatus и G. subbilineatus Lane, Sandberg et Ziegler. Зона Gnathodus bilineatus bollandensis Южного Тянь-Шаня сопоставляется с нижней частью одноименной зоны, характеризующей верхнюю часть худолазовского горизонта и юлдыбаевский горизонт Южного Урала в пределах нижней части верхнесерпуховского подъяруса. Нижняя граница зон установлена по появлению вида-индекса, а верхняя – по появлению Declinognathodus inaequalis (Higgins.) на уровне срединной границы карбона в южноуральской схеме и по появлению G. postbilineatus Nigmadjanov et Nemirovskaya B схеме Южного Тянь-Шаня. Комплекс конодонтов в обеих зонах сходен. В разрезах Южного Тянь-Шаня отсутствуют некоторые формы из рода Lochriea, но представлены виды Vogelgnathus cambelli (Rexroad) и V. akiyoshiensis (Igo). Зона Gnathodus postbilineatus Южного Тянь-Шаня (койкобельтауский горизонт) коррелируется с верхней частью зоны G. bilineatus bollandensis, отвечающей верхней части юлдыбаевского горизонта верхнесерпуховского подъяруса на Южном Урале. Комплекс конодонтов в этом интервале сходен, но дополняется в Южном Тянь-Шане за счет Gnathodus postbilineatus.

Русская плита (центральная часть). Корреляция проводится с зональной схемой, разработанной И.С. Барсковым и др. (1979, 1984) и М.Х. Махлиной и др. (1993). Стандартная конодонтовая шкала нижнего карбона может быть применена в этом регионе только частично. Поэтому для расчленения мелководных турнейских отложений использована схема эволюционной последовательности видов рода Patrognathus.

Слои с Siphonodella Южного Тянь-Шаня коррелируются с зонами Patrognathus crassus. P. variabils. P. andersoni, Siphonodella quadruplicata, относящимися к гумеровскому, малевскому, упинскому горизонтам и низам черепетского горизонта Русской плиты. Верхняя граница проводится по появлению Siphonodella isosticha (Cooper) или S. crenulata (Cooper), появляющемуся на том же уровне. Общими являются представители родов Polygnathus и Bispathodus: Pol. inornatus Branson et Mehl, Pol. parapetus Druce, B. stabilis (Branson et Mehl). Выше по разрезу (зоны S. isosticha—S. crenulata, Gnathodus cuneiformis, Sc. anchoralis-G. pseudosemiglaber, Gnathodus texanus) зафиксирован перерыв в осадконакоплении, в связи с чем сопоставление в этом интервале невозможно. Зона Gnathodus bilineatus bilineatus Южного Тянь-Шаня сопоставляется с одноименной зоной Русской плиты в пределах верхней части тульского и алексинского горизонтов. Комплексы конодонтов схожи по видам-индексам этих зон. Различия заключаются в большем подвидовом разнообразии G. girtyi Hass в разрезах Русской плиты и большем количестве других представителей рода Gnathodus в разрезах Южного Тянь-Шаня. Зона Lochriea nodosa Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зоной L. nodosa в пределах михайловского и веневского горизонтов Русской плиты. В обеих схемах зоны относятся к верхней части верхнего визе. Нижняя и верхняя границы устанавливаются одинаково – по появлению вида-индекса. Общими видами конодонтов в сопоставляемых зонах являются L. nodosa (Bischoff), L. mononodosa (Rhodes, Austin et Druce), L. commutata (Branson et Mehl), Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy). Зона Lochriea ziegleri Южного Тянь-Шаня коррелируется с зоной L. cruciformis (Clarke) Русской плиты, относящейся к тарусскому и стещевскому горизонтам нижнесерпуховского подъяруса. Верхняя граница в схеме Русской плиты проводится по появлению Adetognathus unicornis (Rexroad et Burton) в основании верхнесерпуховского подъяруса. Комплексы конодонтов практически идентичны, но в разрезах Южного Тянь-Шаня отсутствует вид L. monocostata (Pazukhin et Nemirovskaya) и развиты Pseudognathodus homopunctatus (Ziegler), Ps. symmutatus (Rhodes, Austin et Druce) и Gnathodus subbilineatus Lane, Sandberg et Ziegler. Зона Gnathodus bilineatus bollandensis Южного Тянь-Шаня сопоставляется с нижней частью зоны Adetognathus unicornis Русской плиты, соответствующей протвинскому горизонту в нижней части верхнесерпуховского подъяруса. На Русской плите верхняя граница зоны устанавливается на уровне срединной границы карбона, а в Южном Тянь-Шане – по появлению Gnathodus postbilineatus Nigmadjanov et Nemirovskaya. Комплекс конодонтов в обеих схемах сходен, но в Южном Тянь-Шане отсутствуют некоторые представители рода Lochriea и развиты Vogelgnathus cambelli (Rexr.) и V. akiyoshiensis (Igo). Зона Gnathodus postbilineatus Южного Тянь-Шаня коррелируется с верхней частью зоны Adetognathus unicornis, относящейся на Русской плите к запалтюбинскому горизонту в верхней части верхнесерпуховского подъяруса. В схеме Русской плиты эта зона отсутствует, поэтому сопоставление проводится через Общую шкалу (Решение..., 1990; Постановления..., 2003). Комплекс конодонтов в этом интервале сходен, но дополняется в схеме Южного Тянь-Шаня за счет Gnathodus postbilineatus Nigmadjanov et Nemirovskaya.

Северная Америка. В различных регионах Северной Америки разработано несколько зональных конодонтовых схем для отложений, накапливавшихся в различных фациальных обстановках. В данной работе сопоставление проводится с зональной схемой для верховьев долины р. Миссиссиппи (Lane, Brenkle, 2005; Davydov et al., 2012).

Слои с Siphonodella Южного Тянь-Шаня сопоставляются с зонами Siphonodella sulcata, S. duplicata, S. sandbergi в пределах киндерхукского яруса (Kinderhookian). Верхняя граница установлена по появлению видов-индексов вышележащей зоны S. isosticha (Cooper) или S. crenulata (Cooper). Зона Siphonodella isosticha—S. crenulata Южного Тянь-Шаня коррелируется с зонами Lower S. crenulata и S. isosticha—Upper S. crenulata верхней части киндерхукского яруса по общим сифоноделлам. Верхняя граница проводится по появлению вида-индекса Gnathodus cuneiformis Mehl et Thomas. <u>Зона Gnathodus cuneiformis</u> Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зонами Pseudopolygnathus multistriatus Mehl et Thomas, Polygnathus communis carinus Hass, G. punctatus (Cooper) по присутствию вида-индекса, а также G. punctatus Cooper, Protogn. cordiforrmis Lane, Sandberg et Ziegler. Верхняя граница установлена по появлению в сопоставляемой схеме Doliognathus latus — аналога Scaliognathus anchoralis в глубоководных фациях. Зона Scaliognathus anchoralis—G. pseudosemiglaber Южного Тянь-Шаня коррелируется с зонами G. bulbosus, Sc. anchoralis—Doliognathus latus верхней части осейджского яруса (Osagean). Этот интервал соответствует верхней части верхнего турне и сопоставляется с зоной Sc. anchoralis-D. latus стандартной шкалы. Общим видом для обеих схем является Scaliognathus anchoralis Branson et Mehl. Верхняя граница проводится в основании визе или мерамекского яруса (Meramecian). <u>Зона Gna-</u> thodus texanus Южного Тянь-Шаня коррелируется с зонами G. texanus и Hindeodus scitulus—Apatognathus scalenus мерамекского яруса до появления общего для обеих схем G. bilineatus bilineatus (Roundy), а также G. girtyi Hass, Pseudogn. homopunctatus. Общим видом схем является G. texanus Roundy. Зона Gnathodus bilineatus bilineatus Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зоной Lower G. bilineatus в

верхней части мерамекского яруса. Общим видом является G. bilineatus bilineatus (Roundy). Зона Lochriea nodosa Южного Тянь-Шаня коррелируется с зоной Upper G. bilineatus в нижней части серии честерского яруса (Chesterian). Общим видом является G. bilineatus bilineatus (Roundy). Зона L. ziegleri Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зоной Cavusgnathus naviculus верхней части честерского яруса. Общими видами являются G. bilineatus bilineatus (Roundy), L. commutata (Br. et M.). Зоны G. bilineatus bollandensis и G. postbilineatus Южного Тянь-Шаня коррелируются соответственно с зонами Adetognathus unicornis и Rhachistognathodus muricatus честерского яруса (рис. 7).

Южный Китай. Непрерывные разрезы карбона, представленные преимущественно глубоководными фациями, детально изучены в последние годы в провинции Гуйчжоу (Guizhou) Южного Китая (Wang et al., 1987; Qi et al., 2013; Qi, Nemirovska, 2018; Wang et al., 2018).

Слои с Siphonodella Южного Тянь-Шаня коррелируются в Южном Китае с раннетурнейскими зонами Siphonodella sulcata, S. duplicata, S. sandbergi-S. belkae, относящимися к нижней части яруса танбагоу (Tangbagouan) серии айкуань (Aikuanian). Общий комплекс конодонтов составляют различные сифоноделлы, биспатодусы и полигнатусы. Верхняя граница проводится по появлению S. isosticha и S. crenulata. Зона S. isosticha—S. crenulata Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зонами Lower S. crenulata и S. isosticha—Upper S. crenulata в нижней части яруса танбагоу. Верхняя граница в обеих схемах устанавливается по появлению вида-индекса зоны Gnathodus cuneiformis. Общими являются различные сифоноделлы, полигнатусы и псевдополигнатусы. Зона G. cuneiformis Южного Тянь-Шаня отвечает зонам G. typicus-G. cuneiformis и G. typicus-Protognathodus cordiformis средней части яруса танбагоу. Верхняя граница в обеих схемах установлена на одном уровне по появлению Scaliognathus anchoralis Branson et Mehl и Dollymae hassi Voges. 30Ha Scaliognathus anchoralis-G. pseudosemiglaber Южного Тянь-Шаня сопоставляется в Южном Китае с одноименной зоной в верхней части яруса танбагоу. Верхняя граница в схеме Южного Тянь-Шаня устанавливается по появлению G. texanus Roundy в основании визейского яруса, а в схеме Южного Китая – по появлению Pseudognathodus homopunctatus (Ziegler) и Lochriea commutata (Branson et Mehl). Общий комплекс конодонтов составляют представители родов Scaliognathus, Polygnathus и Dollymae.

Зона Gnathodus texanus Южного Тянь-Шаня сопоставляется с зонами Pseudognathodus homopunctatus и L. commutata в Южном Китае, установленными в отложениях нижнего визе яруса джоус (Jiusian) серии татан (Tatanguan). Нижняя граница зоны в Южном Тянь-Шане проводится

| Система | Отдел | Apyc | Подъярус | Общая шкала России (Постановле- ния, 2003) | Ю. Тянь-Шань Кыргызстан (Неевин, 2005, эта статья) | Узбекистан (Нигмаджанов, 1987) | Южный Урал (Журавлев, 2003; Пазухин, 1989, 2010) | Русская плита центральн. часть (Барсков и др., 1984; Alekseev et al., 2004) | Сев. Америка Скалистые горы (Lane et al., 1980; Lane, Brenkle, 2005) | Южный Китай (Qi, Nemirovska, 2018; Wang et al., 2018) |
|-----------------|--------|--------------|----------|---|---|---------------------------------------|---|--|---|--|
| | Cp. | Б. | | D. noduliferus | D. noduliferus | D. noduliferus | D. noduliferus | D. noduliferus | D. noduliferus | D. noduliferus |
| | | ский | Верхний | | Gnathodus postbilineatus | Gnathodus postbilineatus | Gnathodus bilineatus | Adetognathus | Rhachistognath. muricatus | Gnathodus postbilineatus |
| | | Серпуховский | | G. bilineatus bollandensis | G. bilineatus bollandensis | G. bilineatus bollandensis | bollandensis | unicornis | Adetognathus unicornis | G. bilineatus bollandensis |
| | | Cep | Ниж. | Lochriea cruciformis | Lochriea ziegleri | Lochriea cruciformis | Lochriea cruciformis | Lochriea cruciformis | Cavusgnathus naviculus | Lochriea ziegleri |
| | | | ΙΪ | Lochriea nodosa | Lochriea nodosa | Lochriea nodosa | Сл. с L. ziegleri L. nodosa L. mononodosa | Lochriea nodosa | Upper G. bilineatus | Lochriea nodosa |
| | | кий | Верхний | Gnathodus bilineatus bilineatus | Gnathodus bilineatus bilineatus | Gnathodus bilineatus bilineatus | Gnathodus bilineatus bilineatus | Gnathodus bilineatus bilineatus | Lower G. bilineatus | Gnathodus bilineatus bilineatus |
| В | | Визейский | й | | | Lochriea commutata | | | Hind. scitulus— Apat. scalenus | Lochriea commutata |
| Каменноугольная | Нижний | | Нижний | Gnathodus texanus | Gnathodus texanus | Gnathodus texanus | Gnathodus texanus | | Gnathodus texanus | Pseudognat. homopunctatus |
| енн | Ни | | | Scaliognathus anchoralis | Sc. anchoralis— G. pseudo- | Sc. anchoralis— G. pseudo- | Sc. anchoralis— Dollymae | | G. bulbosus | Sc. anchoralis— G. pseudo- |
| Кам | | | | D. bouckaerti | semiglaber | semiglaber | bouckaerti | | Sc. anchoralis— Dol. latus. | semiglaber |
| | | | ий | Gnathodus | Gnathodus | | D. hassi— | | Pseudopol. multistriatus | G. typicus— Pr. cordiformis |
| | | ий | Верхний | typicus | cuneiformis | Gnathodus semiglaber | Pol. carinus | | Pol. com. carin. G. punctatus | G. typicus— G. cuneiformis |
| | | Турнейский | Е | Siphonodella isosticha | S. isosticha— | | Siphonodella isosticha | | S. isosticha— Up. S. crenulata | S. isosticha— Up. S. crenulata |
| | | Турн | | Siphonodella quadruplicata | S. crenulata | G. punctatus | S. guadruplicata | L | Lower S. crenulata | Lower S. crenulata |
| | | | ий | S. belkai | | S. sandbergi— S. guadruplicata | S. sandbergi— S. belkae | Pat. andersoni | S. sandbergi | S. sandbergi |
| | | | Нижний | S. duplicata | Siphonodella | S. duplicata | S. duplicata | Pat. variabilis | S. duplicata | S. duplicata |
| | | | Η | S. sulcata | ן החתוחחתוחחתוחחתו | S. sulcata | S. sulcata | Pat. crassus | S. sulcata | S. sulcata |
| Ц | B. | Φ. | B. | S. praesulcata | | S. praesulcata | S. praesulcata | | Protogn. kuehni | S. praesulcata |

Рис. 7. Корреляция конодонтовой зональной схемы Южного Тянь-Шаня с Общей шкалой России и зональными схемами других регионов мира.

Сокращения: Б. – Башкирский, В. – Верхний, Д. – Девонская, Ср. – Средний, Ф. – Фаменский.

по появлению вида-индекса, верхняя — по появлению G. bilineatus bilineatus (Roundy). В схеме Южного Китая нижняя граница проводится по появлению Pseudognathodus homopunctatus и L. commutata, верхняя — по появлению G. bilineatus bilineatus. Комплекс конодонтов сходен, но дополняется в Южном Тянь-Шане различными гнатодусами: G. praebilineatus Belka, G. bilineatus remus Meischner et Nemirovska, G. bilineatus romulus Meischner et Nemirovska, G. meischneri Austin et Husri, G. pseudosemiglaber Thompson et Fellows, G. semiglaber (Bischoff), характерными для более

глубоководных обстановок. <u>Зона Gnathodus bilineatus bilineatus</u> Южного Тянь-Шаня коррелируется с одноименной зоной Южного Китая в нижней части шансийского яруса (Shangsian) серии татан. Комплексы конодонтов сходны и содержат типичных представителей: G. bilineatus bilineatus, G. girtyi Hass, G. praebilineatus, G. bilineatus romulus, L. commutata, Pseudognathodus homopunctatus. Различия заключаются в большем подвидовом разнообразии G. girtyi и присутствии Lochrea monocostata (Pazukhin et Nemirovskaya) в разрезах Южного Китая. <u>Зона Lochriea nodosa</u> Южного

Тянь-Шаня сопоставляется с одноименной зоной Южного Китая, установленной в верхней части шансийского яруса. В обеих схемах зоны имеют одинаковый объем и отвечают верхней части верхнего визе. Нижняя граница зоны в обеих схемах проводится по появлению вида-индекса, а верхняя — по появлению Lochriea cruciformis (Clarke) в разрезах Южного Китая и L. ziegleri Nemirovskaya, Perret et Meischner в разрезах Южного Тянь-Шаня. Общими видами в сопоставляемых зонах являются: L. nodosa, L. mononodosa (Rhodes, Austin et Druce), L. commutata, G. bilineatus bilineatus, G. girtyi Hass, Ps. homopunctatus (Zieg.). В разрезах Южного Тянь-Шаня отсутствует L. monocostata.

Зона Lochriea ziegleri Южного Тянь-Шаня коррелируется с одноименной зоной в нижней части яруса дэун (Dewuan) серии татан. Обе зоны имеют одинаковый объем в пределах нижнесерпуховского подъяруса. Нижняя граница определяется по появлению вида-индекса, а верхняя — по появлению G. bilineatus bollandensis Higgins et Bouckaert. Комплексы конодонтов практически одинаковы, но в Южном Тянь-Шане комплекс дополнен видами Ps. homopunctatus, Ps. symmutatus (Rhodes. Austin et Druce) и G. subbilineatus Lane, Sandberg et Ziegler и не содержит L. monocostata, характерный для Южного Китая. Зона Gnathodus bilineatus bollandensis Южного Тянь-Шаня сопоставляется с одноименной зоной Китая, характеризующей верхнюю часть яруса дэун, отвечающую нижней части верхнесерпуховского подъяруса. Нижняя граница зон установлена по появлению вида-индекса, а верхняя — по появлению G. postbilineatus Nigm. et Nem. Комплекс конодонтов сходен, но в разрезах Южного Тянь-Шаня отсутствуют некоторые представители Lochriea и присутствуют Vogelgnathus cambelli (Rexr.) и V. akiyoshiensis (Igo). <u>3o-</u> на Gnathodus postbilineatus Южного Тянь-Шаня коррелируется с одноименной зоной Южного Китая в верхней части яруса дэун, отвечающей верхней части верхнесерпуховского подъяруса. Нижняя граница зон установлена по появлению вида-индекса, а верхняя — по появлению D. noduliferus (Ellison et Graves). Комплекс конодонтов в обеих схемах сходен по представителям родов Lochriea и Gnathodus.

Глубоководный характер изученных отложений Южного Тянь-Шаня определяет преимущественное развитие космополитных конодонтов, и это позволяет с большой точностью коррелировать изученные разрезы со многими регионами мира, где развиты аналогичные глубоководные фации. Сопоставление конодонтовых сообществ на уровне видов показывает, что комплексы конодонтов в Южном Тянь-Шане наиболее сходны с комплексами Южного Урала и Южного Китая. Количество общих зональных видов в этих регионах достигает 7—10, в то время как в других сопо-

ставляемых регионах число общих видов не превышает 3—5. Это предполагает, что раннекаменноугольный бассейн Южного Тянь-Шаня имел наиболее тесные связи с бассейнами Южного Урала и Южного Китая.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам детального изучения 39 разрезов разработана конодонтовая схема зонального расчленения нижнего карбона Южного Тянь-Шаня (Кыргызстан), существенно уточняющая, а в ряде случаев изменяющая прежнюю конодонтовую схему. Выделено девять конодонтовых зон и один уровень в ранге слоев с конодонтами, скоррелированных с зонами Общей шкалы и зональными схемами других регионов мира. Сопоставление конодонтовых комплексов на уровне видов показывает, что комплексы конодонтов в разрезах Южного Тянь-Шаня наиболее сходны с комплексами Южного Урала и Южного Китая. При изучении глубоководных фаций конодонты являются основной группой микроорганизмов, позволяющей датировать толщи и проводить расчленение разрезов с большой точностью.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам А.В. Журавлеву, Н.В. Горевой и А.С. Алексееву за важные замечания и комментарии, позволившие улучшить статью, а также А.В. Дженчураевой, Г.С. Бискэ, Н.В. Горевой, Т.В. Филимоновой, В.А. Аристову и Т.Ю. Толмачевой за обсуждение материалов.

Источники финансирования. Публикация подготовлена в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Д.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е. Возраст и тектоническая позиция вулканогенно-кремнистых толщ в офиолитовом комплексе хребта Атбаши (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 6. С. 781—784.

Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Б., Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Аристов В.А., Кренер А., Лю Х.Ш., Чжон Л.Л. Тектоническое районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № 2. С. 1—32.

Аристов В.А. Конодонты девона—нижнего карбона Евразии: сообщества, зональное расчленение, корреляция разнофациальных отложений. М.: Наука, 1994. 192 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 484).

Аристов В.А., *Чернышук В.П*. Новые данные по стратиграфии кремнистых отложений Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1984. Т. 75. № 2. Ч. 2. С. 417–421.

Барсков И.С., Алексеев А.С., Горева Н.В. Каменноугольные конодонты Подмосковья // Палеонтологическая характеристика основных подразделений карбона. Тр. VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона, Москва, 1975 г. М.: Наука, 1979. Т. 3. С. 239—246.

Барсков И.С., Алексеев А.С., Горева Н.В., Кононова Л.И., Мигдисова А.В. Зональная шкала карбона Восточно-Европейской платформы по конодонтам // Палеонтологическая характеристика стратотипических и опорных разрезов карбона Московской синеклизы (конодонты и цефалоподы). М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 143—151.

Барсков И.С., Воронцова Т.Н., Кононова Л.И., Кузьмин А.В. Определитель конодонтов верхнего девона и нижнего карбона. М.: Изд-во МГУ, 1991. 182 с.

Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 190 с.

Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1985. 189 с.

Бискэ Ю.С., Дженчураева А.В., Неевин А.В., Воробьев Т.Ю. Стратиграфия среднего—верхнего палеозоя и палеогеография области перехода Туркестанский океан—Таримский континент (Тянь-Шань) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 45–57.

Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы верхнего палеозоя приосевой части Туркестано-Алая. Бишкек: Илим, 1993. 91 с.

Дженчураева А.В. Верхний палеозой Киргизской части Тянь-Шаня: биостратиграфия и структурно-вещественные комплексы. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Ташкент, 1995. 64 с.

Журавлев А.В. Конодонты верхнего девона—нижнего карбона северо-востока Европейской России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 86 с.

Иванов К.С. Методы поисков и выделения конодонтов. Методические рекомендации. Свердловск: Уральский научный центр, 1987. 117 с.

Куренков С.А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22—31.

Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рекер С.В., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар—Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23—42.

Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С., Бывшева Т.В., Донакова Л.М., Жулитова В.Е., Кононова Л.И., Умнова Н.И., Шик Е.М. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 221 с.

Неевин А.В. Зональное расчленение по конодонтам отложений нижнего—среднего карбона хребта Кокшаалтау (Южный Тянь-Шань) // Наука и новые технологии. Бишкек. 2001. № 2. С. 179—183.

Неевин А.В. Стратиграфия и конодонты нижнего карбона центральной части Южного Тянь-Шаня. Бишкек: Изд-во ПЛ № 3, 2005. 188 с.

Неевин А.В., Бискэ Ю.С. Находки конодонтов нижнего карбона в пелагических фациях окраины Тарима (хребет Кокшаалтау, Южный Тянь-Шань) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география. 2000. Вып. 2. № 15. С. 68—72.

Нигмаджанов И.М. Нижнекаменноугольные конодонты Срединного Тянь-Шаня. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1987. 17 с.

Пазухин В.Н. Турнейские конодонты Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1989. 17 с.

Пазухин В.Н. Поздневизейские и серпуховские конодонты Южного Урала // Геологический сборник № 9. Юбилейный выпуск. Уфа: Институт геологии РАН, 2010. С. 63-73.

Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В., Кочетова Н.Н., Коновалова В.А. Зональное расчленение верхневизейских и серпуховских отложений в разрезе Верхняя Кардаиловка (восточный склон Южного Урала) // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ им. акад. А.Н. Заварицкого, 2002. С. 220—230.

Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 216 с.

Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 46 с.

Поярков Б.В. Положение границы между девонской и каменноугольной системами в Тянь-Шане // Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1966. 26 с.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, Ленинград, 1988 г.: Каменноугольная система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 95 с.

Стратиграфическая схема Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН, 1993.

Alekseev A.S., Goreva N.V., Isakova T.N., Makhlina M.Kh. Biostratigraphy of the Carboniferous in the Moscow Syneclise, Russia // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2004. V. 22. P. 28–35.

Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V. The stratigraphic, sedimentologic and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian // Geological evolution of Central Asian basins and the Western Tien Shan Range. Eds. Brunet M.-F., McCann T., Sobel E.R. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2017. V. 427. P. 231–269.

Biske Yu.S., Alexeiev D.V., Ershova V.B., Priyatkina N.S., DuFrane S.A., Khudoley A.K. Detrital zircon U—Pb geochronology of middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan Ocean // Gondwana Res. 2019. V. 75. P. 97—117.

Davydov V.I., Korn D., Schmitz M.D., Gradstein F.M., Hammer O. Chapter 23. The Carboniferous Period // The Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier, 2012. V. 2. P. 615–654. Djenchuraeva A.V., Neyevin A.V., Vorobyov T.Yu. New data on conodonts and foraminifers from the Tournaisian—Visean boundary beds of the Kokshaaltau Range (South TienShan, Kyrgyzstan) // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2001. V. 19. P. 26–28.

Han B.F., He G.Q., Wang X.C., Guo Z.J. Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan—Yili terranes in the western segment of the South Tian Shan Orogen, Central Asia, and implications for the North Xinjiang, western China // Earth-Sci. Rev. 2011. V. 109. P. 74—93.

Lane H.R., Brenckle P.L. Type Mississippian subdivisions and biostratigraphic succession. Guidebook Series Illinois State Geological Survey, Report 34, 2005. P. 76–98.

Lane H., Sandberg C., Ziegler W. Taxonomic and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation // Geol. Palaeontol. 1980. V. 14. P. 117–164.

Neyevin A. Reworking of conodonts in pelagic carbonatesiliceous deposits of the South Tien-Shan (Kyrgyzstan) // XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, The Netherlands, 10–16 August, 2003. Abstracts. Utrecht: Universiteit Utrecht, 2003. P. 371–375.

Qi Y.P., Nemirovska T.I. Conodonts of the genus Lochriea near the Visean—Serpukhovian boundary (Mississippian) at the Naqing section Guizhou Province, South China // Palaeoworld. 2018. V. 27. P. 423—437.

Qi Y.P., Hu K.Y., Wang Q.L., Lin W. Carboniferous condont biostratigraphy of the Dianzishang section, Zhenning, Guizhou, South China. Cambridge University Press, 2013. P. 311–327.

Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // Gondwana Res. 2016. V. 30. P. 236–256.

Wang X.D., Hu K.Y., Qie W.K., Sheng Q.G., Chen B., Lin W., Yao L., Wang Q.L., Qi Y.P., Chen J.T., Liao Z.T., Song J.J. Carboniferous integrative stratigraphy and timescale of China // Science China Earth Science. 2018. V. 62. P. 135—153.

Wang Z., Lane H., Manger W. Conodont sequence across the Mid-Carboniferous boundary in China and its correlation with England and North America // Carboniferous boundaries in China. Ed. Wang C. Beijiing: Science Press, 1987. P. 89–106.

Рецензенты А.С. Алексеев, Н.В. Горева, А.В. Журавлев

Conodont Biostratigraphy of the Lower Carboniferous Deep-Water Facies in the Kokshaal and Djangdjir Ranges, South Tianshan, Kyrgyzstan

A. V. Neyevin^a and D. V. Alexeiev^{a, #}

^aGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: dvalexeiev@mail.ru

Based on detailed study of 39 sections in the Djangdjir and Kokshaal ranges of the South Tianshan in eastern Kyrgyzstan, conodont zonation of deep-water facies of the Tournaisian, Visean and Serpukhovian stages was characterized. In the lower Carboniferous, nine conodont zones, including three new, previously not identified in this area, and one unit in the rank of layers with conodonts were distinguished. The deep-water character of studied facies determines the predominant occurence of cosmopolitan conodonts, which enable reliable correlation with standard conodont chart and with coeval sections in many regions over the world. A comparison of conodont communities at the level of species indicates that the early Carboniferous basin of the South Tianshan had the closest links with coeval basins of the South Urals and South China.

Keywords: conodonts, biostratigraphy, lower Carboniferous, deep-water facies, South Tianshan

УДК 551(736+761+464.6.02)

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА АЗОТА В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ПЕРМИ И ТРИАСА ВЕРХОЯНЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ) И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ СРЕДЫ

© 2021 г. Ю. Д. Захаров^{1, *}, М. Хорачек², А. С. Бяков^{3, 4}

¹Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия
²Institute of Lithospheric Research, Vienna University, Vienna, Austria
³Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило
(СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

⁴Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия *e-mail: yurizakh@mail.ru

Поступила в редакцию 27.03.2020 г. После доработки 21.05.2020 г. Принята к публикации 21.07.2020 г.

Впервые представлены данные об изотопном составе азота в глинистых породах пограничных слоев перми и триаса Верхоянья. Новые N-изотопные данные и опубликованные ранее материалы по другим регионам востока России позволяют выделить ряд δ^{15} N интервалов различного ранга в отложениях верхней перми и нижнего триаса востока России. В дополнение к известному методу реконструкции окислительно-восстановительных условий морской среды по N-изотопным данным обосновывается возможность их использования для определения тренда температурных изменений в морской среде. Предполагается, что вариации δ^{15} N отражают преимущественно события, связанные с денитрификацией и N₂-фиксацией, основными процессами глобального азотного биогеохимического цикла (АБЦ). Отклонения в сторону увеличения значений δ^{15} N в рассматриваемых разрезах связываются с увеличением активности апвеллинга и поступлением в районы шельфа холодных глубинных вод, обогащенных тяжелым изотопом азота, противоположные отклонения - с замедлением или отсутствием поступлений холодных глубинных вод. Полученные N-изотопные данные, в сочетании с опубликованными материалами по δ^{18} О-термометрии Тетической надобласти пермского и триасового времени, свидетельствуют о вероятном совпадении направленности температурных изменений, вызванных как региональными (апвеллинговыми), так и глобальными (климатическими) событиями того времени. В связи с этим проводимые нами реконструкции условий морской среды на примере разрезов пермо-триаса Северо-Восточной Азии (Верхоянье, Колымо-Омолонский регион, Южное Приморье) представляются правомерными, хотя и требующими дополнительного подтверждения на материале из других разрезов мира. Рассмотрены проблемы, связанные с различиями средних значений $\delta^{15}N$ в разрезах верхней перми и нижнего триаса разных провинций Бореальной надобласти, а также других надобластей.

Ключевые слова: верхняя пермь, нижний триас, изотопы азота и углерода, реконструкции условий морской среды, Северо-Восточная Азия

DOI: 10.31857/S0869592X21020071

ВВЕДЕНИЕ

Изотопные методы имеют большие перспективы в исследованиях, связанных с хемостратиграфией и реконструкцией условий морской среды. При изучении перми и триаса наиболее широкую известность получили результаты С- и О-изотопных исслелований.

Изотопный состав кислорода в отложениях верхней перми и нижнего триаса изучен на основании различных объектов: (1) раковин поздне-

пермских брахиопод (кальцит) Закавказья и Северного Кавказа (Zakharov et al., 1999), Омолонского массива (Zakharov et al., 2005, 2008, 2009) и Ирана (Schobben et al., 2014), (2) позднепермских и раннетриасовых конодонтов (апатит) Южного Китая (Sun et al., 2012), Пакистана (Romano et al., 2013), Ирана (Schobben et al., 2014) и Армении (Joachimski et al., 2020), а также (3) раковин оленекских цефалопод (арагонит) Арктической Сибири (Захаров и др., 1975; Zakharov et al., 1999). Полученные результаты по Тетической надобла-

сти свидетельствуют о том, что палеотемпературы раннетриасового времени (28–40°C) были значительно выше позднепермских (20-34°C). Однако возникают проблемы, связанные с интерпретацией низких значений δ^{18} O, установленных в хорошо сохранившихся раковинах цефалопод Арктической Сибири (Захаров и др., 2018а). Оригинальное объяснение, согласно которому это было вызвано пониженной соленостью вод некоторых морей Бореального бассейна в оленекское и анизийское время (Захаров и др., 1975; Zakharov et al., 1999; Дагис, Козаков, 1984), требует дополнительного подтверждения. Вместе с тем имеются палеонтологические, в том числе палеофлористические, данные (Добрускина, 1970; Красилов, Захаров, 1975; Могучева, 1981; Курушин, Захаров, 1995), свидетельствующие, по-видимому, о достаточно высоких температурах в позднеоленекское время и в Арктической Сибири.

Исследование верхнепермских и нижнетриасовых карбонатных отложений с помощью кальций-магниевого метода для целей палеотермометрии (Берлин, Хабаков, 1966) проведено на материале из разрезов Закавказья (Захаров и др., 2001), Северного Кавказа (Zakharov et al., 2000; Захаров и др., 2001), Южного Приморья (Zakharov et al., 1997, 2000) и Японии (Zakharov et al., 1997).

На фоне этих работ, детальное изучение изотопного состава азота в терригенных отложениях того времени пока очень ограниченно, особенно это касается Северо-Восточной Азии. Имеющиеся в настоящее время немногочисленные сведения об N-изотопном составе в терригенных отложениях пермо-триаса получены лишь по некоторым районам Канады (Algeo et al., 2012; Schoepfer et al., 2012, 2013; Knies et al., 2013; Grasby et al., 2016), Шпицбергена (Grasby et al., 2015), Колымо-Омолонского региона (Захаров и др., 2019), Южного Приморья (Захаров и др., 2018а, 2018б; Zakharov et al., 2018b) и Южного Китая (Luo et al., 2011; Jia et al., 2012; Yin et al., 2012; Algeo et al., 2014; Saitoh et al., 2014).

Целью настоящей статьи является N-изотопное исследование глинистых отложений из пограничных (Отосегаѕ-содержащих) слоев перми и триаса разреза Правый Суол Южного Верхоянья (рис. 1), одного из наиболее представительных разрезов пермо-триаса России; его корреляция с другими разрезами Бореальной надобласти; а также выявление возможностей использования N-изотопных данных, полученных из разных разрезов востока России (рис. 2), для реконструкции условий морской среды рассматриваемого периода.

Разрезы перми и триаса востока России, использованные для N-изотопных исследований, уникальны по ряду причин: (1) они располагаются в пределах как высоких (Правый Суол, Паутовая), так и средних (Абрек, Каменушка-1, Каменушка-2) па-

леоширот Бореальной и Тетической надобластей; (2) все эти разрезы, за исключением одного (Паутовая), палеонтологически хорошо документированы (Захаров и др., 2014, 2015, 2018а, 2018б, 2019; Zakharov et al., 2018b); (3) в бореальных разрезах установлен непрерывный переход от перми к триасу, охарактеризованный фораминиферами и моллюсками, в том числе аммоноидеями рода Отосетая (Захаров и др., 2014, 2015); (4) разрез в Верхоянье (Правый Суол) располагается в относительной близости (чуть более 1 тыс. км) от места излияния сибирских траппов, сведения по которым обычно используют в объяснениях, касающихся позднепермского массового вымирания.

РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ И НИЖНЕГО ТРИАСА В БАССЕЙНЕ РЕКИ СЕТОРЫМ (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Исследованный район (бассейн р. Сеторым) находится в пределах Южно-Верхоянской зоны Верхоянско-Колымской складчатой области, расположенной вблизи восточной окраины Сибирской платформы (Parfenov, Kuzmin, 2001). Верхи перми и низы нижнего триаса представлены здесь имтачанской и некучанской свитами (Домохотов, 1960; Бяков и др., 2016).

Верхняя часть имтачанской свиты (подзона Intomodesma postevenicum зоны Intomodesma costatum) состоит из переслаивания песчаников, алевролитов и песчанистых алевролитов, содержащих типично высокобореальный фаунистический комплекс. В его составе доминируют иноцерамоподобные двустворчатые моллюски (Intomodesma postevenicum Biakov, Intomodesma sp., Maitaia sp. и др.; Бяков и др., 2016, 2018). Наиболее поздние представители этой фауны были обнаружены в 20 м ниже кровли имтачанской свиты. Перекрывающая ее некучанская свита в разрезах Правый и Левый Суол, расположенных в 100 м друг от друга, сложена аргиллитами (95–100 м), содержащими редкие прослои песчаников и алевролитов, в нижней ее части присутствуют прослои бентонитовых туфов (в 1.85 и 4.35 м выше ее основания; рис. 3). Здесь же обнаружена зона аутигенного пирита (в интервале 3.2-5.9 м выше основания некучанской свиты; Бяков и др., 2018).

В нижней части некучанской свиты бассейна р. Сеторым различаются следующие аммонитовые зоны (снизу вверх): Otoceras concavum, Otoceras boreale, Tompophiceras morpheous и ?Wordieoceras decipiens (Захаров, 1971; Zakharov, 2002; Захаров и др., 2014; Dagys, Ermakova, 1996; Бяков и др., 2018). В разрезе Николкин Ключ, выделяющемся обилием аммоноидей, в пределах зоны Тотрорнісеras morpheous дополнительно различаются две эпиболь-зоны (Тотрорнісеras рассеі в нижней части зоны и Тотрорнісеras morpheous в верхней).

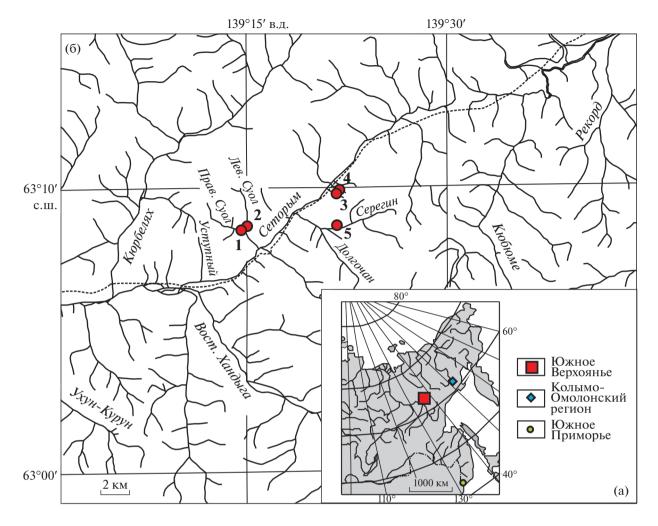


Рис. 1. Районы Южного Верхоянья, Колымо-Омолонского региона и Южного Приморья, для которых проведены N-изотопные исследования (а), и положение основных разрезов верхней перми и нижнего триаса в бассейне р. Сеторым Южного Верхоянья (б).

Разрезы: 1 - Правый Суол, 2 - Левый Суол, 3 - Николкин Ключ, 4 - Инессин Ключ, 5 - Серегин Ручей.

Представители бентоса (фораминиферы, двустворчатые моллюски, гастроподы) в некучанской свите относительно редки (Бяков и др., 2018), а в пределах "пиритового интервала" они вовсе отсутствуют. Наибольшие скопления аммоноидей (преимущественно Otoceras boreale Spath) обнаружены вблизи основания зоны Otoceras boreale, в 7.3 м выше подошвы некучанской свиты в разрезах Левый и Правый Суол (Бяков и др., 2018) и в 5.6 м выше ее подошвы в разрезе Николкин Ключ, где аммоноидеи были встречены в ассоциации с конодонтами (Clarkina cf. changhsingensis Wang et Wang и Hindeodus typicalis (Sweet); Захаров, 1971; Zakharov, 2002).

Граница перми и триаса в бассейне р. Сеторым первоначально была проведена в основании некучанской свиты (Домохотов, 1960; Захаров, 1971; Zakharov, 2002; Коростелев, 1972; Архипов, 1974; Dagys, Ermakova, 1996), но недавно на основании

С-изотопных данных по разрезу Правый Суол (Захаров и др., 2014) она была перемещена выше по разрезу — ее положение совпало с верхней границей зоны Otoceras concavum, расположенной в 6.3 м выше основания некучанской свиты в этом разрезе (Захаров и др., 2014, 2015; Бяков и др., 2016, 2018).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для исследований послужили 145 проб аргиллитов, отобранных из пограничных слоев перми и триаса имтачанской и некучанской свит разреза Правый Суол (бассейн р. Сеторым). Для изотопного анализа азота были использованы те же пробы, в которых ранее был проведен С-изотопный анализ (Захаров и др., 2014, 2015). Образцы были отобраны с интервалом 12.5—14 см в пределах подзоны Intomodesma postevenicum имтачанской

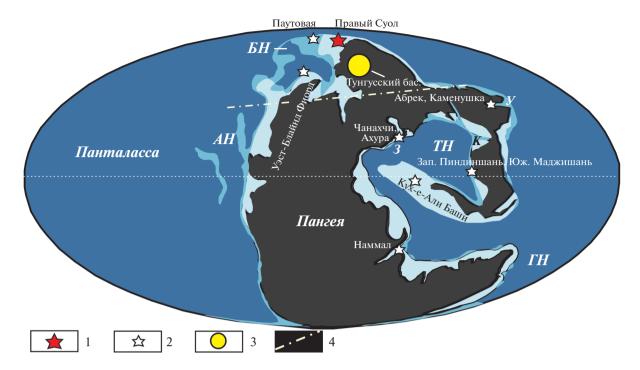


Рис. 2. Схематическая палеогеографическая карта времени рубежа перми и триаса (Scotese, 2014), модифицированная. 1 — основной район исследований; 2 — другие местонахождения, упомянутые в тексте; 3 — местоположение сибирских траппов; 4 — предполагаемое положение границы между тропико-субтропической и умеренно-теплой климатическими зонами в Северном полушарии. Надобласти: БН — Бореальная, ТН — Тетическая, АН — Американская, ГН — Гондванская (Zakharov et al., 2008); провинции: К — Катазиатская, У — Уссурийская, 3 — Западно-Тетическая.

свиты (пачка 1) и зон Otoceras concavum, Otoceras boreale и Tompophiceras morpheous (пачки 3–5) некучанской свиты (рис. 3).

Определение изотопного состава азота выполнено в Визельбурге (HBLFA Francisco—Josephinum) с помощью анализатора Flash-EA (Thermo, Bremen/Germany), соединенного через CONFLO IV (Thermo, Bremen/Germany) с масс-спектрометром Delta V Advantage (Thermo, Bremen/Germany). Анализировались измельченные валовые пробы аргиллитов с навеской от 1 до 5 мг (в зависимости от содержания органического вещества в аргиллитах). Пробы и стандартные материалы взвешивали в закупоренных оловянных капсулах. Удаление атмосферного азота из плотно уложенных капсул осуществляли путем сжатия. Результаты измерений регулярно сравнивали со стандартом N-air. Точность измерения пробы была выше, чем $\pm 1\%$ (низкая точность объясняется относительно низкой концентрацией азота в пробах). Точность измерений контролировали повторным измерением (сходимость повторных измерений составляет ~95%). Полные таблицы N- и C-изотопных данных по разрезу Правый Суол Южного Верхоянья в версии Exel доступны по запросу к соавтору статьи, ответственному за выполнение аналитической работы: М. Хорачеку (micha.horacek@josephinum.at).

Известно, что содержание азота в терригенном веществе намного ниже, чем в органическом ве-

ществе морского происхождения (Algeo et al., 2014). В связи с этим при рассмотрении изотопного состава азота морских терригенных осадков основное внимание уделяется изучению органического вещества. Органическое вещество может быть в различной степени гетерогенным в зависимости от его происхождения (поступления материала от организмов, представляющих собой разные звенья пищевой цепи). Предполагается, что накопление органического вещества в глинистых отложениях пограничных слоев перми и триаса происходило в условиях доминирования начального звена пищевой цепи. При этом тип органического вещества, поступавшего в осадок, существенно не менялся. Точная оценка концентраций азота, как и оценка содержания органического вещества, в задачу настоящих исследований не входила.

Диагенетический контроль материала отбираемых проб проводился на первом этапе визуально (отбирался глинистый материал, не содержащий каких-либо кальцитовых, пиритовых и кремнистых образований и не имеющий поверхностных загрязнений). Рентгеноструктурный анализ показал, что в отобранных образцах нет таких примесей сульфидных и сульфатных минералов, которые могли повлиять на интерпретацию полученных N-изотопных данных. Следует учитывать также, что скорость поступления газов N и SO₂ в масс-спектрометр раз-

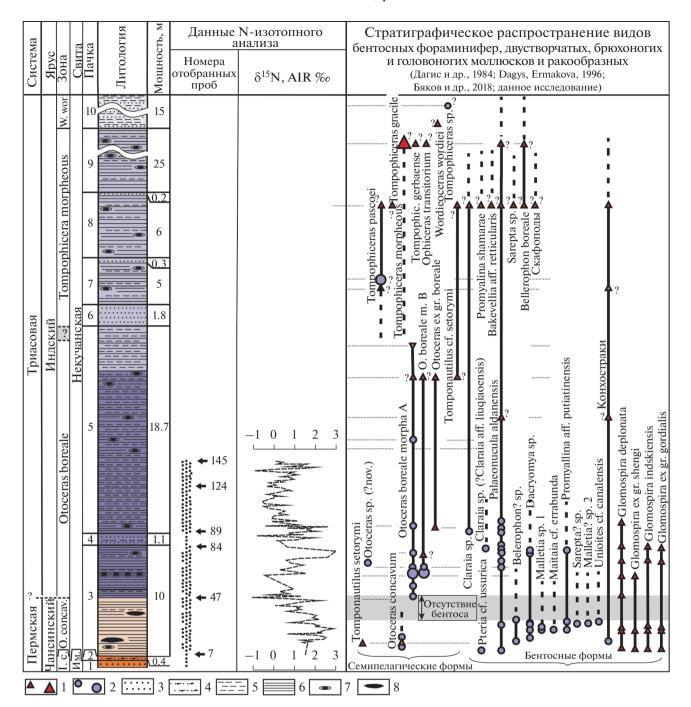


Рис. 3. Сводные литологические, палеонтологические и N-изотопные данные по разрезам Правый и Левый Суол в бассейне р. Сеторым (Южное Верхоянье).

- 1 палеонтологические остатки, собранные в разрезе Правый Суол (крупный значок означает доминирование таксона);
- 2 палеонтологические остатки, собранные в разрезе Левый Суол (крупный значок означает доминирование таксона);
- 3 песчаники; 4 песчаники с включениями обломков аргиллитов; 5 алевролиты; 6 аргиллиты; 7 конкреции;
- 8 туфы. Сокращения: І. с. Intomodesma costatum; О. concav. Otoceras concavum; W. wor Wordieoceras wordieri; Им. имтачанская.

личается, что препятствует возникновению ошибок, связанных с влиянием соединений серы на значения δ^{15} N. Поскольку осадочный материал пограничных слоев перми и триаса Южного Вер-

хоянья не подвергался значительному прогреву в диагенезе (это доказывается, в частности, отсутствием рассланцевания пород и удовлетворительной сохранностью ископаемой фауны), постсе-

диментационная модификация N-изотопного состава осадка, по-видимому, отсутствовала.

РЕЗУЛЬТАТЫ N-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХОЯНЬЯ

В результате изучения 145 проб глинистых пород из пограничных отложений перми—триаса в разрезе Правый Суол можно выделить три N-изотопных интервала: "а", "b" и "c" (рис. 4). Границы между N-изотопными интервалами (а в дальнейшем и суперинтервалами) проведены с учетом изгибов на кривой отклонений от средних значений δ^{15} N.

N-изотопный интервал "а", установленный в нижней части некучанской свиты, соответствует основной части зоны Otoceras concavum, интерпретируемой в настоящее время как верхнее зональное подразделение чансинского яруса (Захаров и др., 2014, 2015). Он характеризуется относительно высокими значениями δ^{15} N, варьирующими в пределах четко определенного диапазона от +1 до +3%.

С-изотопные данные, опубликованные по этому разрезу (Захаров и др., 2014, 2015), показывают, что алевролиты имтачанской свиты, залегающие непосредственно ниже описываемого интервала, характеризуются повышенными значениями $\delta^{13}C_{\rm org}$, варьирующими в основном от -28.0 до -26.3%. Кальцитовый материал призматических слоев раковины Intomodesma sp. indet., обнаруженной в верхней пачке имтачанской свиты, показывает сравнительно высокое значение $\delta^{13}C_{\rm carb}$ (3.0%). Выше по разрезу, в базальной части некучанской свиты (зона Otoceras concavum), установлены значительно более низкие значения $\delta^{13}C_{\rm org}$ (до -30%; рис. 4).

N-изотопный интервал "b", соответствующий базальной части нижнеиндской зоны Otoceras boreale, представлен в своей нижней части двумя сближенными негативными δ^{15} N экскурсами. Первый из них, наиболее выраженный (δ^{15} N = -1%; рис. 4), установлен в 6.3 м выше основания некучанской свиты, т.е. на уровне предполагаемой границы перми и триаса. Верхняя часть интервала выделяется контрастной изменчивостью значений δ^{15} N, которые варьируют от -1 до +3% (рис. 4).

Описываемый N-изотопный интервал и верхняя часть предшествующего интервала "а" соответствуют C-изотопному интервалу, в пределах которого установлены негативные $\delta^{13}C_{org}$ -минимумы, не выходящие за пределы -30% (Захаров и др., 2014, 2015). Верхняя часть интервала "b" характеризуется значительной изменчивостью значений $\delta^{13}C_{org}$ (между -29.9 и -26.4%), за исключением его верхних слоев, где они становятся устойчиво низкими, изменяющимися в узком ин-

тервале от -28.4 до -28.1% (Захаров и др., 2014, 2015).

N-изотопный интервал "с" соответствует средней части зоны Otoceras boreale и характеризуется более стабильными значениями δ^{15} N, изменяющимися в узком интервале от 0 до +1% (рис. 4). Несколько большая изменчивость значений δ^{15} N (между -1 и +2%) наблюдается лишь в верхней его части. Значения δ^{13} C в этом интервале варьируют в узком пределе от -28.8 до -28.2% (Захаров и др., 2014, 2015).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стратиграфическое значение N-изотопных данных

Анализ полученных N-изотопных данных для терригенных отложений в разрезах Правый Суол (Южное Верхоянье) и Паутовая (Колымо-Омолонский регион) показал присутствие большого числа отклонений в значениях $\delta^{15}N$ в пограничных горизонтах перми и триаса (рис. 5; Захаров и др., 2019). Некоторые совокупности δ^{15} N сигналов составляют мелкие N-изотопные подразделения (например, N-изотопные интервалы "а"-"с" Южного Верхоянья), отражающие, по-видимому, региональные изменения условий морской среды. Наряду с ними установлены и более крупные подразделения (Захаров и др., 2018а, 2018б; Zakharov et al., 2018b; Захаров и др., 2019), обозначенные в настоящей работе как N-изотопные суперинтервалы I–IX. Судя по тому, что некоторые N-изотопные суперинтервалы распознаются как в северо-восточной части России, так и в Арктической Канаде (рис. 5; Захаров и др., 2019), они могут быть использованы в стратиграфических пелях.

N-изотопные реконструкции

Изменения N-изотопного состава морских отложений являются результатом сложного взаимодействия различных процессов в биогеохимическом цикле азота (АБЦ). К числу основных процессов этого цикла относятся (1) биологическая фиксация молекулярного атмосферного азота (N_2 -фиксация) и (2) денитрификация, а также (3) анаммокс (Gruber, 2004; Capone et al., 2008). Эти и прочие процессы АБЦ изображены и объяснены на рис. 6.

Эффект N_2 -фиксации. Биологическая фиксация газообразного азота (N_2) воздуха, начальная стадия АБЦ, сопровождаемая образованием соединений аммония (NH_4^+) и аммиака (NH_3^+), осуществляется некоторыми видами цианобактерий в поверхностных водах океана (Gruber et al., 2004; Bauersachs et al., 2009; Schoepfer et al., 2013; Grasby

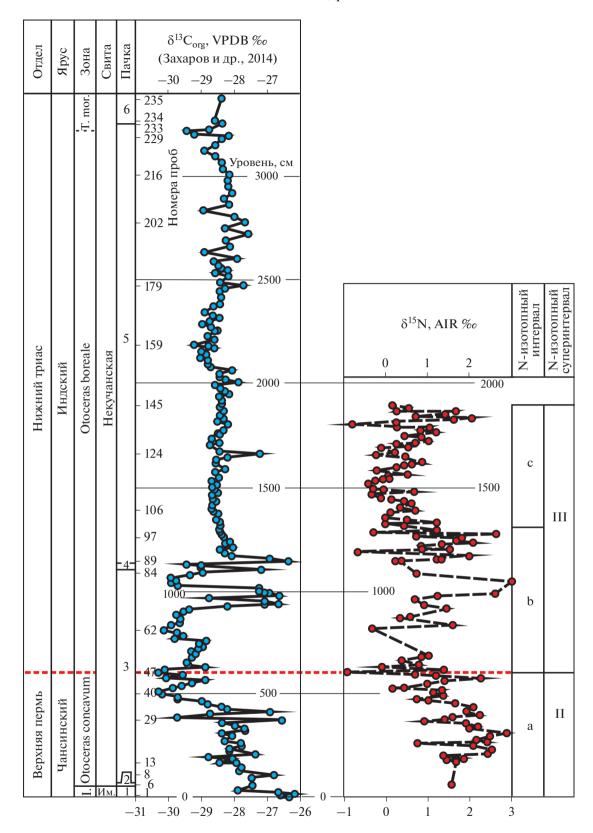


Рис. 4. N- и C-изотопные данные по пограничным слоям перми и триаса разреза Правый Суол в бассейне р. Сеторым (Южное Верхоянье).

Сокращения: I. — Intomodesma costatum; Т. mor. — Tompophiceras morpheous; Им. — имтачанская. Принимая во внимание тот факт, что при ошибке $\pm 1\%$ флюктуации значений δ^{15} N, отображенных на N-изотопной кривой, нуждаются в подтверждении на более полноценном материале, линия кривой разреза Правый Суол показана пунктиром.

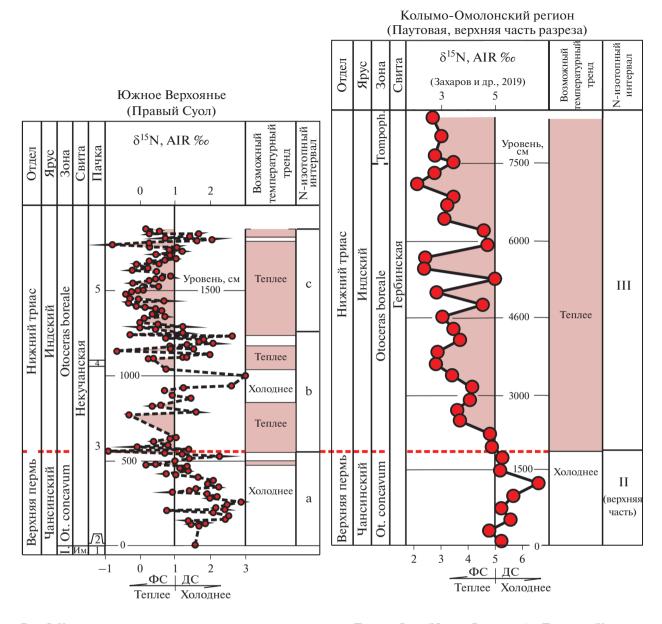


Рис. 5. Корреляция пограничных слоев перми и триаса разрезов Правый Суол (Южное Верхоянье) и Паутовая (Колымо-Омолонский регион) по палеонтологическим и N-изотопным данным. Сокращения: I.- Intomodesma costatum; Ot. concavum — Otoceras concavum; Tompoph. — Tompophiceras morpheous; I. — имтачанская; I. — I. —

et al., 2015; Sun et al., 2019). В современных морях цианобактерии в основном обнаруживаются в хорошо освещенных поверхностных слоях тропической и субтропической частей океана, но иногда распространяются в воды умеренных климатических зон, процветая в условиях постоянной или сезонной стратификации водного столба (Саропе et al., 2008). Аммоний может возникать также в результате процесса аммонификации органического вещества погибших организмов. Аммоний редко встречается в значительных концентрациях в водах мелководья, обогащенных кислородом (Karl et al., 2002; Capone et al., 2008), поскольку он

быстро усваивается микроорганизмами. Фиксированный в виде аммония и аммиака азот, передаваясь по пищевой цепи растительноядным и хищным организмам, окисляется в процессе нитрификации до двуокиси азота (N_2O ; Capone et al., 2008), нитрита (NO_2^-) и нитрата (NO_3^-). Нитрат, конечный продукт нитрификации, накапливающийся в современных океанах в условиях дефицита кислорода на глубине более 800 м, характеризуется высокими значениями $\delta^{15}N$ (4.5–5.5%); Altabet et al., 1995; Capone et al., 2008).

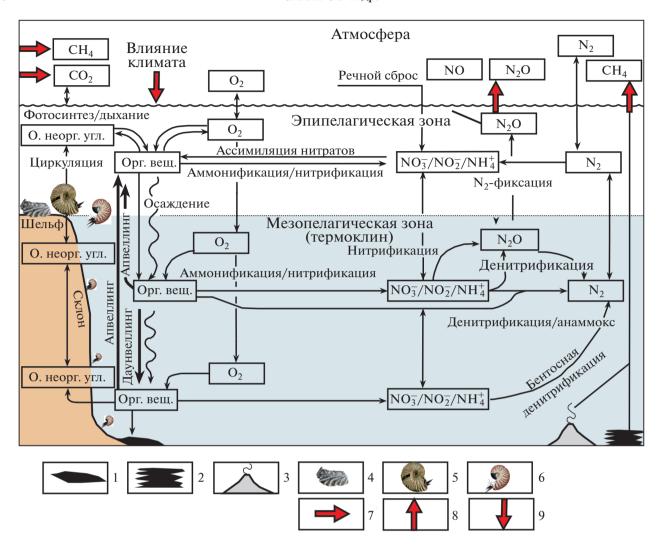


Рис. 6. Схематическое изображение АБЦ в соединении с некоторыми другими биогеохимическими циклами (Gruber, 2004), модифицированное для пермо-триасового времени.

1 — органические вещества; 2 — метан-гидраты; 3 — подводный вулканизм; 4 — бентос; 5 — семипелагические моллюски; 6 — пелагические моллюски; 7 — влияние вулканизма сибирских траппов; 8 — океаническое поступление парниковых газов; 9 — влияние климата (на апвеллинговую активность и пр.). Сокращения: о. неорг. угл. — осаждение неорганического углерода; орг. вещ. — органические вещества. Особый интерес представляет здесь взаимное влияние процессов N₂-фиксации, денитрификации и аноммокс, с одной стороны, и вариаций климата и апвеллинговой активности, с другой.

Эффект процессов денитрификации и анаммокс.

Нитрат, обогащенный 15 N, переносится из районов его накопления в условиях дефицита кислорода в освещенные поверхностные воды благодаря апвеллингам (Macias et al., 2012), становясь доступным для процессов фотосинтеза (Capone et al., 2008; Knies et al., 2013; Schoepfer et al., 2013; Algeo et al., 2014; Вакип et al., 2015). Поверхностные воды в зонах влияния апвеллинга характеризуются высокой биологической продуктивностью. В результате денитрификации связанный азот (в основном в виде нитрата) снова превращается в газообразный продукт (N_2 ; Capone et al., 2008). Денитрификация может контролироваться комбинацией

различных параметров, в том числе и температурой (Deutsch et al., 2010). Дополнительное восполнение утраты N_2 в атмосфере происходит в результате процесса анаммокс (сокращение от английского "анаэробное окисление аммония"; Capone et al., 2008).

Данные о процессах нитрификации и денитрификации указывают на существование определенной взаимосвязи между глобальными N-, С- и О-биогеохимическими циклами в эволюции Земли, возможно изменяющимися под влиянием космических и других факторов (Capone et al., 2008; Zakharov et al., 2018a). Кислород является мощным регулятором большинства процессов в АБЦ, однако фун-

даментальные аспекты этого влияния на N-изотопный состав осадков все еще требуют дальнейшей детальной проработки (Sigman et al., 2009).

Значения δ^{15} N и редкие элементы как индикаторы окислительно-восстановительных условий. N-изотопный метод реконструкции окислительно-восстановительных условий был предложен Т.М. Квэн и П.Г. Фалковски (Quan, Falkowsky, 2008; Quan et al., 2013). Повышенные значения δ^{15} N в органическом веществе осадочных пород, сопровождаемые увеличением концентраций металлов, чувствительных к смене окислительно-восстановительных условий, отражают, по их мнению, активизацию процесса денитрификации, приводящую к снижению содержания кислорода по крайней мере в части водного столба бассейна.

Редкие элементы (trace elements) широко используются в настоящее время в качестве индикаторов окислительно-восстановительных условий (Lyons et al., 2003; Tribovillard et al., 2006; Grasby et al., 2012; Lei et al., 2017; Zhang et al., 2017; Wang et al., 2018; Lyu et al., 2019; Stebbins et al., 2019; Sun et al., 2019). Cr, U и V, в отличие от другой группы редких металлов (Ni, Co, Cu, Zn, Cd, Мо и др.), аккумулируются в осадках в денитрификационных условиях (Tribovillard et al., 2006). Сочетание, например, повышенных концентраций U, V и Mo или U, V, Mo и Cd, как и отношения Mo/Al и Fe/Al, нередко используется для распознавания статуса реконструируемых окислительно-восстановительных условий (Lyons et al., 2003; Tribovillard et al., 2006; Quan et al., 2013). Однако в разрезе Правый Суол Верхоянья предполагаемая зона восстановительных условий (рис. 3) фиксируется пока лишь по установлению в ее пределах зоны аутигенного пирита (Бяков и др., 2018). Этот интервал, располагающийся в верхней части верхнечансинской зоны Otoceras concavum, сопровождается двумя положительными N-изотопными экскурсами (до 3‰), находящимися у его границ (рис. 3). Предположение, сделанное А.С. Бяковым с соавторами (Бяков и др., 2018) относительно развития бескислородных условий в Верхоянье в конце перми, нуждается в подтверждении на основе полных данных по распределению концентраций редких металлов, чувствительных к смене окислительно-восстановительных условий.

Определение направленности температурных изменений по вариациям значений δ^{15} N. Эффект влияния глобальных температурных изменений на многие процессы АБЦ не вполне ясен (Karl et al., 2002; Capone et al., 2008). В настоящее время известно лишь ограниченное число данных, свидетельствующих о взаимном влиянии климата и процессов АБЦ, что естественно, учитывая, что температурные изменения, по-видимому, лишь опосредованно влияют на многие из этих

процессов. Ниже приводятся некоторые из этих данных.

- (1) N_2 -фиксация в современном океане усиливается при потеплении и увеличении стратификации водного столба (Karl et al., 2002).
- (2) Холодные интервалы ледниковых периодов в разрезах верхнего неопротерозоя и фанерозоя обычно характеризуются относительно высокими значениями δ^{15} N, колеблющимися между +4 и +8%, в то время как теплые интервалы парниковых условий фанерозоя – более низкими значениями этого параметра, изменяющимися от -2 до +2% (Altabet et al., 1995; Jenkyns et al., 2001; Algeo et al., 2008, 2014). Согласно этой модели, долговременные изменения в морском цикле азота были вызваны долгосрочным изменением климата. По крайней мере два механизма могут потенциально связывать изменения в N-изотопном составе морской воды с долгосрочными климатическими циклами (Algeo et al., 2014). Во-первых, большую роль играли, по-видимому, эвстатические колебания уровня моря. Низкий уровень моря, свойственный развитию ледниковых климатических условий (рис. 7), наиболее благоприятен для денитрификации водного столба за счет увеличения поступления органического углерода к термоклину (мезопелагической зоне) и расширения зон аноксии. Второй потенциальный механизм может быть связан с тектоническими преобразованиями, способными изменить место денитрификации через изменения в первую очередь интенсивности апвеллинга (Junium, Arthur, 2007; Algeo et al., 2014). Авторы недавно опубликованных работ по пермо-триасу Канады (Schoepfer et al., 2012, 2013; Knies et al., 2013) и Шпицбергена (Grasby et al., 2015) придерживаются в основном второй версии.

Основные тренды увеличения значений $\delta^{15}N_{sed}$ в условиях холодного климата и их понижения в теплые периоды объясняются, вероятно, как возрастающей ролью денитрификации в холодных условиях, так и увеличением N_2 -фиксации, реализуемой цианобактериями в теплые периоды (Luo et al., 2011; Algeo et al., 2014). Это подтверждается и данными по верхнечетвертичным отложениям бассейна Кариако в Венесуэле (Hang et al., 1996), где значения $\delta^{15}N$ в ледниковых и межледниковых интервалах составляют соответственно ~5 и ~2-3%. Исключением из этого правила являются материалы, полученные по разрезам верхнечетвертичных отложений восточной Пацифики и районов Аравийского и Каспийского морей (Ganeshran et al., 2000; Quan, Palkowski, 2008; Quan et al., 2013), где, напротив, получены низкие значения $\delta^{15}N$ для ледниковых интервалов и высокие для межледниковых. Причина необычного N-изотопного состава в верхнечетвертичных ледниковых и межледниковых отложениях восточной Пацифики неясна.

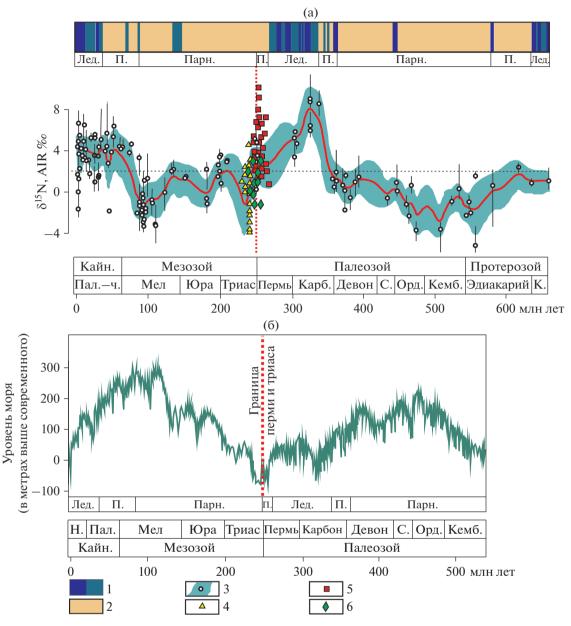


Рис. 7. N-изотопные вариации и колебания уровня моря в позднем протерозое и фанерозое: (а) N-изотопная кривая (Algeo et al., 2014, с дополнениями по пермо-триасу); (б) кривая колебаний уровня моря (Boulila et al., 2018). 1 — интервал парниковых условий; 2 — интервал ледниковых условий; 3 — опубликованные данные (Algeo et al., 2014); 4 — данные по Южному Приморью; 5 — данные по Колымо-Омолонскому региону; 6 — данные по Южному Верхоянью. Сокращения: Лед. — ледниковые условия; Парн. — парниковые условия; П. — промежуточные условия; Кайн. — кайнозой; Пал.—ч. — палеогеновая, неогеновая и четвертичная системы; Карб. — карбон; Пал. — палеоген; Н. — неоген; С. — силур; Орд. — ордовик; Кемб. — кембрий; К. — криогений.

Что касается исследований образцов из района Каспия, то нужно отметить, что они были взяты не из морских, а из лагунных отложений голоцена (Quan et al., 2013). Поэтому их N-изотопный состав в значительной мере мог зависеть от особенностей поступления в бассейн органики растительного происхождения речным стоком.

(3) На современном материале, полученном на основе метода сингулярного спектрального анализа (SSA), выявлено низкочастотное соответ-

ствие между временными рядами климатических показателей и интенсивностью апвеллингов, распространенных вдоль побережья западной части Северной Америки; установлено также, что усиленному апвеллингу соответствуют низкие температуры поверхностных вод (Macias et al., 2012). На интенсивность апвеллинга в значительной степени влияют изменения в глобальной циркуляции океана, вызванные климатическими (температурными) изменениями (Lyu et al., 2019).

(4) Денитрификация способствует пополнению атмосферы газами (например, N_2O и NO), вызывающими парниковый эффект. В современной атмосфере газ N_2O имеет меньшую концентрацию по сравнению с CO_2 , но по своим свойствам в 180 раз эффективнее в отношении своего парникового воздействия (Capone et al., 2008).

В свете приведенной, хотя и ограниченной, информации возникают предпосылки использования N-изотопных данных в палеогеографических (особенно палеоклиматических) реконструкциях, несмотря на то что природа выявляемых N-изотопных сигналов не вполне ясна. Предполагается, что они являются, скорее всего, отражением событий, связанных с процессами денитрификации и N₂-фиксации, являющимися основными процессами АБЦ (Junium, Arthur, 2007; Capone et al., 2008; Knies et al., 2013; Schoepfer et al., 2013). Отклонения в сторону увеличения значений $\delta^{15}N$ логичнее всего связывать с увеличением активности апвеллинга и поступлением холодных глубинных вод, обогащенных тяжелым изотопом азота (Macias et al., 2012), но отличающихся от поверхностных вод кроме этого значительно более низким содержанием кислорода (учитывая, что доставляемые ими органические вещества накапливались в условиях дефицита кислорода). Поскольку это соответствует процессу денитрификации, эти отклонения предлагается называть денитрификационными сигналами (ДС). Отклонения в сторону уменьшения значений $\delta^{15}{
m N}$ в таком случае нужно связывать с замедлением или отсутствием поступлений холодных глубинных вод, т.е. с процессом N₂-фиксации (Luo et al., 2011; Sun et al., 2019). Последний усиливается, вероятно, за счет ослабления процессов денитрификации и развития климатических условий, благоприятных для развития цианобактерий и некоторых других организмов (Karl et al., 2002; Macias et al., 2012; Schoepfer et al., 2013). Данные отклонения также предлагается называть по наименованию предполагаемого процесса: фиксационными сигналами (ФС). Без учета влияния глобальных факторов интервалы, соответствующие ДС, могут отражать более прохладные условия морской среды по сравнению со смежными интервалами.

Как известно, существуют четыре метода оценки температур морской среды геологического прошлого: О-изотопный (Urey, 1948), ТЕХ₈₆ (тетраэфирный индекс тетраэфирных липидов, состоящих из 86 атомов углерода; О'Brien et al., 2017), Δ 47 (clumped isotope; Eilier, 2007; Henkes et al., 2014; Wierzbowski et al., 2018) и кальций-магниевый (Берлин, Хабаков, 1966). Однако их использование не всегда возможно. Например, в уникальных разрезах Верхоянья пермские брахиоподы и двустворчатые моллюски, пригодные для изотопной термометрии и Са—Мg исследований,

крайне редки (Zakharov et al., 2005), а в нижнем триасе этого района пригодный для таких исследований материал вообще отсутствует. Конодонты, имеющие фосфатный состав, также не могут быть использованы в этом регионе для изотопного анализа в связи с их чрезвычайной редкостью (два экземпляра, принадлежащие по определению X. Коцура двум видам, удалось обнаружить лишь в одном из разрезов Южного Верхоянья). Известняки в перми и триасе Верхоянья отсутствуют, что не позволяет использовать Ca—Mg и TEX₈₆ методы при изучении осадочных отложений

Предлагаемый метод определения температурных трендов по результатам N-изотопных исследований проб, детально отобранных по разрезу, неравноценен известным методам палеотермометрии, поскольку не оценивает температурные условия среды, а только определяет с известными оговорками относительную направленность температурных изменений в регионе. Из числа основных возможных недостатков предлагаемого метода можно назвать сложность вычленения из полученных результатов признаков влияния глобальных факторов. Для его применения необходим хотя бы ограниченный О-изотопный или палеоботанический контроль (путем корреляции изучаемых разрезов с таковыми, исследованными в О-изотопном или палеоботаническом отношении). В случае с разрезом Правый Суол Верхоянья для сравнения были использованы разрезы пермо-триаса Южного Китая, Пакистана, Ирана и Армении. Имеющиеся по ним данные по О-изотопной термометрии (Joachimski et al., 2012, 2020; Romano et al., 2013; Schobben et al., 2014) свидетельствуют, как отмечалось выше, о резком, повидимому, глобальном повышении температур в раннем триасе по сравнению с таковыми позднего чансиня. В разрезах Бореальной надобласти (Верхоянье, Канада) эти изменения сопряжены с отчетливым трендом в сторону устойчивого понижения значений $\delta^{15}{
m N}$ в нижнем триасе. Поскольку приведенные данные свидетельствуют о весьма вероятном совпадении направленности температурных изменений, вызванных как региональными (апвеллинговыми), так и глобальными (климатическими) событиями, определенными по N-изотопным данным, использование полученных результатов для реконструкции температурных трендов представляется правомерным.

ЗНАЧЕНИЕ N-ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ СРЕДЫ ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ И РАННЕГО ТРИАСА

На основе N-изотопных данных по Колымо-Омолонскому региону и Арктической Канаде (Algeo et al., 2012; Knies et al., 2013; Grasby et al., 2016) можно предполагать относительно теплые,

2021

Колымо-Омолонский регион (Паутовая; Бяков и др., 2017; Захаров и др., 2019)

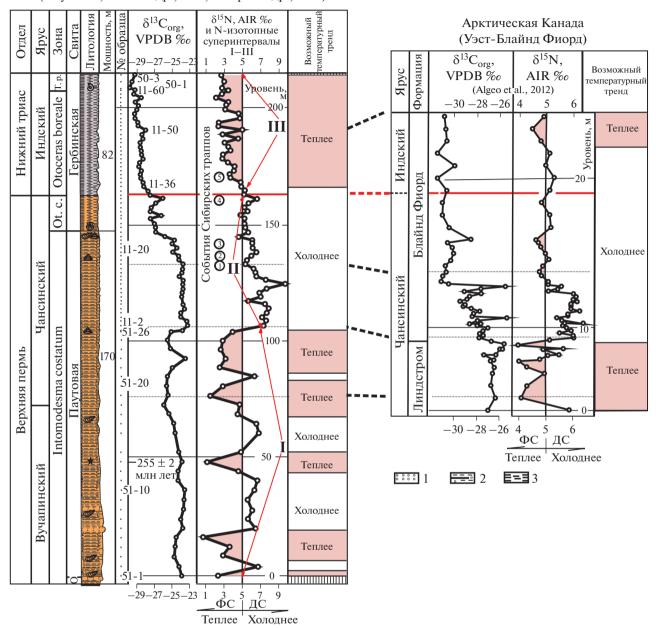


Рис. 8. Корреляция верхней перми и нижнего триаса разрезов Паутовая (Колымо-Омолонский регион) и Уэст-Блайнд Фиорд (Арктическая Канада).

1 — песчаники; 2 — алевролиты с прослоями песчаников; 3 — аргиллиты с прослоями алевролитов; остальные условные обозначения см. на рис. 5. Сокращения: От. с. — Отосегая concavum; Т. р. — Тотрорнісегая разсоеі; О — оводовская. Римскими цифрами (І, ІІ, ІІІ) показаны N-изотопные суперинтервалы. Сибирский трапповый вулканизм (цифры в кружках): 1 — гагарьеостровские туфы (Коzur, Weems, 2011); 2 — лебедевские туфы (Коzur, Weems, 2011); 3 — хунгтукунские туфы (Коzur, Weems, 2011); 4 — путоранские базальты (Коzur, Weems, 2011); 5 — фадюкудинские базальты(?) (Садовников, 2008). Стратиграфическое положение сибирских траппов определено на основе корреляции позднепермских отложений Сибири, Германии и Ирана по конхостракам и конодонтам (Коzur, Weems, 2011).

но часто меняющиеся климатические условия для районов Бореальной надобласти в поздневучапинское—раннечансинское время поздней перми. В среднем чансине, непосредственно перед первыми событиями сибирского траппового вул-

канизма, они сменились, по-видимому, на более прохладные условия, соответствующие нижней части N-изотопного суперинтервала II (рис. 8).

Для позднего чансиня Северо-Восточной Азии, напротив, была характерна, по-видимому,

устойчивая тенденция в развитии более теплых и менее изменчивых климатических условий (верхняя часть N-изотопного суперинтервала II; рис. 8; Захаров и др., 2019). Судя по корреляции, предложенной Х. Коцуром и Р. Уимсом (Kozur, Weems, 2011), первые этапы сибирского траппового вулканизма, связанные с гагарьеостровским, лебедевским и хунгтуканским вулканическими событиями позднепермского времени, по-видимому, не привели к значительному изменению условий среды обитания наземной флоры Сибири и соседних регионов (Садовников, 2016). Преимущественное образование туфов во время гагарьеостровского события (Kozur, Weems, 2011) вызвало, по-видимому, лишь некоторое кратковременное потепление в Бореальной надобласти (рис. 8; δ^{15} N = = 5.2%), сменившееся несколько более прохладными условиями во время следующего лебедевского туфообразования (рис. 7; δ^{15} N = 6.0‰) и хунгтуканского события, сопровождаемого, вероятно, туфообразованием и ограниченным излиянием базальтов (рис. 8; δ^{15} N = 6.0%).

Предполагаемое нами на основании ограниченных N-изотопных данных кратковременное понижение температуры в конце чансиня (рис. 8; δ^{15} N = 6.7‰) совпадает, вероятно, с началом путоранского события (Садовников, 2016), проявившегося в излиянии базальтов. Этот интервал (верхняя часть зоны Otoceras concavum) соответствует, возможно, δ^{18} О максимумам, рассчитанным по О-изотопному составу конодонтов из двух верхнечансинских зон Армении и Ирана: Hindeodus praeparvus (Чанахчи; δ^{18} O VSMOW = 19.9%; Joachimski et al., 2020) и Clarkina iranica (Kyx-e-Али Баши, δ^{18} O VSMOW = 20‰, что соответствует палеотемпературе 27°C; Schobben et al., 2014). Интерпретация, основанная на N-изотопных данных, подтверждается дополнительно стабильным развитием теплолюбивых гимносперм в Сибири (рис. 8) и Норвегии (Hermann et al., 2010) во время гагарьеостровского события, а также свидетельством о высоком биоразнообразии хвойных во время лебедевского, хунгтуканского и путоранского (начальный этап) событий (Садовников, 2008, 2015, 2016), обычных для прохладных климатических условий.

Однако значительно более теплые условия существовали в северо-восточной части России, вероятно, в начале индского времени (Правый Суол — N-изотопный суперинтервал III, рис. 4; δ^{15} N значения изменяются от -0.5 до +1%), возможно, под влиянием заключительной фазы путоранского базальтового вулканизма, а также фадикудинского события (Садовников, 2008). Эта версия хорошо согласуется с находками теплолюбивого растения рода Pleuromeia в нижней части индского яруса Сибири (Садовников, 2015), а также с О-изотопными данными по раннеиндским зонам Армении (Чанахчи, до 36°С; Joachimsky et al., 2020), Ирана

(Kyx-e-Али Баши, до 36°C; Schobben et al., 2014) и Южного Китая (Мейшань, до 35.1°C; Sun et al., 2012).

Судя по сходству N-изотопных кривых, полученных по пермо-триасовым разрезам Паутовая Колымо-Омолонского региона (Захаров и др., 2019) и Уэст-Блайнд Фиорд Арктической Канады (Algeo et al., 2012), подобное климатическое изменение имело место, по-видимому, и в Арктической Канаде.

Данные, полученные по N-изотопным интервалам "а"-"с" (рис. 5) разреза Правый Суол, по нашим представлениям, наиболее детально иллюстрирует последовательность предполагаемых температурных изменений на рубеже перми и триаса в Южном Верхоянье. Относительно прохладные условия конца чансинского века (N-изотопный интервал "a" – зона Otoceras concavum) сменились, вероятно, как было отмечено выше, вначале значительно более теплыми условиями, а затем чередованием прохладных и более теплых условий в начале индского века (N-изотопный интервал "b" - нижняя часть зоны Otoceras boreale). Последующий N-изотопный интервал ("c") характеризуется, вероятно, более теплыми условиями, также сменяющимися чередованием прохладных и более теплых условий (средняя часть зоны Otoceras boreale).

На границе кремней формации Линдстром и алевролитов вышележащей формации Блайнд Фиорд бассейна Свердруп в Арктической Канаде установлено региональное вымирание кремнистых губок (Algeo et al., 2012), рассматриваемое в качестве одного из событий в кризисе экологических условий в конце перми. А.С. Бяков с соавторами (2018) сопоставляют это событие с исчезновением в Южном Верхоянье типично высокобореальной фауны иноцерамоподобных двустворчатых моллюсков, последние представители которых были встречены в разрезе Правый Суол в 20 м ниже верхней границы имтачанской свиты. Это подтверждает, вероятно, гипотезу Т. Алжео с соавторами (Algeo et al., 2012) о диахронном вымирании морских фаун в конце перми.

Экстремальное потепление в Тетической надобласти в начале индского века могло быть связано с последней фазой позднечансинского путоранского вулканизма — наиболее выраженным событием сибирского траппового вулканизма, характеризуемым крупнейшим излиянием базальтов и обильным выделением активных парниковых газов (CO_2 , N_2O , NO и CH_4). Это привело во многих регионах мира к массовому вымиранию из-за значительных изменений окружающей среды (Yin, Zhang, 1996 и др.). В Бореальной надобласти к числу наиболее ярких свидетельств этого события относятся: (1) вымирание одной из крупнейших групп голосеменных (Glossopteridales; Hermann et al., 2010) в

Норвегии; (2) сокращение численности и таксономического разнообразия фитопланктона в Арктической Канаде (Algeo et al., 2012), возможно, под влиянием развития аноксии. Вместе с тем в Южном Верхоянье явных признаков массового вымирания морских организмов вблизи границы перми и триаса не было обнаружено, если не принимать во внимание некоторые изменения на видовом уровне у аммоноидей и отсутствие остатков моллюсков и бентосных фораминифер в интервале развития аутигенного пирита (Бяков и др., 2018), потенциально указывающего на развитие бескислородных условий в это время. Причина отсутствия заметных изменений в таксономическом разнообразии моллюсков и фораминифер на рубеже перми и триаса в Южном Верхоянье неясна.

Недавно полученные данные по N-изотопному составу органического вещества в глинистых отложениях нижнего и среднего триаса Южного Приморья (Захаров и др., 2018a, 2018б; Zakharov et al., 2018b) позволяют предполагать, что относительно прохладные климатические условия (на общем фоне высоких температур) приходились на зоны верхней части индского и нижней части оленекского ярусов (N-изотопный суперинтервал V), а также на зоны Anasibirites nevolini (повидимому, нижняя часть), Shimaskyites shimanskyi (по-видимому, преимущественно нижняя часть) и Neocolumbites insignis (N-изотопные суперинтервалы VII и IX; рис. 9). Эти данные более или менее согласуются с основными расчетами О-изотопных палеотемператур, выполненными на материале из Пакистана (Romano et al., 2013), хотя при корреляции разрезов нижнего триаса возникают некоторые проблемы, связанные с наличием пробелов в О-изотопном исследовании пограничных слоев нижнего и верхнего подъярусов оленекского яруса в разрезе Наммал Пакистана (Romano et al., 2013).

Различие средних значений δ^{15} N в пермо-триасовых отложениях в пределах Бореальной надобласти (в Колымо-Омолонском регионе и в Арктической Канаде они на 4% выше, чем в Южном Верхоянье) может быть связано с их накоплением в условиях как разных глубин (Бяков, 2004), так и разного развития апвеллинговых систем (Knies et al., 2013; Grasby et al., 2015). Относительная близость разрезов Южного Верхоянья с ареалом излияния сибирских базальтов, влиявших на изменение окружающей среды, возможно, также сыграла какую-то роль в этом отношении.

Средние значения $\delta^{15}N$ в отложениях верхней перми и нижнего триаса Бореальной надобласти (1–5%; Algeo et al., 2012; Knies et al., 2013; Захаров и др., 2019; настоящая работа) обычно выше таковых в разрезах Тетической надобласти (около 0%; Luo et al., 2011; Захаров и др., 2018а, 20186; Zakharov et al., 2018b). Причина этого различия неясна. Мы предварительно связываем это как с положением сравниваемых районов в разных климатических зонах, так и с большим развитием апвеллинговых систем в Бореальной надобласти в пермо-триасовое время.

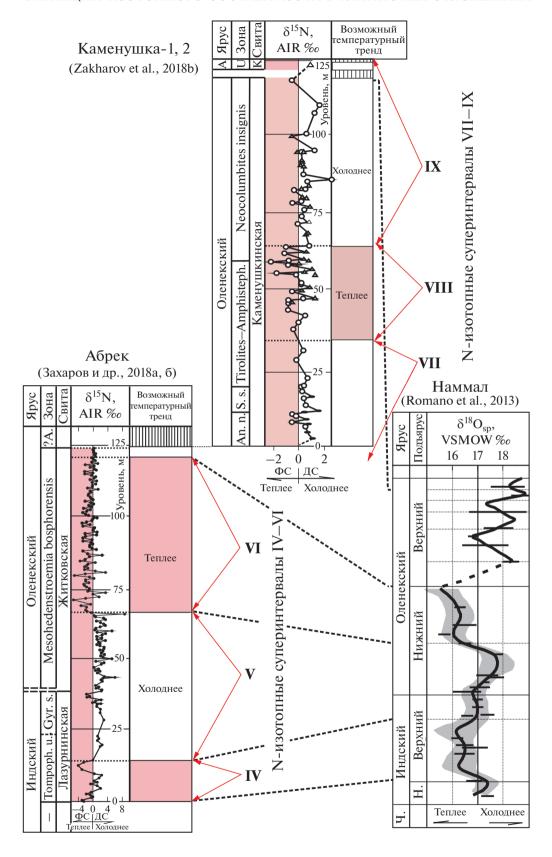
СВЯЗЬ N- И С-ИЗОТОПНЫХ СОБЫТИЙ В ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ И РАННЕМ ТРИАСЕ

Массовое вымирание морских и наземных организмов в конце перми является крупнейшим в фанерозое. Более половины всех семейств морских организмов, например, вымерло именно в это время (Yin, Song, 2013). Из большого числа предполагаемых причин (пусковых механизмов) позднепермского массового вымирания на рубеже перми и триаса в качестве основных чаше всего называют следующие, частично упомянутые выше: (1) летально высокие температуры, удерживающиеся в начале триаса (Knoll et al., 2007; Sun et al., 2012; Goudemand et al., 2013; Romano et al., 2013; Schobben et al., 2014; Joachimski et al., 2020), (2) влияние сибирского траппового вулканизма (Hermann et al., 2010; Korte, Kozur, 2010), (3) развитие бескислородных условий в океанах (Wignal, Hallam, 1992; Wignal, Twitchet, 1996, 2002; Isozaki, 1997; Kato et al., 2002; Бяков, Ведерников, 2007; Knoll et al., 2007; Bond, Wignal, 2010; Korte, Kozur, 2010; Dustira et al., 2013), (4) подводное выделение метана (например, Krull et al., 2000; Kaiho et al., 2009), (5) столкновение Земли с крупной кометой, вызвавшее длительные процессы в атмосфере и гидросфере, неблаготворно влиявшие на развитие биот (например, Kaiho et al., 2001, 2009; Лозовский, 2013), (6) развитие процессов выветривания в результате деградации лесов, поступление в океаны токсичных металлов (например, ртути) и сульфидов (Knoll et al., 2007; Kaiho et al., 2009; Grasby et al., 2013, 2018; Hammer et al., 2019). Эти предполагаемые пусковые механизмы или их следствия (как и многие другие) могли существенно влиять на процессы глобальных биогеохимических циклов, в том числе АБЦ.

Для оценки изменений общей биопродуктивности морских бассейнов геологического прошлого, в

Рис. 9. Сопоставление N-изотопных кривых нижнетриасовых разрезов Южного Приморья с O-изотопной кривой нижнетриасового разреза Наммал Пакистана.

Сокращения: Tompoph. u. — Tompophiceras ussuriense; Gyr. s. — Gyronites subdharmus; ?А — ?Anasibirites nevolini; А. — анизий; An. n. — Anasibirites nevolini; S. s. — Shimanskyites shimanskyi; Tirolites—Amphisteph. — Tirolites—Amphistephanites; U. — Ussuriphullites amurensis; К. — каменушкинская; Ч. — чансинский; Н. — нижний. Условные обозначения см. на рис. 5.



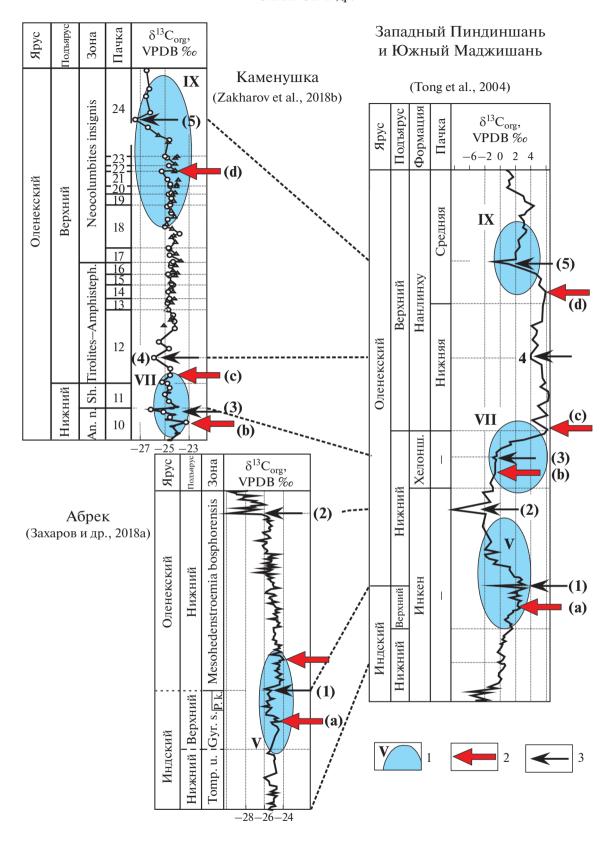


Рис. 10. Корреляция отложений нижнего триаса Южного Приморья и Южного Китая (Анхой) по С-изотопным и палеонтологическим данным.

1 — N-изотопный суперинтервал и его номер (овалами показано положение N-изотопных суперинтервалов, соответствующих в Южном Приморье интервалам предполагаемых похолоданий; римскими цифрами в разрезах Западный Пиндиншань и Южный Маджишань показано предполагаемое положение соответствующих суперинтервалов, коррелируемое на основе С-изотопных и палеонтологических данных); 2 — предполагаемое повышение биопродуктивности морского бассейна (буквами в скобках показана корреляция соответствующих событий, фиксируемых в разрезах Южного Приморья и Южного Китая); 3 — предполагаемое понижение биопродуктивности морского бассейна (арабскими цифрами в скобках показана корреляция соответствующих событий, фиксируемых в разрезах Южного Приморья и Южного Китая). Сокращения: Ап. п. — Anasibirites nevolini; Sh. — Shimanskyites shimanskyi; Tirolites—Amphisteph. — Tirolites—Amphistephanites; Tomp. u. — Tompophiceras ussuriense—Pseudoproptychites hiemalis; Под. — подъярус; Gyr. s. — Gyronites subdhsrmus; P. k. — Pseudoaspedites aff. kvansianus; Хелонш. — Хелоншань.

том числе поздней перми и раннего триаса, обычно используются данные ${}^{13}C_{org}$ и ${}^{13}C_{carb}$ исследований (Baud et al., 1989; Kaiho et al., 2001, 2009; Horacek et al., 2007a, 2007b, 2007c; Algeo et al., 2008, 2014; Grasby, Beauchamp, 2008; Nakrem et al., 2008; Hermann et al., 2010, 2011; Korte, Kozur, 2010; Takashi et al., 2010, 2013; Luo et al., 2011; Song et al., 2013; Захаров и др., 2014; Wignal et al., 2015 и др.). Постепенное снижение значений $\delta^{13}C_{org}$ в отложениях верхней части чансинского яруса верхней перми в разрезе Правый Суол Верхоянья (зона Otoceras concavum; рис. 4) свидетельствует, по-видимому, о направленном снижении биопродуктивности в конце чансинского века, достигшем своего наибольшего проявления на рубеже перми и триаса. Биопродуктивность рассматриваемого морского бассейна в индское время раннего триаса, по-видимому, постепенно увеличивалась, но, судя по значительному варьированию как значений $\delta^{13} \mathrm{C}_{\mathrm{org}}$, так и значений δ^{15} N в отложениях нижней части зоны Otoceras boreale в этом разрезе (рис. 4), она вначале не была устойчивой. Принимая во внимание результаты С-изотопных исследований средней и верхней частей зоны Otoceras boreale, а также нижней части вышележащей зоны Tompophiceras morpheous индского яруса, биопродуктивность приобрела определенную стабильность именно в этом интервале, оставаясь более низкой по сравнению со среднечансинской (зона Intomodesma eventicum в бассейне р. Сеторым и зона Intomodesma costatum в Колымо-Омолонском регионе) (Бяков и др., 2016, 2017).

Ряд авторов связывает увеличение таксономического разнообразия морских организмов (биопродуктивности) раннего триаса, характеризующегося развитием экстремально высоких температур, с интервалами некоторого понижения температур (Sun et al., 2012; Romano et al., 2013). Анализ С- и N-изотопных данных, полученных по разрезам нижнего триаса Южного Приморья, как и результаты их корреляции с разрезами нижнего триаса района Анхой Южного Китая (рис. 10), подтверждает правомерность этого высказывания, но только относительно позднеиндского и, возможно, раннеоленекского интервалов. Менее четко выраженная корреляция между биопродуктивно-

стью и интерпретируемыми на основе N-изотопных данных температурными условиями позднеоленекского времени может быть объяснена исчезновением экстремальных температурных условий в это время.

выводы

- 1. Результаты, полученные по пограничным слоям перми и триаса Южного Верхоянья, и недавно опубликованные данные по верхней перми и нижнему триасу Колымо-Омолонского региона и нижнему и среднему триасу Южного Приморья позволяют выделять N-изотопные интервалы различного ранга (N-изотопные интервалы "a"—"с" и N-изотопные суперинтервалы I—IX), имеющие важное стратиграфическое и палеогеографическое значение.
- 2. В разрезах перми и триаса востока России фиксируются отклонения в значениях $\delta^{15}N$ от их средних значений по разрезу (до 7‰), отражающие, скорее всего, события, связанные с денитрификацией и N_2 -фиксацией, основными процессами АБЦ. Отклонения в сторону увеличения значений $\delta^{15}N$ (денитрификационные сигналы) мы связываем с увеличением активности апвеллинга и поступлением в мелководье холодных глубинных вод, обогащенных тяжелым изотопом азота в результате усиления процесса денитрификации, т.е. с относительным похолоданием поверхностных вод. Отклонения в сторону уменьшения значений δ^{15} N (фиксационные сигналы) связываются нами с замедлением или отсутствием поступлений вод, обогащенных этим изотопом (из-за смещения процесса в сторону N2-фиксации), т.е. с относительным потеплением поверхностных вод.
- 3. В отличие от О-изотопной, TEX_{86} , $\Delta 47$ (clumped isotope) и кальций-магниевой термометрии, предлагаемый метод имеет значительно большие ограничения, связанные прежде всего со сложностью учета влияния многих процессов АБЦ. Поэтому он может быть использован для определения только основной направленности температурных изменений, чаще всего регионального характера. Имеющиеся данные по О-изотопной термометрии пермо-триаса Тетической над-

области свидетельствуют о глобальном повышении температуры в индском веке по сравнению с поздним чансинем. В разрезах Бореальной надобласти эти изменения ассоциируются с отчетливым трендом в сторону устойчивого понижения значений $\delta^{15}N$ в отложениях нижнего триаса. Новые данные свидетельствуют о весьма вероятном совпадении направленности температурных изменений в Бореальной надобласти, вызванных как региональными (апвеллинговыми), так и глобальными (климатическими) событиями.

- 4. На основе данных N-изотопного анализа отложений перми и триаса Северо-Восточной Азии и Канады можно предполагать, что для позднего вучапиня-раннего чансиня поздней перми Бореальной надобласти были характерны относительно теплые, но часто меняющиеся климатические условия, сменившиеся на более прохладные условия в позднем чансине, с последующим наиболее выраженным потеплением в индском веке, что согласуется как с этапами развития наземной флоры в условиях воздействия сибирского траппового вулканизма, так и с результатами корреляции с разрезами пермо-триаса Тетической надобласти, исследованными в δ^{18} О (термометрическом) отношении. Результаты N-изотопного анализа, основанного на детальном отборе проб в пограничных слоях перми и триаса Южного Верхоянья, позволяют предполагать, что раннеиндское потепление прерывалось в Бореальной надобласти кратковременными похолоданиями, приходящимися на среднюю часть хроны Otoceras boreale.
- 5. Более высокие средние значения δ^{15} N в разрезах пермо-триаса Бореальной надобласти (1—5‰) по сравнению с таковыми надобласти Тетис (около 0‰) могут быть объяснены как положением этих разрезов в разных климатических зонах, так и большим развитием апвеллинговых систем в Бореальной надобласти в конце перми и начале триаса.
- 6. Снижение значений $\delta^{13}C_{org}$ в верхней части чансинского яруса и значительное их колебание (как и значений δ^{15} N) в нижней части индского яруса Верхоянья позволяют предполагать снижение биопродуктивности в этом регионе в конце перми (с отчетливым минимумом на рубеже перми и триаса) и ее неустойчивое повышение в начале индского века. Однако биопродуктивность в это время, по-видимому, не достигла ее высокого уровня, предполагаемого для среднечансинского времени поздней перми. Анализ С- и N-изотопных значений в отложениях нижнего триаса Южного Приморья и района Анхой Южного Китая свидетельствует об отсутствии отчетливо выраженной корреляции между биопродуктивностью и температурными условиями позднеоленекского времени (в отличие от данных по позднеиндскому и раннеоленекскому времени), что,

возможно, объясняется отсутствием экстремальных температурных условий в средних палеоширотах в конце раннетриасовой эпохи.

Благодарности. Авторы признательны Э. Риглеру (E. Riegler; BLT Wieselburg Research Center Francisco-Josephinum, Austria) за аналитические исследования, Б.Г. Покровскому (Геологический институт РАН, Москва), А.Б. Кузнецову (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург), Т. Алжео (Т. Algeo; University of Cincinnati, USA), С. Грезби (S. Grasby; Geological Survey of Canada, Calgary), С. Шопферу (S. Schoepfer; University of Washington, U.S.A.), Ю.Д. Сан (Y.D. Sun; University of Erlangen-Nuremberg, Gerтапу) и анонимному рецензенту за ценные критические замечания, Д. Бонду (D. Bond; University of Hull, UK), Р.В. Кутыгину (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН), Е.С. Соболеву (Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск) и В.Г. Хомичу (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток) за полученные консультации, М. Джоахимски (M. Joachimski; University of Erlangen-Nuremberg, Germany), X. Виерзбовски (H. Wierzbowski; Polish Geological Institute, Warsaw), A. Fo (A. Baud; University of Lausanne), Г.Н. Садовникову (Российский государственный геолого-разведочный университет, Москва) и А.М. Попову (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток) за помощь в поисках литературы.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (18-05-00023, 18-05-00191 и 20-05-00604) и частично (А.Б.) за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров, а также при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по договору № 14. У26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220. М.Х. признателен Австрийской академии наук за частичное финансирование проведенных исследований. Работа является научным вкладом по проекту 630 МПГК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений восточной Якутии. Якутск: Якутское книжное издательство, 1974.

Берлин Т.С., Хабаков А.В. Химико-аналитическое определение отношения кальция и магния в рострах белемноидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР // Геохимия. 1966. № 11. С. 45–53.

Бяков А.С. Пермские отложения Балыгчанского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004.

Бяков А.С., Ведерников И.Л. Свидетельства аноксии на рубеже перми и триаса в глубоководных фациях на Северо-Востоке Азии // Докл. АН. 2007. Т. 47. № 5. С. 654—656.

Бяков А.С., Захаров Ю.Д., Хорачек М., Рихоз С., Кумыгин Р.В., Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В., Константинов А.Г., Тучкова М.И., Михалицына Т.И. Новые данные о строении и возрасте терминальной перми Южного Верхоянья // Геология и геофизика. 2016. № 2. С. 91—105.

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

Бяков А.С., Кутыгин Р.В., Горячев Н.А., Бурнатный С.С., Наумов А.Н., Ядренкин А.В., Ведерников И.Л., Третьяков М.Ф., Брынько И.В. Открытие позднечансинского комплекса двустворок и два эпизода вымирания фауны в конце перми на Северо-Востоке Азии // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 1. С. 121—124.

Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984.

Дагис А.С., Архипов Ю.В., Трущелев А.М. Экскурсия 054. Пермские и триасовые отложения Якутии // Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055 (27-й Международный геологический конгресс), Якутская АССР, Сибирская платформа. Новосибирск: Наука, 1984. С. 68–89.

Добрускина И.А. Триасовые флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970.

Домохотов С.В. Индский ярус и зона Otoceras в восточном Верхоянье // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Часть первая. Ред. Кобелятский И.А. Якутск: Якутское книжное издательство, 1960. С. 111—120.

Захаров Ю.Д. Otoceras Бореальной области // Палеонтол. журн. 1971. № 3. С. 50—59.

Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 101-113.

Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии). Владивосток: Дальнаука, 2001.

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.

Захаров Ю.Д., Бяков А.С., Хорачек М., Рихоц С. Значение изотопно-углеродных данных по пограничным слоям перми и триаса в Верхоянье для глобальной корреляции базальных слоев триаса // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 1. С. 60−64.

https://doi.org/10.7868/S50869565215010235

Захаров Ю.Д., Хорачек М., Шигэта Я., Попов А.М., Бондаренко Л.Г. Изотопный состав азота и углерода в нижнетриасовых отложениях Южного Приморья и реконструкция условий среды обитания морских организмов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018а. Т. 26. № 5. С. 30–48.

Захаров Ю.Д., Хорачек М., Шигэта Я., Попов А.М., Маэкава Т.Н. (Maekawa Т.) Изотопный состав азота и углерода в нижнем триасе Южного Приморья и реконструкция условий среды обитания морских организмов после массового вымирания в конце перми // Докл. АН. 20186. Т. 478. № 5. С. 556—560.

Захаров Ю.Д., Бяков А.С., Хорачек М., Горячев Н.А., Ведерников И.Л. Первые данные по изотопному составу азота в перми и триасе Северо-Востока России и их значение для палеотемпературных реконструкций // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 2. С. 187—190.

https://doi.org/10.31857/50869-56524842187-190

Коростелев В.И. Стратиграфия триасовых отложений Восточного Верхоянья. Якутск: Якутское книжное издательство, 1972.

Красилов В.А., Захаров Ю.Д. Новая находка Pleuromeia в нижнем триасе реки Оленек // Палеонтол. журн. 1975. № 2. С. 133—139.

Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат Северной Сибири в триасовом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. № 3. С. 55—60.

Лозовский В.Р. Пермо-триасовый кризис и его возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88. № 1. С. 49—58.

Могучева Н.К. Новая находка среднетриасовой флоры в Восточной Сибири // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. С. 43—48.

Садовников Г.Н. О положении "точки нижней границы триаса в глобальном стратотипе" // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 34—50.

Садовников Г.Н. Переход от перми к триасу в Сибирском регионе траппового вулканизма // Lethaea Rossica. 2015. Т. 2 (attachment: Paleobotanicheskij Vremennik). С. 241-246.

Садовников Г.Н. Эволюция биома траппового плато Центральной Сибири // Палеонтол. журн. 2016. № 5. С. 87-99.

Algeo T.J., Rowe H., Hower J.C., Schwark L., Hermann A., Heckek P.H. Oceanic denitrification during Late Carboniferous glacial—interglacial cycles // Nature Geoscience. 2008. V. 1. P. 709–714.

Algeo T., Henderson C.M., Ellwood B., Rowe H., Elswick E., Bates S., Lyons T., Hower J.C., Smith C., Maynard B., Nays L.E., Summons R.E., Fulton J., Freeman K.N. Evidence for a diachronous Late Permian marine crisis from Canadian Arctic region // Geol. Soc. Am. Bull. 2012. V. 124. № 9/10. P. 1424–1448.

Algeo T.J., Meyers P.A., Robinson R.S., Rowe H., Jiang G.Q. Icehouse—greenhouse variations in marine denitrification // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 1273—1295.

Altabet M.A., Francois R., Murray D.W., Prell W.L. Climaterelated variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment ¹⁵N/¹⁴N ratios // Nature. 1995. V. 373. P. 506–509.

Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., Garcia-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R., Sydeman W.J. Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // Current Climate Change Reports. 2015. V. 1. P. 85–93.

Baud A.M., *Margaritz M.*, *Holser W.T.* Permian—Triassic of the Tethys: carbon isotope stratigraphy // Geol. Rundsch. 1989. V. 78. P. 649–677.

Bauersachs T., Schouten S., Compaore J., Wollenzien U., Stähl L.J., Damsteé J.S.S. Nitrogen isotopic fractionation associated with growth on dinitrogen gas and nitrate by cyanobacteria // Limnol. Oceanogr. 2009. V. 54. № 4. P. 1403–1411.

Bond D.G., Wignall P.B. Pyrite framboid study of marine Permian—Triassic boundary sections: a complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction // Geol. Soc. Am. Bull. 2010. V. 122. № 7/8. P. 1265—1279.

Boulila S., Laskar J., Haq B.U., Galbrun B., Hara N. Longterm cyclicities in Phanerozoic sea-level sedimentary record and their potential drivers (Does the Fanerozoic sea level encode the motion of solar system in the Milky Way?) // Supplementary material (SM1 & SM2). 2018. https://arxiv.org/pdf/1803.05623

Capone D.G., Bronk D.A., Mulholland M.R., Carpenter E.J. (Eds.). Nitrogen in the marine environment. 2nd Edition. Amsterdam: Elsevier, 2008.

Dagys A., Ermakova S. Induan (Triassic) ammonoids from North-Eastern Asia // Revue de Paléobiologie. 1996. V. 15. № 2. P. 401–447.

Deutsch B., Forster S., Wilhelm M., Dippner J.W., Voss M. Denitrification in sediments as a major nitrogen sink in the Baltic Sea: an extrapolation using sediment characteristic // Biogeosciences. 2010. V. 7. P. 3259–3271.

Dustira A.M., Wignall P.B., Joachimski M., Blomeier D., Hartkopf-Fröder C., Bond D.P.G. Gradual onset of anoxia across the Permian—Triassic boundary in Svalbard, Norway // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 374. P. 303—313.

Eilier J.M. "Clumed-isotope" geochemistry — The study of naturally-occuring, multiply-substituted isotopologues // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 262. P. 309—327.

Ganeshram R.S., Pedersen T.F., Calvert S.E., McNeill G.W., Fontugne M.R. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: causes and consequences // Paleoceanography. 2000. V. 15. № 4. P. 361–376.

Goudemand N., Romano C., Brayard A., Hochuli P.A., Bucher H. Comment on "Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse" // Science. 2013. V. 339. P. 1033a–1033c.

Grasby S.E., *Beauchamp B*. Intrabasin variability of the carbon-isotope record across the Permian—Triassic transition, Sverdrup Basin, Arctic Canada // Chem. Geol. 2008. V. 253. P. 141–150.

Grasby S.E., Beauchamp B., Embry A., Sarnei H. Recurrent Early Triassic ocean anoxia // Geology. 2012. V. 41. № 2. P. 175—178

Grasby S.E., Sanei H., Beachamp B., Chen Z. Mercury deposition through the Permo-Triassic biotic crisis // Chem. Geol. 2013. V. 351. P. 209–216.

Grasby S.E., Beauchamp B., Bond D.P.G., Wignall P., Talavera C., Galloway J.M., Piepjohn K., Reinhardt L., Blomeier D. Progressive environmental deterioration in northwestern Pangea leading to the latest Permian extinction // Geol. Soc. Am. Bull. 2015. V. 127. P. 1331–1347.

Grasby S.E., Beauchamp B., Knies J. Early Triassic productivity crises delayed recovery from world's worst mass extinction // Geology. 2016.

https://doi.org/10.1130/G38141.1

Grasby S.E., Beauchamp B., Bond D.P.G., Wignall P., Sanei H. Mercury anomalies associated with three extinction events (Capitanian Crises, Latest Permian Extinction and the

Smithian/Spathian Extinction in NW Pangea // Geol. Mag. 2018. V. 153. P. 285–297.

Gruber N. The dynamics of the marine nitrogen cycle and its influence on atmospheric C_2 changes // The ocean carbon cycle and climate. NATO AST Series. Eds. Follows M., Oguz T. Dordrecht: Kluwer, 2004. P. 97–148.

Hammer D., Jones M.T., Schneebeli-Hermann E., Hansen B.B., Bucher H. Are Early Triassic extinction events associate with mercury anomalies? A reassessment of the Smithian/Spathian boundary extinction // Earth-Sci. Rev. 2019. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.016

Hang G.H., Pedersen T.F., Sigman D.V., Calvert S.E., Nielsen B., Peterson L.C. Glacial/interglacial variations in production and nitrogen fixation in the Cariaco Basin during the last 580 kyr // Paleoceanography. 1996. V. 13. № 5. P. 427—432. Henkes G.A., Passey B.H., Grossman E.L., Shenton B.J., Pérez-Huerta A., Yancey T.E. Temperature limits for preservation of primary calcite clumped isotope paleotemperatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 139. P. 362—

Hermann E., Hochuli P.A., Bucher H., Vigran J.O., Weissert H., Bernasconi S.M. A close-up view of the Permian—Triassic boundary based on expanded organic carbon isotope records from Norway (Trøndelag and Finnmark Platform) // Global Planet. Change. 2010. V. 74. P. 156—167.

Hermann E., Hochuli P.A., Méhay S., Bucher H., Brühwiler T., Ware D., Hautmann M., Roohi G., ur-Rehman K., Yaseen A. Organic matter and palaeoenvironmental signals during the Early Triassic biotic recovery: the Salt Range and Surgar Range records // Sedim. Geol. 2011. V. 234. P. 19–41.

Horacek M., Brander R., Abart R. Carbon isotope record of the P/T boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: evidence for rapid changes in storage of organic carbon // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2007a. V. 252. P. 347–354.

Horacek M., Richoz S., Brandner R., Krystyn L., Spötl C. Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: the δ^{13} C record from marine sections in Iran // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2007b. V. 252. P. 355–369.

Horacek M., Wang X.-D., Grossman E.L., Richoz S., Cao Z. The carbon-isotope curve from the Chaohu section, China: different trends at the Induan—Olenekian boundary or diagenesis? // Albertiana. 2007c. V. 35. P. 41–45.

Isozaki Y. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // Science. 1997. V. 276. P. 235–238.

Jenkyns H.C., Gröcke D.R., Hesselbo S.P. Nitrogen isotope evidence for mass denitrification during the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event // Paleoceanography. 2001. V. 16. P. 593–603.

Jia C., Huang J., Kershaw S., Luo G. Microbial response to limited nutrients in shallow water immediately after the end-Permian mass extinction // Geobiology. 2012. V. 10. P. 60–71.

Joachimski M.M., *Lai X.*, *Shen S.* Climate warming in the latest Permian and the Permian—Triassic mass extinction // Geology. 2012. V. 40. P. 195—198.

Joachimski M.M., Alekseev A.S., Grigoryan A., Gatovsky Y.A. Siberian Trap volcanism, global warming and the Permian-Triassic mass extinction: new insights from Armenian Permian-Triassic sections // Geol. Soc. Am. Bull. 2020. V. 132. P. 427–443.

https://doi.org/10.1130/B35108.1

Junium C.K., Arthur M.A. Nitrogen cycling during the Cretaceous, Cenomanian—Turonian Oceanic Anoxic Event II // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V. 8. P. 1–18.

Kaiho K., Kajiwara Y., Nakano Y., Miura Y., Chen Z.Q., Shi G.R. End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle // Geology. 2001. V. 29. P. 815–818.

Kaiho K., Chen Z.Q., Sawda K. Possible causes for a negative shift in the stable carbon isotope ratio before, during and after the end-Permian mass extinction in Meishan, South China // Austral. J. Earth Sci. 2009. V. 56. P. 799–808.

Karl D., Michaels A., Bergman B., Capone D., Carpenter E., Letelier R., Lipschultz F., Paerl H., Sigman D., Stahl L. Dinitrogen fixation in the world's oceans // Biogeochemistry. 2002. V. 57/58. P. 47–98.

Kato Y., Nakao K., Isozaki Y. Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change // Chem. Geol. 2002. V. 182. P. 15–34.

Knies J., Grasby S.E., Beuchamp B., Schubert C.J. Water mass denitrification during the latest Permian extinction in the Sverdrup Basin, Arctic Canada // Geology. 2013. V. 41. \mathbb{N}_2 2. P. 167–170.

Knoll A.H., Bambach R.K., Payne J.L., Pruss S., Fischer W.W. Palaeophysiology and end-Permian mass extinction // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 256. P. 295–313.

Korte C., Kozur H.W. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian—Triassic boundary: a review // J. Asian Earth Sci. 2010. V. 39. P. 215–235.

Kozur H.W., Weems R.E. Detailed correlation and age of continental late Changhsingian and earliest Triassic beds: implications for the role of the Siberian Trap in the Permian—Triassic biotic crisis // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2011. V. 308. P. 22–40.

Krull E.S., Retallack G.J., Campbell H.J., Lyon G.L. $\delta^{13}C_{org}$ chemostratigraphy of the Permian—Triassic boundary in the Maitai Group, New Zealand: evidence for high-latitudinal methane release // New Zealand J. Geol. Geophys. 2000. V. 43. P. 21–32.

Lei L.-D., Shen J., Li C., Algeo T.J., Chen Z.-Q., Feng Q.-L., Cheng M., Jin C.-S., Huang J.-H. Controls on regional marine redox evolution during Permian—Triassic transition in South China // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2017. V. 486. P. 17—32.

Luo G., Wang Y., Kump L.R. Enhanced nitrogen fixation in the immediate aftermath of the latest Permian marine mass extinction // Geology. 2011. V. 39. № 7. P. 647–650.

Lyons T.W., Werne G.P., Hollander D.J., Murray R.W. Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela // Chem. Geol. 2003. V. 195. P. 131–157.

Lyu Z., Zhang L., Algeo T., Zhao L., Chen Z.-Q., Li C., Ma D., Ye F. Global-ocean circulation changes during the Smithian—Spathian transition inferred from carbon-sulfur cycle records // Earth-Sci. Rev. 2019.

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.201901.010

Macias D., Landry M.R., Gershunov A., Miller AJ., Franks P.J.S. Climate control of upwelling variability along the western North-American coast // PLoS ONE. 2012. V. 7. № 1.

https://doi.org/10.1371/journal.pone.0030436

Nakrem H.A., Orchard M., Weitschart W., Hounslow M.W., Beaity T.W., Mørk A. Triassic condonts from Svalbard and

the Boreal correlations // Polar Res. 2008. V. 27. \mathbb{N}_2 3. P. 523–537.

O'Brien C.L., Robinson S.A., Pancost R.D. Damsté J.S.S., Schouten S., Lunt D., Alsenz H., Bornemann A., Bottini C., Brassell S.C. et al. Cretaceous sea-surface temperature evolution: constraints from TEX₈₆ and planktonic foraminiferal oxygen isotopes // Earth-Sci. Rev. 2017. V. 172. P. 224–247.

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.012

Parfenov L.M., Kuzmin M.I. Tectonics, geodynamics, and metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia). Moscow: MAIK "Nauka/Interperiodica", 2001.

Quan T.M., Palkowski P.G. Redox control of N: P ratios in aquatic ecosystems // Geobiology. 2008. V. 7. P. 124–139.

Quan T.M., Wright J.D., Palkowski P.G. Co-variation of nitrogen isotopes and redox states through glacial-interglacial cycles in the Black Sea // Geochim. Cosmochim. Acta. 2013. V. 112. P. 305–320.

Romano C., Goudemand N., Vennemann T.W., Ware D., Schneebeli-Hermann E., Hochuli P.A. Climatic and biotic upheavals following the end-Permian mass extinction // Nat. Geosci. 2013. V. 6. P. 57–60.

Saitoh M., Ueno Y., Nishizawa M., Isozaki, Y., Takai K., Yao J., Ji Z., Nitrogen isotope chemostratigraphy across the Permian—Triassic boundary at Chaotian, Sichuan, South China // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 93. P. 113—128.

Schobben M., Joachimsky M.M., Korn D., Leda L., Korte C. Palaeotethys seawater temperature rise and an intensified hydrological cycle following the end-Permian mass extinction // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 675–683.

Schoepfer S.D., Henderson C.M., Garrison G.H., Ward P.D. Cessation of productive coastal upwelling system in the panthalassic Ocean at the Permian—Triassic boundary // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2012. V. 313—314. P. 181—188.

Schoepfer S.D., Henderson C.M., Garrison G.H., Ward P.D. Termination of a continent—margin upwelling system at the Permian—Triassic boundary (Opal Creek, Alberta, Canada) // Global Planet. Change. 2013. V. 105. P. 21–35.

Scotese C.R. Atlas of Permo—Triassic Paleogeographic Maps (Mollweide Projection) // Maps 43—52, Volumes 3 & 4 of the PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, 2014.

https://doi.org/10.13140/2.1.2609.9209

Sigman D.M., Karsh K.L., Cas K.L. Ocean process tracers: nitrogen isotopes in the ocean. 2009. https://www.princeton.edu/sigman/publications/pdf/Sigma-Karsh-Casciotti-09.pdf Song H., Tong J., Algeo T.J., Horacek M., Qiu H., Tian L., Chen Z.-Q. Large vertical $\delta^{12}C_{DIC}$ gradients in Early Triassic seas of the South China craton: implications for oceanographic changes related to Siberian Traps volcanism // Global Planet. Change. 2013. V. 105. P. 7–20.

Stebbins A., Algeo T., Krystyn L., Rowe H., Brookfield M., Williams J., Nye S.W., Hannigan R. Marine sulfur cycle evidence for upwelling and eutrophic stresses during Early Triassic cooling events // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 195. P. 68–82.

Sun Y., Joachimski M.M., Wignall P.B., Yan C., Chen Y., Jiang H., Wang L., Lai X. Lethally hot temperatures during the Early Triassic Greenhouse // Science. 2012. V. 338. P. 366–370.

Sun Y.D., Zulla M.J., Joachimski M.M., Bond D.P.G., Wignall P.B., Zhang Z.T. Ammonium ocean following the end-Permian mass extinction // Earth Planet. Sci. Lett. 2019. V. 518. P. 211–222.

Takashi S., Kaiho K., Oba M., Kakegawa T. A smooth negative shift of organic carbon isotope ratios at an end-Permian mass extinction horizon in central pelagic Panthalassa // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2010. V. 292. P. 532–539.

Takashi S., Kaiho K., Kori R.S., Hori R.S., Gorjan P., Watanabe T., Yamakita S., Aita Y., Takemura A., Spörl K.B., Kakegawa T., Oba M. Sulfur isotope profiles in the pelagic Panthalassic deep sea during the Permian—Triassic transition // Global Planet. Change. 2013. http://dx.doi.org/https://doi.org/10.1016/J.gloplacha.2012.12.006

Tong J., Zakharov Y.D., Orchard M.J., Yin H., Hansen H.J. Proposal of Chaohu section as the GSSP candidate of the Induan–Olenekian boundary // Albertiana. 2004. № 29. P. 13–28.

Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update // Chem. Geol. 2006. V. 232. P. 12–32.

Urey H.C. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory // Science, 1948, V. 108, P. 489–496.

Wang X., Panavsky N.J., Hofmann A., Saupe E.E., De Corte B.P., Philippot P., LaLonde S.V., Jemison N.E., Zou H., Ossa F.O., Rybacki K., Alfimova N., Larson M.j., Tsikos H., Fralick P.W., Johnson T.M., Knudsen A.C., Reinhard C.T., Konhauser K.O. A Mesoarchean shift in uranium isotope systematics // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 238. P. 438–452.

Wierzbowski H., Bajnai D., Wacker U., Rogov M.A., Fiebig J., Tesakova E.M. Clumped isotope record of salinity variations in the Subboreal Province at the Middle—Late Jurassic transition // Global Planet. Change. 2018. V. 167. P. 172–189.

Wignal P.B., Hallam A. Anoxia as a cause of the Permian—Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1992. V. 102. P. 215—237.

Wignall P.B., Twitchet R.J. Oceanic anoxia and the end-Permian mass extinction // Science. 1996. V. 272. P. 1155—1158.

Wignall P.B., Twitchet R.J. Extent, duration, and nature of the Permian—Triassic superanoxic event // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2002. V. 356. P. 395–413.

Wignall P.B., Bond D.P.G., Sun Y. Ultra-shallow-marine anoxia in an Early Triassic shallow-marine clastic ramp (Spitsbergen) and the suppression of benthic radiation // Geol. Mag. 2015. V. 153. P. 316–331.

Yin H., Song F.K. Mass extinction and Pangea integration during the Paleozoic—Mesozoic transition // Science China, Earth Sci. 2013. V. 56. № 1. P. 1–13.

Yin H., Zhang K. Eventostratigraphy of the Permian—Triassic boundary at Meishan section, South China // The Palaeozoic—Mesozoic boundary (candidates of global stratotype section and point of the Permian—Triassic boundary). Ed. Yin H. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. P. 84—96.

Yin H., Xie S., Luo G., Akgeo T.J., Zhang K. Two episodes of environmental change at the Permian—Triassic boundary of the GSSP section Meishan // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 115. P. 163–172.

Zakharov Y.D. Ammonoid succession of Setorym River (Verkhoyansk area) and problem of Permian—Triassic boundary in Boreal realm // J. China Univ. Geosci. 2002. V. 13. № 2. P. 107–123.

Zakharov Y.D., Ukhaneva N.G., Kiseleva A.V., Kotlyar G.V., Nikitina A.P., Tazawa J.-I., Gvozdev V.I., Ignatyev A.V., Cherbadzhi A.K. Geochemical signals as guidance for definition of the Middle—Upper Permian boundary in the South Kitakami (Japan) and Primorye Region (Russia) // Stratigraphy and tectonic evolution of southeast Asia and south Pacific. Eds. Dheeradilok P., Hinthong C., Chaodumrong P. Bangkok: Department of Mineral Resources, 1997. P. 88–100.

Zakharov Y.D., Boriskina N.G., Cherbadzhi A.K., Popov A.M., Kotlyar G.V. Main trends in Permo—Triassic shallow-water temperature changes: evidence from oxygen isotope and Ca—Mg ratio data // Albertiana. 1999. V. 23. P. 11–22.

Zakharov Y.D., Ukhaneva N.G., Ignatyev A.V. Latest Permian and Triassic carbonates of Russia: new palaeontological findings, stable isotopes, Ca—Mg ratio, and correlation // Permian—Triassic evolution of Tethys and western circum-Pacific. Eds. Yin Y., Dickins J.M., Shi G.R., Tong J. Amsterdam: Elsevier, 2000. P. 141–171.

Zakharov Y.D., Biakov A.S., Baud A., Kozur H. Significance of Caucasian sections for working out carbon-isotope standard for Upper Permian and Lower Triassic (Induan) and their correlation with the Permian of North-Eastern Russia // J. China Univ. Geosci. 2005. V. 16. № 2. P. 141–151.

Zakharov Y.D., Popov A.M., Biakov A.S. Late Permian to Middle Triassic palaeogeographic differentiation of key ammonoid groups: evidence from the former USSR // Polar Res. 2008. V. 27. № 3. P. 441–468.

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., Konovalova 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.

Zakharov Y.D., Dril S.I., Shigeta Y., Popov A.M., Baraboshkin A.M., Michailova I.A., Safronov P.P. New aragonite ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr records of Mesozoic ammonoids and approach to the problem of N, O, C and Sr isotope cycles in the evolution of the Earth // Sediment. Geol. 2018a. V. 364. P. 1–13.

Zakharov Y.D., Horacek M., Popov A.M., Bondarenko L.G. Nitrogen and carbon isotope data of Olenekian to Anisian deposits from Kamenushka, South Primorye, Far-Eastern Russia and their palaeoenvironmental significance // J. Earth Sci. 2018b. V. 29. № 4. P. 837–853.

Zhang G., Zhang X., Hu D., Li D., Algeo T., Farquhar J., Henderson C.V., Qin L., Shen D., Schoepfer S.D., Chen K., Shen Y. Redox chemistry changes in the Panthalassic ocean linked to the end-Permian mass extinction and delayed Early Triassic biotic recover // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2017. V. 114. № 8. P. 1806–1810.

Рецензенты А.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский

Variations of Nitrogen Isotopic Composition in Clay Deposits of the Permian—Triassic Boundary Beds in the Verkhoyansk Region (Northeastern Asia) and Their Significance for Reconstruction of Marine Environments

Y. D. Zakharov^{a, #}, M. Horacek^b, and A. S. Biakov^{c, d}

^aFar Eastern Geological Institute, Russian Academy of Sciences (Far Eastern Branch), Vladivostok, Russia

^bInstitute of Lithospheric Research, Vienna University, Vienna, Austria

^cShilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute,
Russian Academy of Sciences (Far Eastern Branch), Magadan, Russia

^dKazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

[#]e-mail: yurizakh@mail.ru

First obtained N-isotope data on the Permian-Triassic boundary transition of the Verkhoyansk region and published materials on other regions of eastern Russia allow us to distinguish a number of N-isotope intervals of various ranks in the Permian-Triassic of eastern Russia. In addition to the well-known method of reconstructing the redox conditions of the marine environment from N-isotope data (in combination with data on elevated concentrations of redox-sensitive trace-metals), the possibility of using N-isotope data also to determine the direction of temperature changes in the marine environment is substantiated. It is assumed that N-isotope signals are primarily a reflection of events associated with denitrification and N₂ fixation, the main processes of the global nitrogen biogeochemical cycle (NBC). Deviations in the direction of increasing $\delta^{15}N$ values in the considered sections are associated with an increase in upwelling activity and the entry of cool deep waters enriched with a heavy N-isotope to the shelf area, apposite deviations with a slow down or cessation of inflow of cool deep waters. The N-isotope data obtained, in combination with published materials on O-isotope thermometry in the Tethys during Permian and Triassic times, indicate a very likely coincidence of the direction of temperature changes caused by both regional (upwelling) and global (climatic) events of that time. In this regard, the reconstructions of the marine environment that we conduct on the example of the Permian-Triassic sections of northeast Asia (Verkhovansk, Kolyma-Omolon and South Primorye) appear legitimate, although they require additional confirmation on the material from other sections of the world. Problems associated with differences in the average $\delta^{15}N$ values in the Permian-Triassic sections of different provinces of the Boreal Superrealm, as well as different superrealms, are considered.

Keywords: Upper Permian, Lower Triassic, nitrogen isotopes, carbon isotopes, reconstruction of marine environments, northeastern Asia

УДК 551.763(561)+551.77(561)

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕЛЯБИНСКОЙ ОБЛАСТИ, ЮЖНОЕ ЗАУРАЛЬЕ

© 2021 г. О. Б. Кузьмина^{1, *} Н. К. Лебедева^{1, 2}, Н. Е. Щулькина³

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия
²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
³OAO "Челябинскгеосъемка", Челябинск, Россия
*e-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru
Поступила в редакцию 06.07.2020 г.
После доработки 04.08.2020 г.
Принята к публикации 07.09.2020 г.

Представлены результаты палинологического изучения верхнемеловых и палеогеновых отложений трех скважин, пробуренных в Южном Зауралье. Верхнемеловые кузнецовская, камышловская, зайковская, фадюшинская и ганькинская свиты вскрыты скважинами 3, 9 и 13, в которых выявлены 4 биостратона по спорам и пыльце и впервые установлены 5 биостратонов по диноцистам (слои с Chatangiella spectabilis, слои со Spinidinium sverdrupianum, слои с Chatangiella chetiensis, слои с Chatangiella manumii-Dinogymnium spp., слои с Cerodinium diebelii). Сравнительный анализ позднемеловых комплексов диноцист южных и северных территорий Западной Сибири показывает, что, несмотря на заметный провинциализм динофлагеллат, существует ряд стратиграфических интервалов в среднем-верхнем туроне, нижнем коньяке, нижнем сантоне, кампане и нижнем маастрихте, имеющих хороший межрегиональный корреляционный потенциал. В талицкой, серовской, ирбитской и чеганской свитах в скв. 9 выявлены интервалы 6 зон танет-бартонского возраста диноцистовой шкалы Западной Сибири: Alisocysta margarita, Apectodinium hyperacanthum, Deflandrea oebisfeldensis (акме), Dracodinium simile, Rhombodinium draco и Rh. ornatum, а также 5 слоев по спорам и пыльце. Куртамышскую свиту характеризует комплекс спор и пыльцы рюпельского возраста. Установлены значительные перерывы осадконакопления в мел-палеогеновой последовательности, соответствующие верхней части маастрихта, большей части дания и зеландия, самым низам ипра, среднему-верхнему ипру, лютету, верхам бартона, приабону, низам рюпеля.

Ключевые слова: биостратиграфия, верхний мел, палеоген, Южное Зауралье, цисты динофлагеллат, наземные палиноморфы

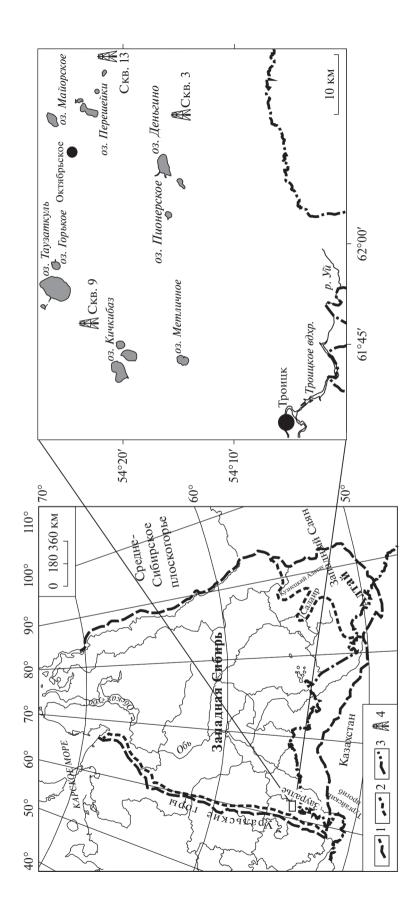
DOI: 10.31857/S0869592X21020046

ВВЕДЕНИЕ

Зауралье – краевая часть Западно-Сибирской равнины, прилегающая к восточному склону Уральских гор в бассейнах рек Тобол и Обь (рис. 1). В течение позднего мела и палеогена эта территория составляла единую структуру с расположенным южнее Тургайским прогибом — проливом, соединявшим эпиконтинентальные моря Палеоарктики с Пери-Тетисом (Васильева, Левина, 2007). Меловые и палеогеновые отложения в этом регионе имеют плошадное распространение, они перекрывают палеозойский складчатый фундамент, достигая мощности 400 м. Породы характеризуются преимущественно терригенно-кремнистым типом осадконакопления (Амон, 2001, 2018), поэтому известковые микрофоссилии (фораминиферы, наннопланктон) в них встречаются редко, а ведущая роль в региональной биостратиграфии принадлежит органикостенному микрофитопланктону (цистам динофлагеллат).

Палинологические исследования верхнемеловых отложений Южного Зауралья немногочисленны (Верхнемеловые..., 1990; Стратиграфические..., 1997). Существуют данные о верхнемеловых комплексах диноцист Приполярного Урала (Chlonova, 1996; Lebedeva, 2006) и Полярного Предуралья (Лебедева, 2005). Однако сведения о меловых диноцистах Южного Зауралья до настоящего времени отсутствовали.

Первые стратиграфические исследования палеогеновых диноцист в центральной и северной частях Западной Сибири были выполнены И.А. Кульковой (1987), которая предложила первый вариант региональной диноцистовой шкалы палеогена (Кулькова, Шацкий, 1990). Разработка биостратиграфии Зауралья связана с работами О.Н. Васильевой



1 — граница Западной Сибири; 2 — горное обрамление Западной Сибири; 3 — государственная граница России; 4 — местоположение скважин. Рис. 1. Схема расположения изученных скважин (Челябинская обл.).

(1990, 1994, 2000, 2003; Васильева и др., 2001). В настоящее время ею разработана и предложена региональная шкала для Зауралья и Тургайского прогиба (Васильева, 2018). Диноцисты и континентальные палиноморфы также изучались в Зауралье и Тургае Л.Б. Бакиевой (2005), А.П. Левиной (Васильева, Левина, 2007, 2010), А.И. Яковлевой (Іакочеча et al., 2001), Г.Н. Александровой (Александрова и др., 2012б). В настоящий момент предложен новый вариант детализированной диноцистовой шкалы палеоцена—эоцена Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013; Яковлева, 2017).

В последние годы появились новые данные по палинологической изученности верхнемеловых и кайнозойских отложений южных территорий Западной Сибири – Омского прогиба (Яковлева и др., 2010, 2012; Александрова и др., 2011; Гнибиденко и др., 2012; Лебедева и др., 2013; Лебедева, Кузьмина, 2018 и др.), Бакчарского железорудного бассейна (Гнибиденко и др., 2015; Лебедева и др., 2017), Кулундинской впадины (Лебедева и др., 2019). Эти данные позволили дополнить спорово-пыльцевую характеристику этих отложений, получить первую информацию о составе позлнемеловых и палеогеновых комплексов линоцист на юге Западно-Сибирской равнины, уточнить геологическое строение изученных разрезов, оценить длительность стратиграфических перерывов в пограничных интервалах мела и палеогена.

Тем не менее сложное строение фациально изменчивых толщ в краевых частях Западно-Сибирского морского бассейна требует дальнейшего изучения, и появление любых новых материалов способствует уточнению геологического строения надпалеозойского чехла. Для изучения геологического строения территории листов N-41-XIV и N-41-XV силами ОАО "Челябинсктеосъемка" в южной части Зауралья севернее и восточнее—северо-восточнее г. Троицка Челябинской области были пробурены три скважины (№ 3, 9, 13), вскрывшие толщи верхнемеловых и палеогеновых отложений (рис. 1). Целью настоящего исследования явились их детальный палиностратиграфический анализ и, на его основе, корреляция меловых и палеогеновых отложений Южного Зауралья и смежных территорий Западной Сибири и Казахстана.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для палинологического исследования послужили 94 образца из скв. 9 (инт. 102.8-9.8 м), 28 образцов из скв. 3 (инт. 193.1-134.0 м) и 26 образцов из скв. 13 (инт. 231.2-199.2 м).

Палинологические образцы обрабатывались согласно химической методике, принятой в Лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и

кайнозоя ИНГГ СО РАН (Лебедева и др., 2013). Микрофотографирование проводилось в постоянных препаратах, изготовленных на желатинглицериновой основе, с помощью микроскопа ZEISS Axioskop 40 фотокамерой Canon PowerShot G10. В каждом спектре (если возможно) подсчитывалось не менее 200-300 палиноморф. При подсчете процентного содержания таксонов за 100% принималась сумма всех микрофитофоссилий, которые были представлены спорами, пыльцой наземных растений, пистами линофлагеллат, акритархами и другими одноклеточными водорослями. Коллекция палинологических препаратов хранится в Лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск). Номенклатура цист динофлагеллат дана согласно индексу DINOFLAJ3 (Williams et al., 2017).

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО СТРАТИГРАФИИ ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Скважины 3, 13 и 9, вскрывшие верхнемеловые и палеогеновые отложения, согласно схеме районирования Урала для мелового периода, расположены в Западной и Восточной подзонах районов Среднего и Южного Зауралья (Амон, 1997, 2001). Многочисленными исследованиями показано, что Зауральская структурно-фациальная зона отличается наибольшей полнотой мелового разреза и разнообразием фаций - от континентальных до нормально-морских. При этом Восточная подзона Зауральской зоны (скв. 3 и 13) может быть полностью отнесена к запалносибирскому типу мелового разреза, а Западная подзона (скв. 9) отражает своеобразие прибрежно-морской (Приуральской) части единого Западно-Сибирского мелового бассейна седиментации (Стратиграфические..., 1997; Амон, 1997).

Верхнемеловые отложения широко распространены в пределах Южного Зауралья и представлены кузнецовской, камышловской, зайковской, фадюшинской и ганькинской свитами (Государственная..., 1985). Наименьшая их мощность (15-20 м) установлена в юго-западной части площади. В направлении к северо-востоку наблюдается погружение толщ с постепенным увеличением их мощности до 155 м. В свою очередь, палеогеновые отложения на изучаемой территории развиты повсеместно и представлены как морскими, так и континентальными фациями. При этом морские отложения (талицкая, серовская, ирбитская, чеганская свиты) пользуются наибольшим распространением и выполняют основную часть разреза палеогена, тогда как континентальные толщи (куртамышская свита) залегают в самых верхах палеогеновой последовательности.

Меловая система

Верхнемеловой отдел

Туронский-коньякский (нижняя часть) ярусы

Кузнецовская свита в Западной подзоне имеет очень ограниченное распространение в виде небольших разобщенных пятен. В Восточной подзоне граница распространения свиты проходит по меридиану оз. Картабыз, с. Подовинное, затем отклоняется к юго-востоку и вдоль долины р. Уй уходит на восток. Свита с размывом залегает на выветрелых породах палеозойского фундамента, перекрывается морскими осадками верхнего мела. По латерали в северо-восточном направлении наблюдается изменение мощности от 2—3 до 35 м.

В скв. 3 кузнецовская свита (инт. 188.0—193.9 м) (рис. 2) представлена глинами зеленовато-темносерыми до черных, с нитевидными прослойками кварцевых алевритов, очень плотными, опоковидными. В верхах интервала наблюдаются галечки бокситов. По плоскостям скола многочисленные примазки марказита.

В скв. 13 кузнецовская свита (инт. 223.0—231.3 м) (рис. 3) сложена глинами тонкоплитчатыми, аргиллитоподобными, темно-серыми с зеленоватым оттенком, с многочисленными ходами илоедов, с гнездами глауконит-кварцевых алевритов, расположенных послойно.

Коньякский ярус (верхняя часть)

Камышловская свита распространена несколько шире кузнецовской. Граница распространения проходит через села Боровое, Зуевка, отклоняется на восток к оз. Картабыз, а затем плавно отходит на запад и далее прослеживается по линии сел Бурханкуль, Песчаное, Шадыксаевка. Свита залегает с размывом на более древних образованиях, а иногда с постепенным переходом на кузнецовской свите, перекрывается более молодыми меловыми отложениями, в западной части своего распространения — серовской свитой палеогенового возраста. Мощность свиты изменяется от 8 до 20 м с запада на восток.

В скв. 3 камышловская свита (инт. 165.8—188.0 м) представлена песками грязно-зеленовато-серыми, преимущественно кварцевыми, разнозернистыми, сильно глинистыми, с редкой примесью глауконита.

В скв. 13 камышловская свита (инт. 213.7—223.0 м) сложена песчаниками темно-зеленоватосерыми, глауконит-кварцевыми на глинистом цементе, мелкозернистыми до алевритистых, с прослоями глин грубокомковатых, темно-зеленых, с жирным блеском, очень вязких, с гнездами кварц-глауконитовых алевритов в этих глинах.

Сантонский ярус

Зайковская свита. Границы ее распространения повторяют границы распространения камышловской свиты. Зайковская свита залегает с постепенным переходом или с размывом на камышловской свите, перекрывается фадюшинской или ганькинской свитами. Мощность колеблется в пределах от 10 до 20 м. Вскрыта скважиной 13:

Инт. 208.2—213.7 м. Глины серые, темно-серые, участками зеленоватые, алевритистые, комковато-слоистые, с редкими нитевидными прослойками кварцевых алевритов. Глины ленточные, очень мягкие.

Инт. 199.2—207.2 м. Песчаники зеленовато-серые, глауконит-кварцевые на глинистом цементе, мелкозернистые, слабо сцементированные, хорошо отсортированные, с ходами илоедов.

Кампанский ярус

Фадюшинская свита. Граница сплошного распространения проходит от северной рамки листа N-41-XIV восточнее деревень Нехорошевка, Хомутинино, Марково, Хуторка, Морозкино. Южная граница проходит с северо-запада на юго-восток в районе деревень Березники, Каменная Речка, Ключевка и указывает на трансгрессию фадюшинского моря с северо-востока на юго-запад. Фадюшинская свита согласно залегает на зайковской свите и с размывом — на более древних образованиях. Мощность свиты до 20 м.

В скв. 3 фадюшинская свита (инт. 135.2—165.8 м) сложена песчаниками глауконит-кварцевыми на глинистом цементе, мелкозернистыми, пересла-ивающимися с песчаниками глауконит-кварцевыми на опоковом цементе. Породы темно-серые до черных. Опоковые песчаники крепкие, узорчатые.

В скв. 13 фадюшинская свита (инт. 161.0—199.9 м) представлена опоками глинистыми, зеленоватосерыми, с примесью глауконит-кварцевого мелкозернистого материала. С глубины 163.7 м они сменяются песчаниками глауконит-кварцевыми на опоково-кремнистом цементе, мелкозернистыми, темно-серыми до черных, с прослоями песчаников на глинистом цементе и кремнистых опок. Мощность прослоев опок и глинистых песчаников до 1.5 м.

Литологическое описание фадюшинской свиты в скв. 9 (инт. 102.8—93.8 м) дано на рис. 4.

Кампанский (верхи)-маастрихтский ярусы

Ганькинская свита имеет повсеместное распространение и в долине р. Уй выходит на поверхность. Она согласно или с размывом залегает на фадюшинской свите и несогласно — на поро-

дах фундамента. Мощность свиты изменяется от нескольких метров до 60 м.

В скв. 3 ганькинская свита (инт. 91.8—135.2 м) сложена мергелями светло-серыми, пористыми, с примесью глауконит-кварцевого алевритового материала, с большим количеством тонкой белой слюдки, с примазками и линзочками (3—5 мм) марказита. В нижней части слоя отмечаются обломки белых тонкостенных ракушек.

В скв. 13 ганькинская свита (инт. 108.5—161.0 м) представлена мергелями светло-серыми, серыми, участками со слабым зеленоватым оттенком, иногда с незначительной примесью глауконит-кварцевого мелкозернистого материала и мелкими обломками белых тонкостенных ракушек.

Литологическое описание ганькинской свиты в скв. 9 (инт. 93.8—72.8 м) дано на рис. 4.

Палеогеновая система Палеоценовый отдел

Датский-зеландский ярусы

Талицкая свита сплошным покровом залегает в центральной и восточной частях площади, в западной — выявлена в виде отдельных пятен. Она вскрыта скважинами, естественные выходы встречены только в долине р. Уй у уреза воды. Талицкая свита несогласно залегает на ганькинской свите и перекрывается серовской. Мощность не превышает 10 м.

Танетский ярус

Серовская свита развита повсеместно. Естественные выходы на поверхность устанавливаются в долине р. Уй, по ее притокам, в разрезах крупных логов. Свита залегает несогласно на талицкой свите или более древних отложениях, перекрывается согласно ирбитской свитой или с размывом более молодыми отложениями. Мощность от 8 до 30 м.

Эоценовый отдел

Ипрский ярус

Ирбитская свита распространена повсеместно. Естественные выходы устанавливаются в долине р. Уй, по ее притокам и в большинстве логов. Ирбитская свита залегает согласно на серовской свите, перекрывается согласно, часто с постепенным переходом чеганской свитой и с размывом — более молодыми образованиями. Мощность свиты меняется от 8 до 50 м.

Бартонский-приабонский ярусы

Чеганская свита развита повсеместно. Ее выходы на поверхность встречаются не только в бортах долины р. Уй, но и на водораздельных пространствах, по берегам крупных озер (оз. Картабыз), в верховьях мелких речек и крупных логов. Чеганская свита залегает согласно на ирбитской свите, часто перекрывается с размывом континентальными куртамышской или наурзумской свитами, реже — четвертичными образованиями. Мощность свиты увеличивается от 10 м на западе до 50 м на востоке

Олигопеновый отлел

Рюпельский ярус

Куртамышская свита развита в западной части исследуемой площади и приурочена к долинообразным понижениям в поверхности морского палеогена. Ее естественные выходы установлены в районе сел Зуевка, Боровое, Чудиново, Мяконьки. Она залегает с размывом, реже с постепенным переходом на чеганской свите, перекрывается с размывом неогеновыми или четвертичными отложениями. Мощность до 45 м.

Литологическое описание талицкой (инт. $72.8-70.0\,\mathrm{m}$), серовской (инт. $70.0-58.0\,\mathrm{m}$), ирбитской (инт. $58.0-27.0\,\mathrm{m}$), чеганской (инт. $27.0-16.8\,\mathrm{m}$), куртамышской (инт. $16.8-0\,\mathrm{m}$) свит, вскрытых скв. 9, дано на рис. 4.

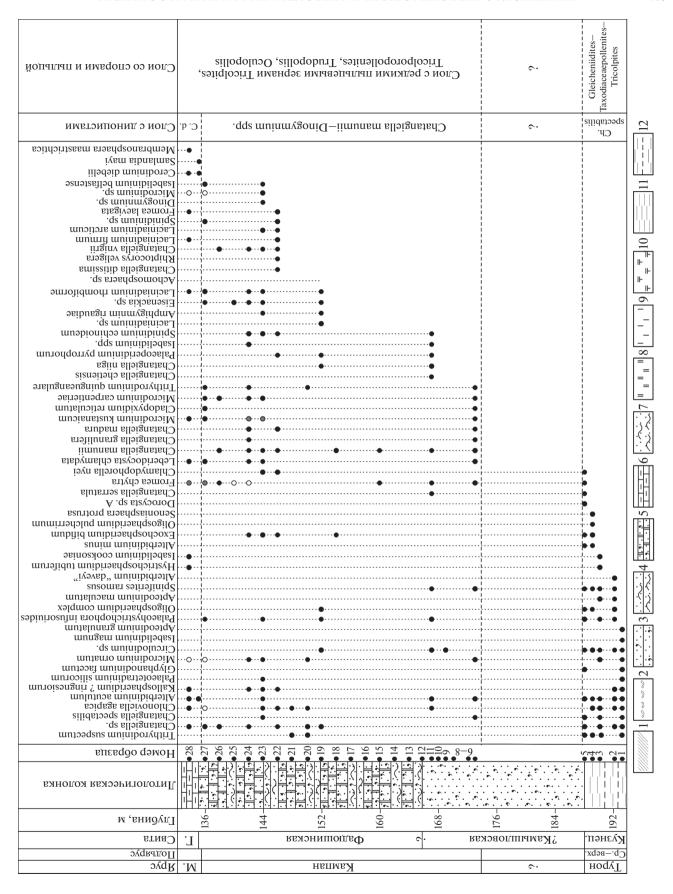
Залегание слоев во всех скважинах горизонтальное.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКВ. 3, 13, 9

Разрез скважины 3

Разрез скв. 3 в интервале, из которого были отобраны образцы, представлен кузнецовской, фадюшинской и ганькинской свитами. В инт. 188.0—166.0 м первоначально выделялась камышловская свита, однако для верхней части на основе изуче-

Рис. 2. Распределение цист динофлагеллат, спор и пыльцы из меловых отложений скв. 3. 1 — глинисто-щебнистая кора выветривания глинистых сланцев; 2 — базальные кварцевые галечники; 3 — песчаники глауконит-кварцевые с глинистым цементом; 4 — глины песчаные с тонкими прослоями глауконит-кварцевых алевритов; 5 — песчаники глауконит-кварцевые с кремнистым и опоко-кремнистым цементом; 6 — мергели; 7 — глины песчаные и пески кварц-глауконитовые; 8 — опоки кремнистые; 9 — опоки глинистые; 10 — диатомиты; 11 — глины листоватые; 12 — глины листоватые с прослоями глауконит-кварцевых алевритов. Сокращения: Ср.—верх. — средний—верхний, Кузнец. — кузнецовская, М. — маастрихт, Г. — ганькинская, Ch. spectabilis — Chatangiella spectabilis, C. d. — Cerodinium diebelii.



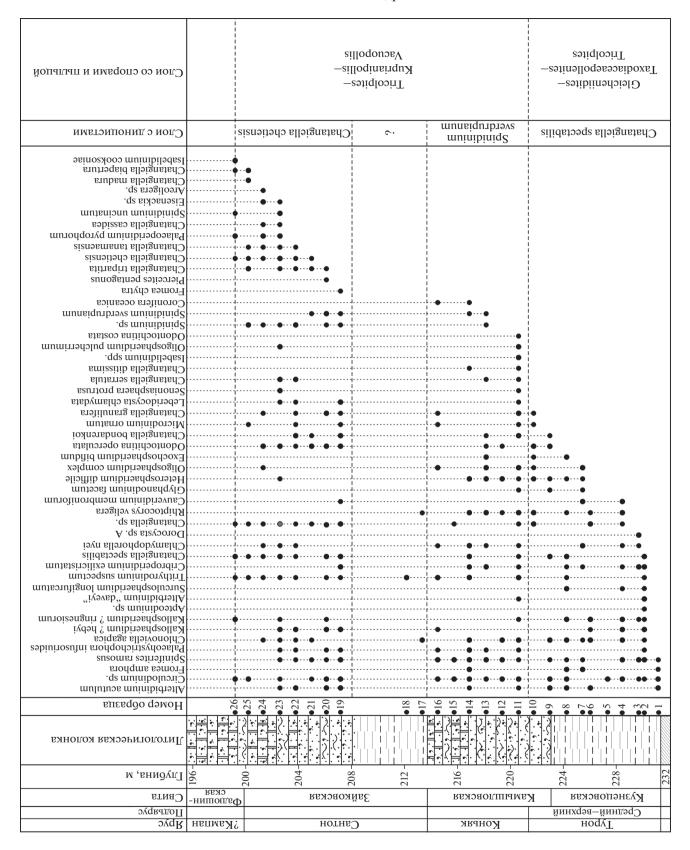


Рис. 3. Распределение цист динофлагеллат, спор и пыльцы из меловых отложений скв. 13. Условные обозначения см. рис. 2.

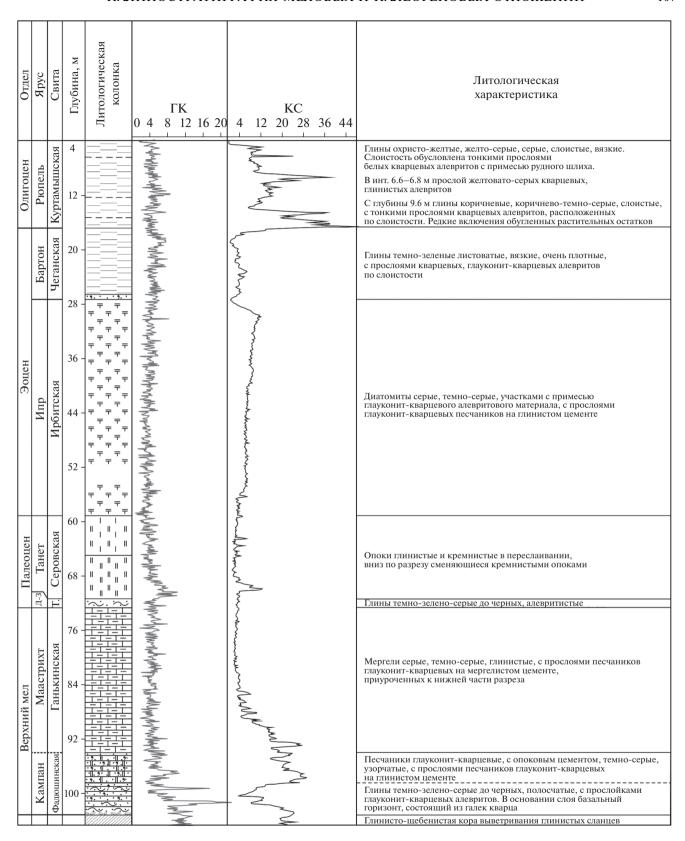


Рис. 4. Разрез и литологическое описание скв. 9. Условные обозначения см. рис. 2. Сокращения: Т. – талицкая, Д—3 – даний—зеландий.

ния диноцист обоснован кампанский возраст отложений, что соответствует фадюшинской свите (рис. 2). В то же время в инт. 188.0—173.0 м образцы отсутствуют, поэтому вопрос о присутствии камышловской свиты в данном разрезе остается открытым.

Большинство палинологических образцов содержали разнообразные спектры микрофитофоссилий удовлетворительной и плохой, редко хорошей сохранности (табл. I). На основании изменений в составе спор и пыльцы наземных растений установлено два биостратона в ранге слоев со спорами и пыльцой и три — в ранге слоев с динопистами.

Слои с цистами динофлагеллат

Слои с Chatangiella spectabilis (инт. 192.1–188.1 м, обр. 28–24). Кузнецовская свита. Характерный комплекс: Chatangiella spectabilis, Chatangiella sp., Palaeohystrichophora infusorioides, Heteroshaeridium difficile, Trithyrodinium suspectum, Isabelidinium magnum, Alterbidinium sp., Chlonoviella agapica, Oligosphaeridium complex, O. pulcherrimum, Dorocysta sp. A, Microdinium ornatum.

Сочетание таких таксонов, как Chatangiella spectabilis, Chatangiella sp., Dorocysta sp. A, Surculosphaeridium longifurcatum, Heterosphaeridium difficile, Chlonoviella agapica, характерно для слоев с Chatangiella spectabilis—Heterosphaeridium difficile, установленных в стратиграфическом интервале среднего—верхнего турона Западной Сибири и датированных фауной иноцерамов (Lebedeva, 2006). Известно также, что в двух скважинах Варьеганского мегавала (Западная Сибирь) выявлен нижнетуронский комплекс диноцист (датированный фораминиферами), однако в нем отсутствовали представители рода Chatangiella, которые известны со среднего турона (Александрова и др., 2010).

Слои с Chatangiella manumii—Dinogymnium spp. (гл. 173.0 м, инт. 169.0—138.0 м, обр. 6—26). Фадюшинская свита. Обр. 6, 9, 12—18, 25, 26 оказались практически пустыми и содержали только редкие

экземпляры палиноморф. Однако остальные образцы были насыщены микрофитопланктоном удовлетворительной и хорошей сохранности, что позволило сделать выводы о возрасте отложений.

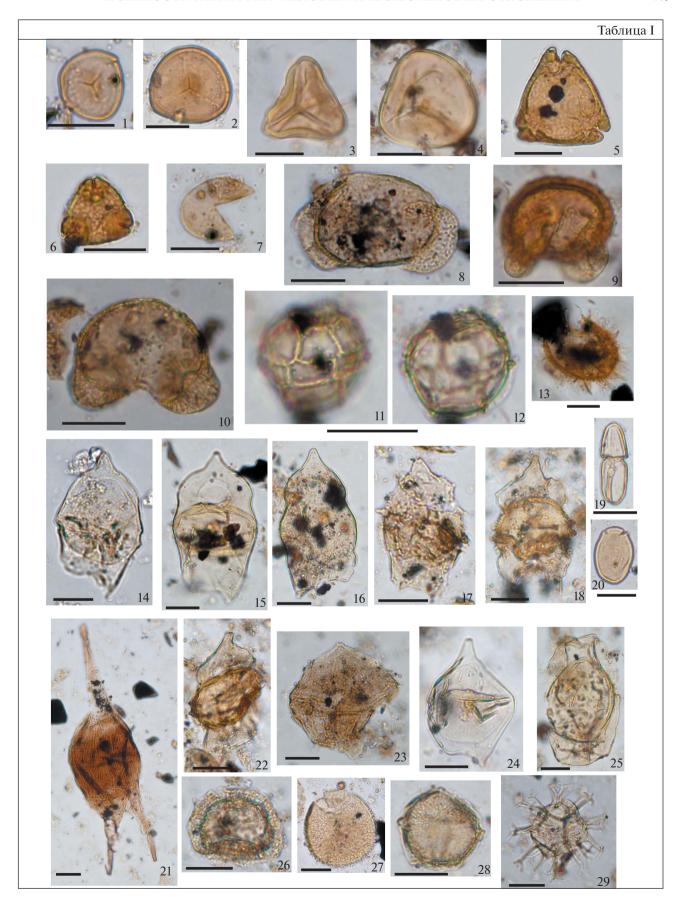
Характерный комплекс: Chatangiella manumii, Ch. ditissima, Ch. madura, Ch. niiga, Ch. vnigrii, Ch. granulifera, разнообразные представители рода Dinogymnium, Microdinium kustanaicum, Laciniadinium arcticum, Spinidinium echinoideum, Isabelidinium belfastense и др.

Установленный комплекс хорошо сопоставляется со слоями с Chatangiella niiga с характерными таксонами Chatangiella manumii, Ch. madura, Dinogymnium, Spinidinium sp., Laciniadinium sp. на севере Западной Сибири (Lebedeva, 2006), залегающими выше иноцерамовой зоны Sphenoceramus patootensiformis, которая определяет пограничный сантон-кампанский возраст отложений (Хоментовский и др., 1999). Установленный комплекс по таксономическому составу диноцист аналогичен комплексу из слоев с Dinogymnium spp. в скв. 9.

Слои с Cerodinium diebelii (инт. 136.0–134.0 м, обр. 27–28). Ганькинская свита. Характерный комплекс: Cerodinium diebelii, Microdinium ornatum, Microdinium carpentieriae, Microdinium kustanaicum, Hystrichosphaeropsis quasicribrata, Hystrichosphaeridium tubiferum, Cladopyxidium spp., Fromea chytra, Leberidocysta chlamydata, Achomosphaera ramulifera, Samlandia mayi.

Появление таких типичных маастрихтских таксонов, как Cerodinium diebelii и Palaeocystodinium golzowense, позволяет предположить маастрихтский возраст изученного интервала. В Западной Сибири установлены сходные нижнемаастрихтские комплексы диноцист в Усть-Енисейском районе и Омском прогибе (Lebedeva, 2006; Лебедева и др., 2013; Лебедева, Кузьмина, 2018). В скв. 8 Русско-Полянского района (Омский прогиб) в верхах слоев с Сегоdinium diebelii определен комплекс двустворчатых моллюсков, характерный для нижнего маастрихта, а находка аммонита Hoploscaphites cf. сопstrictus constrictus (Sowerby) дает возможность полагать, что в рассматриваемом интервале пред-

Таблица І. Палиноморфы из верхнемеловых отложений скв. 3. Длина масштабной линейки 20 мкм. 1, 2 – Stereisporites antiquasporites (Wilson et Webster) Dettman: 1 – гл. 193.1 м, обр. 1; 2 – гл. 142.0 м, обр. 24; 3 – Gleicheniidites sp., гл. 188.1 м, обр. 5; 4 — Todisporites sp., гл. 188.1 м, обр. 5; 5 — Trudopollis sp., гл. 173.0 м, обр. 3; 6 — Ocullopollis sp., гл. 173.0 м, обр. 3; 7 — Taxodiaceaepollenites hiatus (Potonie) Kremp, гл. 193.1 м, обр. 1; 8 — Pinuspollenites sp., гл. 193.1 м, обр. 1; 9, 10 – Cedripites sp., гл. 188.1 м, обр. 5; 11, 12 – Microdinium kustanaicum Vozzhennikova, гл. 193.1 м, обр. 1; 13 – Heteroshaeridium difficile (Manum et Cookson) Ioannides, FII. 188.1 M, officile (Manu Williams, гл. 173.0 м, обр. 6; 15 — Isabelidinium cooksoniae (Alberti) Lentin et Williams, гл. 144.0 м, обр. 23; 16 — Isabelidinium belfastense (Cookson et Eisenack) Lentin et Williams, гл. 144.0 м, обр. 23; 17 — Chatangiella manumii (Vozzhennikova) Lentin et Williams, гл. 144.0 м, обр. 23; 18 — Chatangiella vnigrii (Vozzhennikova) Lentin et Williams, гл. 142.0 м, обр. 24; 19 — Атphigymnium rigaudiae (Boltenhagen) Lentin et Vozzhennikova, гл. 144.0 м, обр. 23; 20 – Fromea chytra (Drugg) Stover et Evitt, гл. 144.0 м, обр. 23; 21 — Cerodinium diebelii (Alberti) Lentin et Williams, гл. 134.0 м, обр. 28; 22 — Chatangiella tripartita (Cookson et Eisenack) Lentin et Williams, гл. 142.0 м, обр. 24; 23 – Palaeoperidinium pyrophorum (Ehrenberg) Sarjeant, гл. 146.0 м, обр. 22; 24 – Alterbidinium acutulum (Wilson) Khowaja-Ateequzzaman et al., гл. 136.0 м, обр. 27; 25 – Hystrichosphaeropsis quasicribrata (Wetzel) Gocht, гл. 136.0 м, обр. 27; 26 — Chlamydophorella nyei Cookson et Eisenack, гл. 146.0 м, обр. 22; 27 - Kallosphaeridium? ringnesiorum (Manum et Cookson) Helby, гл. 134.0 м, обр. 28; 28 - Microdinium carpentieriae Slimani, гл. 134.0 м, обр. 28; 29 – Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Mantell, гл. 134.0 м, обр. 28.



ставлена верхняя часть нижнего маастрихта (Лебедева и др., 2013). М.Н. Овечкиной (Лебедева и др., 2013) на основании изучения наннопланктона показано, что нижняя часть ганькинской свиты соответствует нижнему маастрихту, что согласуется с данными по диноцистам (Лебедева и др., 2013). Н. Иоанидес (Ioannides, 1986) описывает маастрихтский комплекс из формации Eureka Sound на островах Билот и Девон (Арктический архипелаг), содержащий руководящие виды Cerodinium diebelii, Palaeocystodinium golzowense, Spinidinium uncinatum, Membranosphaera maastrichtica. В слоях с Cerodinium diebelii в скв. 3 отсутствуют только последние два вида. Сопоставление установленного диноцистового комплекса с комплексом из разреза Tunhout маастрихта Бельгии, датированного белемнитами, затруднено из-за несравнимо большего разнообразия диноцист в последнем и малого количества общих таксонов (Slimani, 2001). Однако совместное присутствие Cerodinium diebelii, Palaeocystodinium golzowense, Cladopyxidium spp., Alterbidinium varium в подзоне Alterbidinium varium разреза Tunhout и в слоях с Cerodinium diebelii указывает на раннемаастрихтский возраст отложений последних. Комплекс из слоев с Cerodinium diebelii также сходен по составу диноцист с баварским комплексом подзоны Alterbidinium varium зоны Cerodinium diebelii (Kirsch, 1991), который датирован ранним маастрихтом. Это дает основание отнести интервал 136.0—134.0 м скв. 3 к нижнему маастрихту.

Слои со спорами и пыльцой

Слои с Gleicheniidites-Taxodiaceaepollenites-Tricolpites (инт. 192.1–188.1 м, обр. 1–5). Кузнецовская свита. В составе спор доминируют Gleicheniidites spp. Субдоминантами являются Leiotriletes spp., Stereisporites spp. Присутствуют Laevigatosporites ovatus, Cyathidites sp., Cicatricosisporites spp., Matonisporites sp., Camarozonosporites insignis, Lophotrilets babsae, Clavifera sp., Clavifera triplex, Appendicisporites spp., Cicatricosisporites spp., Rouseisreticulatus, Ornamentifera Lycopodiumsporites sp. Пыльца голосеменных представлена многочисленными Taxodiaceaepollenites hiatus. Субдоминантами являются Ginkgocycadophytus sp., двухмешковая пыльца хвойных плохой сохранности Coniferales, определены также Pinuspollenites spp., P. minimus, Cedripites spp., Rugubivesiculites sp., Sequoiapollenites sp. Значительную роль в количественном отношении (12–24%) играет пыльца покрытосеменных: Tricolpites sp., обнаружены также Retitricolpites sp., Tricolporopollenites sp. и Complexipollis praetumascens.

Установленный биостратон соответствует слоям с диноцистами Chatangiella spectabilis (рис. 2).

Слои с редкими пыльцевыми зернами Tricolpites spp., Tricolporopollenites spp., Trudopollis, Ocu-

lopollis (инт. 173.0-134.0 м, обр. 6-28). Фадюшинская свита. По сравнению с вышеописанными слоями, разнообразие спор и пыльны резко сокращается. В составе спор определены Gleicheniidites spp., Matonisporites sp., Laevigatosporites ovatus, Cyathidites sp., Stereisporites spp., Appendicisporites spp., Clavifera sp., Leiotriletes spp. Пыльца голосеменных представлена двухмешковой пыльцой хвойных плохой сохранности Coniferales, а также Cedripites sp., Ginkgocycadophytus sp., Taxodiaceaepollenites sp., Rugubivesiculites sp. В составе пыльцы покрытосеменных встречены немногочисленные Tricolpites spp., Tricolporopollenites spp., Oculopollis sp., Trudopollis sp., Vacuopollis Pseudovacuopollis sp., Kuprianipollis sp.

Установленный биостратон соответствует слоям с диноцистами Chatangiella manumii—Dinogymnium spp. и Cerodinium diebelii (рис. 2).

Разрез скважины 13

Скважиной 13 вскрыты кузнецовская, камышловская и зайковская свиты (рис. 3).

Большинство образцов содержали разнообразные спектры микрофитофоссилий удовлетворительной и плохой, редко хорошей сохранности. На основании изменений в составе спор и пыльцы наземных растений установлено два биостратона в ранге слоев со спорами и пыльцой и три — в ранге слоев с диноцистами.

Слои с цистами динофлагеллат

Слои с Chatangiella spectabilis (инт. 231.2—221.7 м, обр. 1—10). Кузнецовская свита, низы камышловской свиты. Характерный комплекс: Chatangiella sp., Chatangiella spectabilis, Trithyrodinium suspectum, Surculosphaeridium longifurcatum, Heterosphaeridium difficile, Chlonoviella agapica, Dorocysta sp. A, Cribroperidinium exilicristatum, Cauveridinium membraniphorum и др.

Аналогично слоям с Chatangiella spectabilis в скв. 3, изученный интервал также можно датировать средним—поздним туроном.

Слои со Spinidinium sverdrupianum (инт. 220.5—214.5 м, обр. 11—16). Камышловская свита. Характерный комплекс: Spinidinium sverdrupianum, Spinidinium sp., Oligosphaeridium complex, O. pulcherrimum, Chatangiella ditissima, Ch. granulifera, Ch. serratula, Senoniasphaera protrusa, Microdinium ornatum.

Данный комплекс хорошо сопоставляется со слоями со Spinidinium sverdrupianum, установленными на р. Янгода (Усть-Енисейский район) в стратиграфическом интервале: зона Volviceramus subinvolutus, слои с Inoceramus schulginae—I. jangodaensis, нижний коньяк (Lebedeva, 2006). Поскольку выделение датированного позднеконьякского ком-

плекса диноцист в Западной Сибири пока проблематично, возраст слоев со Spinidinium sverdrupianum можно указать как коньякский.

В обр. 17 (гл. 213.3 м) и 18 (гл. 212.1 м) палиноморфы представлены единичными зернами, поэтому обоснование возраста по ним невозможно.

Слои с Chatangiella chetiensis (инт. 207.2—199.2 м, обр. 19—26). Зайковская свита. Таксономический состав диноцист сходен с таковым вышеописанного коньякского комплекса, однако в первом увеличивается количество и разнообразие родов Chatangiella и Spinidinium, что характерно для сантона.

Характерный комплекс: Chatangiella chetiensis, Ch. tanamaensis, Ch. cassidea, Ch. biapertura, Ch. bondarenkoi, Ch. granulifera, Ch. madura, Trithyrodinium suspectum, Spinidinium uncinatum, S. echinoideum.

Комплекс этих слоев может быть сопоставлен с комплексом одноименных слоев, установленных на р. Танама (Усть-Енисейский район), которые соответствуют иноцерамовой зоне Sphenoceramus cardissoides нижнего сантона и нижней части зоны Sphenoceramus patootensis верхнего сантона (Lebedeva, 2006).

Слои со спорами и пыльцой

Слои с Gleicheniidites—Taxodiaceaepollenites—Tricolpites (инт. 231.2—221.7 м, обр. 1—10). Кузнецовская свита, низы камышловской свиты. В составе спор доминируют Gleicheniidites spp. Субдоминантами являются Leiotriletes spp., Stereisporites spp. Присутствуют Laevigatosporites ovatus, Cyathidites sp., Cicatricosisporites spp., Matonisporites sp., Camarozonosporites insignis, Lophotrilets babsae, Clavifera sp., Clavifera triplex, Appendicisporites spp., Cicatricosisporites spp., Rouseisporites reticulatus, Ornamentifera echinata, Lycopodiumsporites sp. и др.

Пыльца голосеменных представлена многочисленной двухмешковой пыльцой хвойных плохой сохранности Coniferales, Taxodiaceaepollenites hiatus, Ginkgocycadophytus sp. Определены также Pinuspollenites spp., P. minimus, Cedripites spp., Rugubivesiculites sp., Sequoiapollenites sp., Eucommidites sp., Piceapollenites sp., Podocarpidites sp. Пыльца покрытосеменных (6-12%) представлена Tricolpites sp. и Retitricolpites sp.

Установленный биостратон соответствует слоям с диноцистами Chatangiella spectabilis (рис. 3).

Слои с редкими пыльцевыми зернами Tricolpites—Kuprianipollis—Vacuopollis (инт. 220.1—199.2 м, обр. 11—26). Камышловская и зайковская свиты. Разнообразие и количество спор и пыльцы уменьшается за счет увеличения содержания микрофитопланктона. В составе спор и пыльцы качественных изменений не происходит, но сре-

ди пыльцы покрытосеменных появляются Trudopollis sp., Vacuopollis sp., Kuprianipollenites sp.

Установленный биостратон соответствует слоям с диноцистами Spinidinium sverdrupianum и Chatangiella chetiensis.

Разрез скважины 9

Скважиной 9 вскрыты верхнемеловые фадюшинская и ганькинская, а также палеогеновые талицкая, серовская, ирбитская, чеганская и куртамышская свиты. Литологическое описание, а также каротажные диаграммы скв. 9 приводятся на рис. 4. Практически все палинологические образцы содержали разнообразные спектры микрофитофоссилий хорошей и удовлетворительной сохранности. Стратиграфическое распределение диноцист, спор и пыльцы дано на рис. 5. В изученном интервале разреза скважины выделены 9 биостратонов с диноцистами и столько же со спорами и пыльцой наземных растений.

Слои с цистами динофлагеллат

Верхний мел. По всему меловому разрезу скважины встречаются таксоны: Chlonoviella agapica, Eisenackia sp., Microdinium ornatum, Microdinium sp., Fromea chytra, F. laevigata, Isabelidinium spp. и др.

Слои с Dinogymnium spp. (инт. 102.8–96.8 м, обр. 1–7). Фадюшинская свита. Для комплекса характерно большое количество и разнообразие представителей рода Dinogymnium. Присутствуют Oligosphaeridium complex, Trithyrodinium suspectum, Rhiptocorys veligera, Odontochitina operculata, Chatangiella sp., Ch. ditissima, Ch. bondarenkoi, Ch. vnigrii, Ch. tripartita. В верхней части встречены Microdinium kustanaicum, Isabelidinium rectangulatum, I. cooksoniae.

Аналогичный комплекс диноцист известен из слоев с Chatangiella manumii—Dinogymnium spp. в Омском прогибе (Лебедева, Кузьмина, 2018). Отличием южнозауральского комплекса является отсутствие характерного для кампана вида Chatangiella manumii. В среднекампанских отложениях Нижнего Поволжья, датированных по фораминиферам и радиоляриям, и верхнекампанских разрезах Среднего Поволжья, датированных по аммонитам, белемнитам, бентосным и планктонным фораминиферам, выделен комплекс диноцист с многочисленными и разнообразными Dinogymnium и Chatangiella vnigrii (Александрова и др., 2012а; Первушов и др., 2015).

Установленный в скв. 9 комплекс по таксономическому составу диноцист сходен с кампанскими комплексами Полярного Предуралья и Усть-Енисейского района (Лебедева, 2005, 2007; Lebedeva, 2006). В отличие от последних, в изученном интервале скв. 9 отсутствуют шиповатые

формы хатангиелл (Chatangiella niiga, Ch. spinata, Ch. manumii), меньше количество Alterbidinium, более обильны и разнообразны представители рода Dinogymnium, что, по-видимому, связано с провинциализмом динофлагеллат (Лебедева, Кузьмина, 2018).

В разрезе Кушмурун (Северный Казахстан) О.Н. Васильевой (Васильева, 2005; Васильева, Левина, 2007) установлены слои с Chatangiella manumii. Общим для сравниваемых комплексов является присутствие Chatangiella vnigrii, Ch. ditissima, Microdinium kustanaicum, Dinogymnium spp. и др. Возраст слоев определен как позднекампанский на основании присутствия аммонитов Placenticeras meeki (Воеhm.). Поскольку состав диноцист в разрезе скв. 9 гораздо беднее, чем в разрезе Кушмурун, а также отсутствуют типичные для позднего кампана таксоны, можно предположить широкий кампанский возраст отложений, охарактеризованных комплексом с Dinogymnium spp.

Слои с Cerodinium diebelii (инт. 95.8—72.8 м, обр. 8—30). Ганькинская свита. Появляется много новых таксонов: Cerodinium diebelii, Palaeocystodinium golzowense, Isabelidinium sp., I. microarmum, I. belfastense, Laciniadinium rhombiforme, Hystrichosphaeridium tubiferum, Leberidocysta deflocata, Alterbidinium varium, Triblastula utinensis и др. (рис. 3). Становятся многочисленными Cladopyxidium spp., Fromea chytra, Microdinium kustanaicum.

Установленные слои соответствуют слоям с Cerodinium diebelii в скв. 3.

Палеоген. Талицкая свита (инт. 71.8—70.8 м, обр. 32, 33). Цисты динофлагеллат не обнаружены.

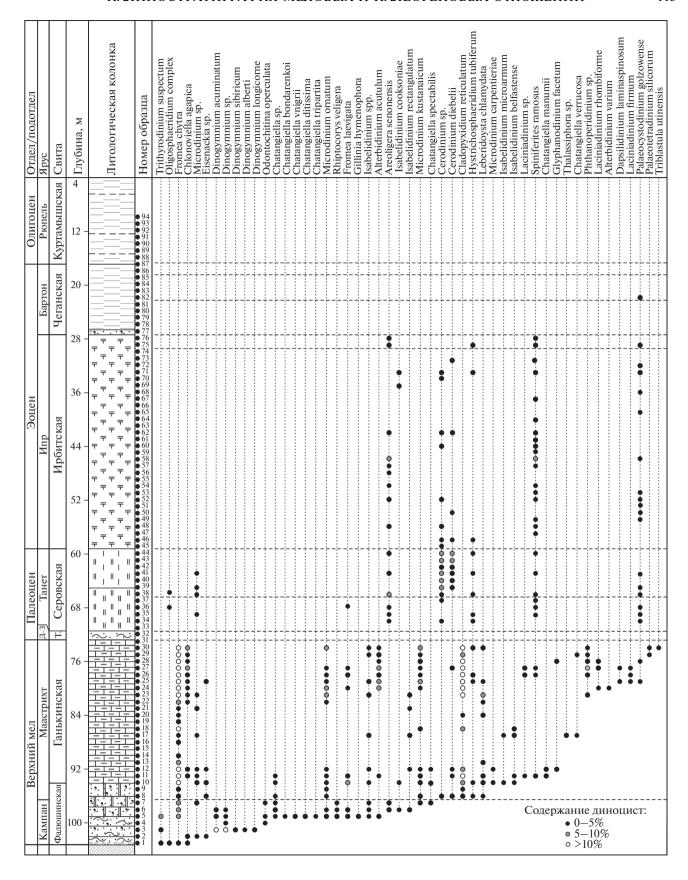
Интервал зоны Alisocysta margarita шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013) выявлен в нижней части серовской свиты (инт. 69.8—66.8 м, обр. 34—37). В комплексе диноцист присутствуют Areoligera gippingensis, Deflandrea oebisfeldensis, D. denticulata, D. dissoluta, Alisocysta sp., Areoligera coronata, A. senonensis, Cerodinium glabrum, C. markovae, C. leptodermum, Palaeoperidinium pyrophorum, Hafniasphaera septata, Hystrichosphaeridium tubiferum. Надо отметить, что наиболее многочисленны в комплексе такие виды, как Deflandrea oebisfeldensis, Cerodinium glabrum, Areoligera senonensis. Совместное присутствие в комплексе Deflandrea denticulata, D. oebisfeldensis и Areoligera gippingensis дает основание отнести этот ин-

тервал разреза к зоне Alisocysta margarita региональной шкалы (Яковлева, Александрова, 2013). В Западной Сибири зона прослежена в серовской свите (Бакиева, 2005; Яковлева, Александрова, 2013; Васильева, 2018) и в нижнелюлинворской подсвите (Ахметьев и др., 2004; Яковлева и др., 2012; Лебедева, Кузьмина, 2018). Как и в Северо-Западной Европе, зона Alisocysta margarita соответствует нижней части танета (Яковлева и др., 2012; Яковлева, Александрова, 2013).

Интервал зоны Apectodinium hyperacanthum шкалы Запалной Сибири (Яковлева. Александрова. 2013) выявлен в верхней части серовской свиты **(инт. 65.8–59.8 м, обр. 38–44)**. В комплексе многочисленны Areoligera senonensis, Areoligera spp., Cerodinium markovae, Deflandrea oebisfeldensis. Присутствуют почти все таксоны из предыдущего комплекса, в то же время появляется ряд новых — Apectodinium homomorphum, A. quinquelatum, Cerodinium depressum, Cordosphaeridium gracile. Apectodinium homomorphum является видом-индексом зоны Apectodinium hyperacanthum (верхняя часть танетского яруса), которая в Западной Сибири установлена в серовской свите (Волкова и др., 2005; Яковлева, Александрова, 2013; Васильева, 2018) и нижнелюлинворской подсвите (Яковлева, Александрова, 2013; Лебедева, Кузьмина, 2018). Зона присутствует в стратиграфических схемах многих регионов Европы, где она соответствует верхнему танету (Powell et al., 1996; Luterbacher et al., 2004).

Интервал зоны Deflandrea oebisfeldensis шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013) выявлен в ирбитской свите (инт. 58.8-30.8 м, обр. 45—74). Интервал характеризуется низким таксономическим разнообразием диноцист. В комплексе доминирует вид Deflandrea oebisfeldensis (более 50%), характерны также Cerodinium speciosum, C. markovae, Cordosphaeridium gracile, C. inodes, Deflandrea dissoluta, Apectodinium homomorphum, Areoligera senonensis, Palaeocystodinium golzovense, Spiniferites ramosus, Fibrocysta sp., Cleistosphaeridium sp. Появившиеся в данном интервале разреза виды Lentinia wetzelii, Lingulodinium machaerophorum, Homotryblium tenuispinosum имеют широкое стратиграфическое распространение. В то же время в комплексе отсутствует вид-индекс зоны Apectodinium augustum. Все это позволяет считать наиболее важным признаком данного ком-

Рис. 5. Распределение цист динофлагеллат из меловых и палеогеновых отложений скв. 9. Условные обозначения см. рис. 2. Д—3 — даний—зеландий; Т. — талицкая; И.З. — интервал зоны. I—III — биостратоны с диноцистами: I — слои с Deflandrea phosphoritica, Tritonites bilobus; II — интервал зоны Rhombodinium draco, III — интервал зоны Rhombodinium ornatum. 1—8 — слои со спорами и пыльцой: 1 — слои с Trudopollis spp.—Oculopollis spp.; 2 — слои с редкими пыльцевыми зернами Tricolpites spp., Tricolporopollenites spp., Trudopollis, Oculopollis; 3 — слои с Trudopollis menneri, Anacolosidites insignis; 4 — слои с Triporopollenites robustus, Trudopollis menneri, Interpollis supplingensis; 5 — редкие пыльцевые зерна Triporopollenites robustus, Plicapollis pseudoexelsus, Castanea crenataeformis; 6 — слои с Castanea crenataeformis, Castanopsis pseudocingulum, Tricolporopollenites spp.; 7 — слои с Quercus gracilis, Castanopsis pseudocingulum, Castanea crenataeformis; 8 — слои с Pinaceae, Betula gracilis.



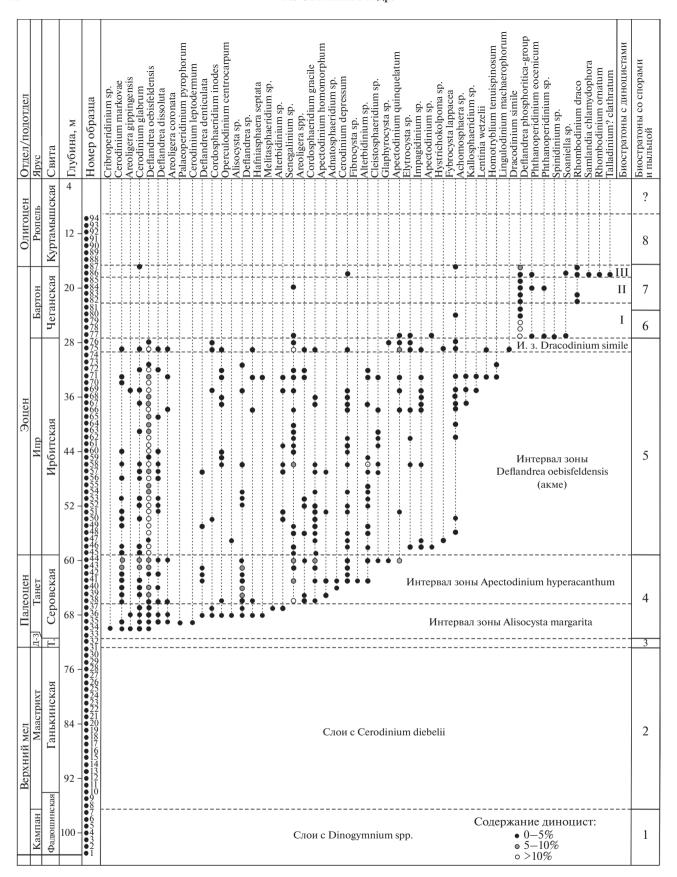


Рис. 5. Окончание

плекса доминирование вида Deflandrea oebis-feldensis. На этом основании данный интервал следует относить к одноименной зоне региональной шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Зона прослежена в ирбитской свите на севере Кондинской низменности (Бакиева, 2005), в Южном Зауралье (Васильева, 2018), а также в верхнелюлинворской подсвите на юге Западно-Сибирской равнины (Яковлева, Александрова, 2013). Зона сопоставляется с одноименной зоной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), соответствует части инициального ипра.

Интервал зоны Dracodinium simile шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013) выявлен из верхней части ирбитской свиты (инт. 28.8-**27.8 м, обр. 75–76).** В комплексе диноцист доминируют таксоны Areoligera spp., Deflandrea oebisfeldensis, Elytrocysta sp. Присутствуют также Cerodinium speciosum, Cordosphaeridium gracile, C. in-Spiniferites ramosus, Palaeocystodinium golzowense, Hystrichosphaeridium tubiferum, Fybrocysta sp. Появляется стратиграфически важный вид Dracodinium simile – вид-индекс одноименной зоны шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Зона выявлена в ирбитской (Яковлева, Александрова, 2013; Васильева, 2018) и люлинворской (Бакиева, 2005) свитах, а также в верхнелюлинворской подсвите, она сопоставляется с одноименной зоной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) раннеипрского возраста.

Слои с Deflandrea phosphoritica, Tritonites bilobus (инт. 26.8-22.8 м, обр. 77-81). Нижняя часть чеганской свиты. Из нижней части свиты выделен довольно бедный комплекс микрофитопланктона, в котором присутствуют виды широкого стратиграфического распространения – Deflandrea phosphoritica (доминирует в комплексе) и Phthanoperidinium eocenicum, а также диноцисты низкой степени сохранности, определенные на родовом уровне, — Impagidinium sp., Elytrocysta sp., Hystrichokolpoma sp., Areoligera sp., Spinidinium sp., Cordosphaeridium sp., Achomosphaera sp. B Bepxней части данного интервала в спектрах зачастую присутствуют только диноцисты вида Deflandrea phosphoritica и акритархи Tritonites bilobus, последний начинает доминировать в спектрах с гл. 23.8 м.

Трудно отнести данный интервал разреза к какой-либо диноцистовой зоне. В скв. ИГ-32 (Курганская обл.) (Васильева, 2018) нижняя часть чеганской свиты также слабо охарактеризована диноцистами, среди которых большая часть являются проходящими из подстилающих отложений, в комплексе доминирует Deflandrea phosphoritica. Акме этого вида выявлено и в нижней части тавдинской свиты в скв. 9 (Волкова и др., 2005), в отложениях присутствует вид-индекс зоны Rhombodinium draco. Участие большого количества акритарх и празинофитов характерно для палинологических комплексов из отложений бартонского возраста на юге России (Запорожец, 2001), в Приаралье (Запорожец, 1991; Яковлева, 1998), Устюрте (Яковлева и др., 2019). На этом основании мы склонны считать возраст слоев с Deflandrea phosphoritica, Tritonites bilobus бартонским.

Интервал зоны Rhombodinium draco шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013) выявлен в средней части чеганской свиты (инт. 21.8— **18.8 м, обр. 82–85).** Отложения характеризуются крайне бедным комплексом микрофитопланктона, в котором доминируют акритархи Тгіtonites bilobus. Диноцисты встречаются редко (отмечены Deflandrea phosphoritica, Palaeocystodinium golzovense, Samlandia chlamydophora, Phthanoperidinium eocenicum), однако в их составе присутствует стратиграфически важный вид Rhombodinium draco – вид-индекс одноименной зоны бартонского возраста шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Зона известна из чеганской свиты других разрезов Зауралья (Васильева, 2018) и Казахстана (Яковлева, 1998) и тавдинской свиты на юге Западной Сибири (Ахметьев и др., 2004; Волкова и др., 2005; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010; Яковлева, Александрова, 2013; Запорожец, Ахметьев, 2013).

Интервал зоны Rhombodinium ornatum шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013) выявлен из верхней части чеганской свиты **(инт. 17.8–16.8 м, обр. 86–87).** В комплексе диноцист на гл. 17.8 м появляется Rhombodinium ornatum (=Kisselevia ornata) — вид-индекс одноименной зоны шкалы Западной Сибири (Унифицированные..., 2001: Яковлева, Александрова, 2013). Совместно с Rhombodinium ornatum в комплексе встречаются Talladinium? clathratum, Deflandrea phosphoritica, Rhombodinium draco, Samlandia chlamydophora, обильны акритархи Tritonites bilobus и Leiosphaeridia sp. Зона Rhombodinium ornatum хорошо прослеживается в Западной Сибири, она известна из тавдинской свиты на юге и юго-востоке этого региона (Кулькова, 1987; Кузьмина и др., 2003; Ахметьев и др., 2004; Волкова и др., 2005; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010; Яковлева, Александрова, 2013), из тавдинской и чеганской свит Зауралья (Бакиева, 2005; Васильева, 2018), а также из юрковской свиты (Бакиева, 2005; Лебедева и др., 2017). Зона сопоставляется с частью интервала западноевропейской зоны Rhombodinium perforatum, стратиграфический интервал - бартон (~39.3–38.3 млн лет) (Яковлева, Александрова, 2013; Яковлева, 2017).

Слои со спорами и пыльцой

Слои с Trudopollis spp.—Oculopollis spp. (инт. 102.8—96.8 м, обр. 1—7). Фадюшинская свита. Разнообразие спор и пыльцы незначительное.

В составе спор доминируют Gleicheniidites spp., Leiotriletes spp. Субдоминантами являются Stereisporites spp., Matonisporites sp. Присутствуют Cyathidites sp., Ornamentifera echinata, Laevigatosporites ovatus, Lycopodiumsporites sp., Clavifera sp., Polypodiaceae (бобовидные, орнаментированные), Leptolepidites sp. и др.

Пыльца голосеменных представлена многочисленной двухмешковой пыльцой хвойных плохой сохранности Coniferales, а также Ginkgocycadophytus sp., Pinuspollenites spp., Phyllocladidites sp., Cedripites sp., Taxodiaceaepollenites sp., Ephedripites costatus, Eucommiidites sp. B составе пыльцы покрытосеменных доминируют Tricolpites spp., Tricolporopollenites spp., Trudopollis sp., характерны Vacuopollis sp., Pseudovacuopollis sp., Осиlopollis sp., пыльца бетулоидно-мирикоидного типа, Triorites harrisii, Kuprianipollis sp., Mancicorpus sp. и др.

В целом состав палиноморф изученного интервала соответствует кампанскому палинокомплексу (СПК X /3/) (Решение..., 1991). Отличительными особенностями комплекса из скв. 9 является присутствие группы Normapolles в составе доминантов, отсутствие таких важных таксонов, как Chlonovaia sibirica, Orbiculapollis globosus, обилие микрофитопланктона (а не единичное присутствие, как в СПК X/3/). Для кампанской палинофлоры Верхнего Притоболья так же, как и для выделенного палинокомплекса, отмечается значительное количество и разнообразие пыльщы форм-родов Trudopollis в сочетании с пыльщой бетулоидно-мирикоидного типа, появление пыльщы Mancicorpus, Aquilapollenites (Верхнемеловые..., 1990).

Слои с Trudopollis spp.—Oculopollis spp. соответствуют слоям с Dinogymnium spp. (рис. 5), и их возраст принимается кампанским.

Слои с редкими пыльцевыми зернами Tricolpites spp., Tricolporopollenites spp., Trudopollis, Oculopollis (инт. 95.8—72.8 м, обр. 8—30). Ганькинская свита. Количество и разнообразие спор и пыльцы наземных растений значительно снижается. Среди спор чаще всего встречаются Stereisporites spp., Gleicheniidites spp., Leiotriletes spp., Matonisporites sp., единично присутствуют Laevigatosporites ovatus, Lycopodiumsporites sp., Cyathidites sp. Пыльца голосеменных представлена редкими Coniferales, Ginkgocycadophytus sp., Cedripites sp., Pinuspollenites spp., Ephedripites costatus.

В составе пыльцы покрытосеменных определены немногочисленные Tricolpites sp., Tricolporopollenites spp., Trudopollis sp., Oculopollis sp., пыльца бетулоидно-мирикоидного типа. Появляются Proteacidites sp., Aquilapollenites sp., Nyssapollenites sp.

Установленный биостратон соответствует слоям с Cerodinium diebelii (рис. 5).

Палеоген. Слои с Trudopollis menneri, Anacolosidites insignis (инт. 71.8—70.8 м, обр. 32, 33). Талиц-

кая свита. Споры в комплексе единичны, они принадлежат Gleicheniidites sp., Lycopodiaceae. Пыльцы голосеменных также очень мало, отмечены Pinus sp., Piceapollenites sp., Taxodiaceae/Cupressaceae. В комплексе доминирует пыльца покрытосеменных (95%), которая принадлежит в основном формальным таксонам: Anacolosidites insignis, Trudopollis menneri, T. nonperfectus, Nudopollis thiergartii, Extratriporopollenites menneri, Pompeckjodaepollenites subhercynicus, Tricolporopollenites sp., Tricolpites sp., Momipites sp., Subtriporopollenites sp., Interporopollenites sp., Platycaryapollis sp., Caryapollis sp., Ulmoideipites sp.

Комплекс с близким составом пыльцы характеризует региональную зону СПЗ-2 Trudopollis menneri, Triatriopollenites aroboratus, Anacolosidites insignis, выделенную в Западной Сибири на уровне зеландского яруса (нижний палеоцен) (Унифицированные..., 2001). Л.А. Панова (Практическая..., 1990) также относила отложения с комплексом Trudopollis menneri-Triatriopollenites aroboratus-Anacolosidites insignis к зеландию. Однако И.А. Кулькова (Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2005), на основании сопоставления спорово-пыльцевых данных с зонами по диноцистам, считала возраст отложений с таким комплексом переходным — ранне-позднепалеоценовым. Согласно О.Н. Васильевой (2018), пыльца Апacolosidites insignis появляется вблизи границы нижней и верхней подсвит талицкой свиты — на уровне, где повсеместно в разрезах Зауралья наблюдается процесс обмеления палеоценового моря. Ею также выявлен комплекс пыльцы с Anacolosidites insignis в марсятской свите совместно с диноцистами датского яруса — зоны Cerodinium striatum и Alterbidinium circulum (Васильева, 2018). Комплекс с близким составом пыльцы выявлен из талицкой свиты на севере Зауралья (Бакиева, 2003), где он на основе диноцист датирован данием. Поскольку в скв. 9 отложения инт. 71.8-70.8 м не содержат диноцист, мы склонны считать возраст слоев с Trudopollis menneri, Anacolosidites insignis переходным и рассматривать его в интервале поздний даний-зеландий.

Слои с Triporopollenites robustus, Trudopollis menneri, Interpollis supplingensis (инт. 69.8—59.8 м, обр. 34—44). Серовская свита. Содержание спор в комплексе составляет 10.7—21%. Преобладают споры Gleichenia sp., довольно часто встречаются Sphagnum sp., единично — Lycopodiaceae, Cyathea sp., Osmunda sp. Доля пыльцы голосеменных в комплексе непостоянна: в нижней части свиты она составляет 27—30% (обр. 34—37), в верхней — достигает 45—56.5%. Преобладает пыльца Pinus spp., в незначительных количествах отмечена пыльца таксодиевых, Podocarpus sp., Picea sp. Таксономическое разнообразие пыльцы покрытосеменных, по сравнению с предыдущим

комплексом, существенно снижается: уменьшается количество пыльцы формальных родов Trudopollis и Extratriporopollenites. Доминирующая роль в этой группе принадлежит пыльце Triporopollenites robustus, Triporopollenites spp. В незначительных количествах отмечены Triatriopollenites aroboratus, T. roboratus, T. exelsus, Quercus sparsa, Platycaryapollis sp., Caryapollis sp., Subtriporopollenites subporatus magnus, Interpollis supplingensis, Plicapollis sp., единично — Juglans, Pterocarya, Quercus, Myrica, Comptonia, Nyssa, Alnus.

Комплекс с таким составом пыльцы сопоставляется с комплексом региональной палинозоны танетского возраста СПЗ-3 Triporopollenites robustus, Triatriopollenites myricoides, Interpollis supplingensis (Унифицированные..., 2001). В этих же отложениях выявлены интервалы зон танетского яруса Alisocysta margarita и Apectodinium homomorphum (рис. 5).

Слои с редкими пыльцевыми зернами Triporopollenites robustus, Plicapollis pseudoexelsus, Castanea crenataeformis (инт. 58.8-27.8 м, обр. 45-76). Ирбитская свита. Отложения содержат крайне мало спор и пыльцы. Среди спор отмечены единичные Gleichenia sp., Sphagnum sp., Cyathea sp. Пыльца голосеменных в небольших количествах отмечена во всех спектрах – чаще других встречается пыльца Pinus spp., единично – пыльца таксодиевых, Podocarpus sp., Picea sp. Пыльца покрытосеменных в незначительных количествах присутствует в нижней и верхней частях свиты. Характерны таксоны: Triporopollenites robustus, Plicapollis pseudoexelsus, Triatriopollenites aroboratus, T. roboratus, Tricolpopollenites liblarensis, Castanea crenataeformis. В средней части свиты (инт. 51.8-33.8 м) отмечены лишь пыльцевые зерна покрытосеменных.

Установленный биостратон соответствует интервалам зон Deflandrea oebisfeldensis (акме) и Dracodinium simile (рис. 5).

Слои с Castanea crenataeformis, Castanopsis pseudocingulum, Tricolporopollenites spp. (инт. 26.8-23.8 м, обр. 77–80). Нижняя часть чеганской свиты. Споры составляют небольшую часть комплекса (1.2-5%), они принадлежат Gleichenia sp., Sphagnum sp., Osmunda sp. Доля пыльцы голосеменных также невысока (12-15%), отмечены Pinus spp., Taxodium sp., Sequoia sp., Podocarpus sp. Ochoby комплекса составляет пыльца покрытосеменных (82–94%). Преобладает пыльца каштанов с характерным видом Castanea crenataeformis, на втором месте по встречаемости – пыльца Castanopsis pseudocingulum, довольно часто встречаются различные Tricolporopollenites. В незначительных количествах отмечена пыльца дубов – Quercus gracilis, Q. graciliformis, Q. sparsa, а также пыльца, принадлежащая родам Platycarva, Tilia, Nyssa, Comptonia, Liquidambar, Engelhardia, Alnus, Betula.

В Западной Сибири преобладание пыльцы естественных родов Castanea и Castanopsis характеризует спектры лютетского и бартонского возраста (Ахметьев и др., 2004; Васильева, 2018). На основе данных по микрофитопланктону мы отнесли этот интервал разреза к бартону.

Слои с Quercus gracilis, Castanopsis pseudocingulum, Castanea crenataeformis (инт. 22.8–16.8 м, обр. 81–87). Верхняя часть чеганской свиты. Комплекс имеет почти тот же таксономический состав и структуру, что и предыдущий: споры составляют всего лишь 1.5–2.7%, пыльца голосеменных варырует в пределах 10–26.7%, на долю покрытосеменных приходится 71–88%. Отличие состоит в том, что в составе пыльцы покрытосеменных доминирует пыльца дубов с характерным видом Quercus gracilis, субдоминантом является пыльца Castanopsis pseudocingulum и Castanea crenataeformis.

Комплекс имеет сходство с комплексом Quercus gracilis—Rhoipites pseudocingulum, выделенным О.Н. Васильевой (2018) из чеганской свиты в Южном Зауралье. Основу последнего составляет пыльца трехбороздно-порового строения, наряду с этим в нем увеличивается доля пыльцы кверкоидного типа (Quercus gracilis и др.). В скв. 9 в отложениях, охарактеризованных комплексом Quercus gracilis, Castanopsis pseudocingulum, Castanea степатаеformis, выявлены интервалы двух диноцистовых зон бартонского возраста (рис. 5).

Слои с Pinaceae, Betula gracilis (инт. 15.8–9.8 м, обр. 88–94). Куртамышская свита. Концентрация спор и пыльцы в отложениях очень высокая. Выявлен комплекс, в котором споры мхов и папоротников составляют от 4.5 до 8%, в этой группе преобладают споры сем. Polypodiaceae. Единичны споры Osmunda sp., Sphagnum sp., Cvathea sp., Lycopodium sp., Lygodium sp. Пыльца голосеменных преобладает в комплексе (61-78%), разнообразно представлена пыльца сосен — Pinus sylvestriformis, P. sibiriciformis, Pinus strobiformis, P. cembraeformis, P. protocembra, P. minutus. Подчиненное значение имеет пыльца, принадлежащая сем. Taxodiaceae/ Cupressaceae (4.6%) и Glyptostrobus (1.5%). В небольших количествах отмечена пыльца Tsuga torulosa, T. canadensiformis, Abies sp., Picea tobolica, Picea sp., Podocarpus sp. Среди покрытосеменных много пыльцы различных берез (5.8-14%) с характерным видом Betula gracilis и ольхи (2.5-8%). Разнообразна, но представлена в небольших количествах пыльца широколиственных родов Corylus, Carpinus, Juglans, Pterocarya, Fagus, Quercus, Tilia, Ulmus, Castanea. Доля пыльцы травянистокустарничковых в комплексе составляет от 3.5 до 8%, чаще других встречается пыльца водных растений (Sparganium sp.), единично – пыльца сем. Ericaceae, Rosaceae, Artemisia, Ephedra.

Комплекс коррелируется с комплексом региональной зоны СПЗ-13 Betula gracilis, Juglans sie-

boldianiformis новомихайловского горизонта (Унифицированнные..., 2001), возраст отложений — ранний олигоцен (рюпель). В разрезе скв. 9, повидимому, вскрыта верхняя часть куртамышской свиты, поскольку известно, что нижняя часть свиты содержит спектры с Carya spackmania и коррелируется с атлымским горизонтом Западной Сибири (Волкова и др., 2002).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В последнее время постоянно поступают новые данные по палинологической характеристике морских верхнемеловых и кайнозойских отложений южных территорий Западной Сибири (Яковлева и др., 2010; 2012; Александрова и др., 2011; Гнибиденко и др., 2012; Лебедева и др., 2013; Лебедева, Кузьмина, 2018). Появились первые биостратиграфические заключения по диноцистам верхнего мела, и, несмотря на то что их пока явно недостаточно для воссоздания полной историко-геологической последовательности диноцистовых биостратонов на юге Западной Сибири, возникла возможность сопоставления созданных схем расчленения со шкалой по диноцистам, разработанной для севера Западной Сибири (Lebedeva, 2006). Эта шкала базируется на разрезах Усть-Енисейского района, где в естественных выходах вскрываются морские отложения от сеномана до маастрихта. В интервале верхний сеноман-низы кампана возраст определяется по иноцерамидам (Zakharov et al., 2002). В дальнейшем последовательность комплексов диноцист была дополнена на основании изучения кернового материала ряда скважин (рис. 6) (Lebedeva, 2006).

Первые же данные по цистам динофлагеллат из верхнемеловых отложений южных территорий Западной Сибири (Омский прогиб) показали их существенные отличия по таксономическому составу от северосибирских комплексов. Это неудивительно, учитывая известные уже факты о провинциализме динофлагеллат в позднемеловое время (Lentin, Williams, 1980; Хлонова, Лебедева, 1988; Захаров и др., 2003; Лебедева, 2008, 2010; Александрова и др., 2012а). В связи с этим возникла необходимость оценить степень сходства и

различия состава диноцист этих территорий для установления корреляционного потенциала этой группы водорослей для такого обширного седиментационного бассейна. Схема корреляции северосибирской шкалы по диноцистам с южносибирскими диноцистовыми последовательностями биостратонов представлена на рис. 6.

Верхнесеноманские—нижнетуронские слои с Eurydinium saxoniense, впервые установленные на р. Нижняя Агапа (Усть-Енисейский район), а затем в скв. Ленинградская 1 (Lebedeva, 2006), прослежены в двух скважинах Омского прогиба (рис. 6).

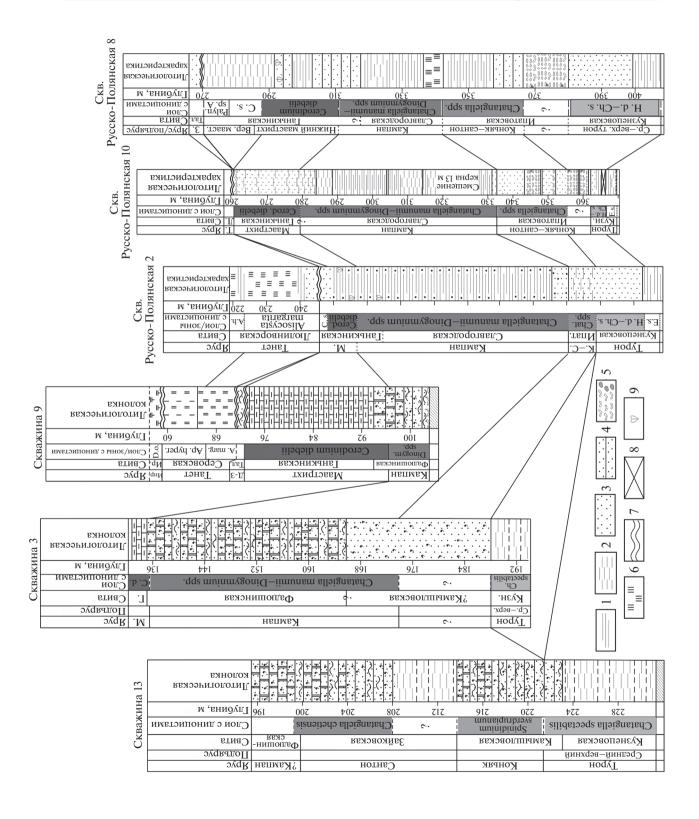
Детально разработанное расчленение туронских отложений на севере Западной Сибири достаточно сложно сопоставить с расчленением кузнецовской свиты Омского прогиба и Южного Зауралья. Это связано в значительной степени с сокращенными мощностями и многочисленными перерывами внутри свиты, формировавшейся в окраинных частях Западно-Сибирского бассейна (Атлас..., 1976; Конторович и др., 2014). Таксономическое разнообразие диноцист в этих отложениях гораздо ниже, чем в одновозрастных осадках севера Западной Сибири. Северосибирские комплексы диноцист отличает большое количество и разнообразие представителей рода Chatangiella. В южносибирских же комплексах их содержание существенно меньше, однако комплекс Heterosphaeridium difficile—Chatangiella spectabilis, выявленный в Усть-Енисейском районе и скважинах Пур-Тазовского междуречья, хорошо прослеживается и в кузнецовской свите южных разрезов. Ядром комплекса здесь являются Chatangiella spectabilis, Dorocysta sp. A, Surculosphaeridium longifurcatum, Heterosphaeridium difficile, Chlonoviella agapica.

Нижнеконьякские слои со Spinidinium sverdrupianum, впервые выделенные в Усть-Енисейском районе, пока прослежены только в скв. 13 в Южном Зауралье. Разнообразие диноцист в них меньше, но характерные для этого биостратона виды присутствуют.

В ипатовской свите в Омском прогибе, которая также характеризуется сокращенными мощностями и перерывами, выявлен очень скудный

Рис. 6. Корреляция изученных разрезов с меловой шкалой по диноцистам севера Западной Сибири. 1 — глины; 2 — алевриты; 3 — пески; 4 — песчаники; 5 — гравелиты; 6 — опоки; 7 — перерыв; 8 — отсутствие данных; 9 — ракушняковый детрит. Остальные условные обозначения см. на рис. 2. Сокращения: Ср.—верх. — средний—верхний; Верхн. — верхний; Нижн. — нижний; Кузн. — кузнецовская; М. — маастрихт; Вер. мааст. — верхний маастрихт; Г. — ганькинская; Ир. — ирбитская; Т — танет; Л — люлинворская; Д—З — даний—зеландий, З. — зеландий, Тал. — талицкая; К—С — коньяк—сантон; Ипат. — ипатовская; Chat. spp. — Chatangiella spp.; D.o. — Deflandrea oebisfeldensis; А. h., Ap. hyper. — Apectodinium hyperacanthum; Ch. spectabilis — Chatangiella spectabilis; C. d., Cerod. diebelii — Cerodinium diebelii; C. s. — Cerodinium speciosum; E.s. — Eurydinium saxoniense; H.d.-Ch.s. — Heterosphaeridium difficile—Chatangiella spectabilis—H. difficile — Chatangiella spectabilis—Heterosphaeridium — Rhiptocorys veligera—Oligosphaeridium poculum; Ch. spectabilis—H. difficile — Chatangiella spectabilis—Heterosphaeridium difficile; Ch. bondaren.—P. pentagonus — Chatangiella bondarenkoi—Pierceites pentagonus; Achomosph. ramulifera—Palaeocyst. golzowense — Achomosphaera ramulifera—Palaeocystodinium golzowense; Dinogym. spp.—Dinogymnium spp., A. marg. — Alisocysta margarita, Ch. victoriensis — Chatangiella victoriensis.

| эуqR | Маастрихт | | Кампан | | Нотнь | | Коньяк | | ноцуТ | | Сеноман |
|----------------------------|-----------------------------|--|-----------------------|---|--|----------------------------|------------------------------|------------------------------|---|---|---|
| ЭүдвадоП | уверхний . | ійинжиН? | | | Верхний | йинжиН | Верхний | йинжиН | пинхдэв йиндэф | йинжиН | Верхний |
| Слои с дино- цистами | Cerodinium aff. medcalfi | Achomosph. ramulifera— Palaeocyst. golzowense Cerodinium diebelii— Fromea chytra | Chatangiella niiga | Isabelidinium spp.— Chatangiella verrucosa | Alterbidinium spp.— Spinidinium echinoideum | Chatangiella chetiensis | Canningia macroreticulata | Spinidinium sverdrupianum | Ch. bondaren.— P. pentagonus Ch. spectabilis— H. difficile Ch. victoriensis R. veligera— R. veligera— O. poculum. | Chlamydo- phorella nyei- Chlonoviella | agapica Eurydinium Saxoniense Geiselodinium |



по таксономическому составу комплекс диноцист (Лебедева и др., 2013; Лебедева, Кузьмина, 2018). Тем не менее и в скважинах Русско-Полянского района, и в Южном Зауралье прослеживаются сантонские слои с Chatangiella chetiensis, характеризующиеся акме вида-индекса и большим разнообразием рода Chatangiella.

Кампанские комплексы диноцист северных и южных территорий Западной Сибири значительно различаются. Если для северосибирских комплексов характерно большое количество и разнообразие рода Chatangiella, в том числе крупных шиповатых форм, таких как Chatangiella niiga, Chatangiella spinata, то южносибирские комплексы отличаются отсутствием последних, меньшим содержанием рода Laciniadinium, считающимся арктическим таксоном, и обилием и разнообразием представителей рода Dinogymnium. Анализ пространственного распространения рода Dinogymnium показывает, что большое число видов отмечается в достаточно тепловодных обстановках в южной части Западно-Сибирского бассейна, в Тургайском прогибе, Поволжье, на Атлантическом побережье Северной Америки (Лебедева, Кузьмина, 2018, рис. 5). В бореальных областях этот род встречается единично. Тем не менее, несмотря на такие различия, совместное присутствие в обоих типах комплексов Chatangiella manumii, Ch. vnigrii, Ch. madura, Ch. ditissima, Isabelidinium spp., Laciniadinium, Spinidinium echinoideum позволяет уверенно сопоставлять слои с Chatangiella niiga на севере с кампанскими биостратонами южных разрезов. Отметим, что в южнозауральских скважинах встречены единичные Chatangiella niiga.

Лучше всего во всех изученных разрезах Западной Сибири прослеживаются нижнемаастрихтские слои с Cerodinium diebelii. Характерных признаков немного, но они устойчиво повторяются во всех разрезах: появление Cerodinium diebelii, Palaeocystodinium golzowense, обилие Fromea chytra. Различия заключается в большем разнообразии диноцист, присутствии таких таксонов, как Triblastula utinensis, Cladopyxidium spp., Trithyrodinium quingueangulare, Microdinium kustanaicum, Hystrichosphaeropsis quasicribrata. Phanerodinium cayeuxii, Rottnesria borussica, Achomosphaera ramulifera, Samlandia mayi и др., в южносибирских комплексах. Возможно, бедность состава диноцист на севере Сибири связана с началом в раннем маастрихте регрессии, тогда как в южных частях бассейна морские условия сохранялись дольше, и Западно-Сибирское море было связано с другими акваториями Тургайским проливом.

Палеогеновые отложения в скв. 9 залегают на меловых толщах с перерывом. В разрезе отсутствуют отложения, соответствующие верхней части маастрихта, значительной части дания и зеландия (рис. 7). Согласно представленным данным (рис. 4),

нижнемаастрихтские слои ганькинской свиты в скв. 9 перекрыты палеогеновой, предположительно, талицкой свитой. В полных разрезах Зауралья свита характеризуется комплексами диноцист датского-среднезеландского возраста (Васильева, 2003). В нашем случае палинологический анализ показал, что отложения, выделенные в составе талицкой свиты, содержат только комплекс пыльцы с Trudopollis menneri, Anacolosidites insignis, в то время как диноцисты и другие микроводоросли не обнаружены. О.Н. Васильева (2018) отмечает, что для времени накопления верхов нижнеталицкой подсвиты, равно как и для всей верхнеталицкой подсвиты, в регионе был характерен процесс обмеления и опреснения морского бассейна, что выражается в значительном участии акритарх, зеленых и празинофитовых водорослей в палинокомплексах. Возможно, в скв. 9 вскрыты как раз такие мелководные фации талицкой свиты либо ее континентальный аналог. Комплекс спор и пыльцы с Trudopollis menneri, Anacolosidites insignis установлен О.Н. Васильевой (2018) в марсятской свите Зауралья совместно с диноцистами позднего дания и, по ее мнению, может служить хорошим корреляционным уровнем в случае отсутствия морского микрофитопланктона в отложениях. В то же время мы не можем исключить зеландский возраст слоев с Trudopollis menneri, Anacolosidites insignis (Практическая..., 1990; Унифицированные..., 2001), поэтому мы склонны считать возраст отложений, описанных в скв. 9 как талицкая свита, переходным и рассматривать его в интервале позднего дания-зеландия.

В серовской свите в скв. 9 выявлены интервалы двух зон танетского возраста — Alisocysta margarita и Аресtodinium hyperacanthum (Яковлева, Александрова, 2013), что свидетельствует о полном объеме этой свиты в разрезе скважины. По данным О.Н. Васильевой (2018), в Зауралье зональный комплекс с Alisocysta margarita выявлен внутри талицкой и серовской свиты, а также першинских слоев. Интервалы обеих зон прослежены в Северном Тургае (Іакоуleva et al., 2001), на севере Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013), а также на юге этого региона внутри нижнелюлинворской подсвиты (Ахметьев и др., 2004; Яковлева и др., 2012; Лебедева, Кузьмина, 2018).

По нашим данным, ирбитская свита в скв. 9 представлена в сокращенном объеме. В полных разрезах в Зауралье и других частях Западной Сибири свиту характеризуют комплексы диноцист раннего—среднего ипра (Яковлева, Александрова, 2013; Васильева, 2018), тогда как в изученной нами скважине в составе свиты отсутствуют базально-ипрские отложения, что доказывается отсутствием здесь интервала зоны Арестобіпішт аидиstum шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Скорее всего, на границе серовской

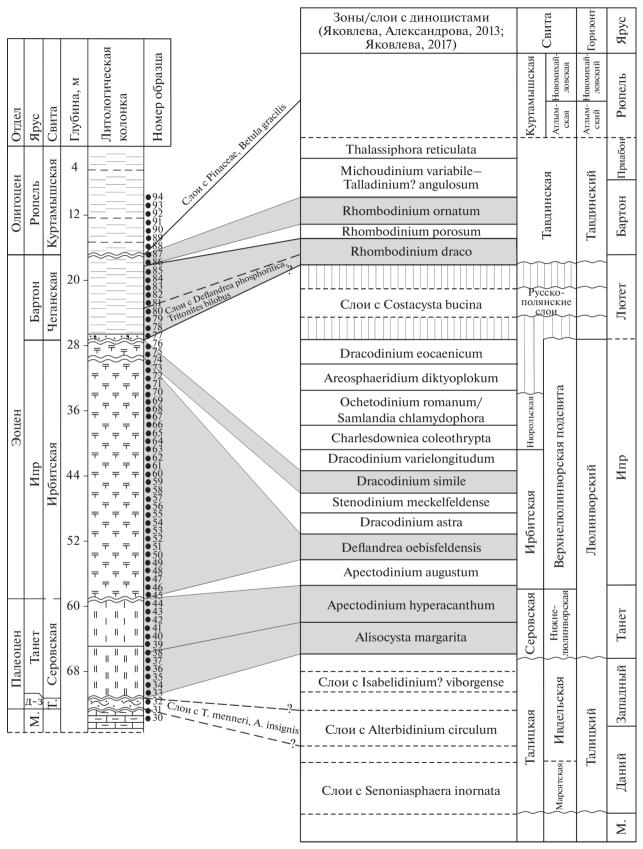


Рис. 7. Сопоставление биостратонов с диноцистами, выявленных из палеогеновых отложений разреза скв. 9, с диноцистовой шкалой Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013; Яковлева, 2017). Условные обозначения см. рис. 2. Сокращения: М. — маастрихт, Д—3 — даний—зеландий, Т. — талицкая; Т. menneri — Trudopollis menneri, A. insignis — Anacolosidites insignis.

и ирбитской свит в скв. 9 имеет место перерыв в осадконакоплении. В разрезе скв. 9 большая часть ирбитской свиты соответствует интервалу зоны инициального ипра Deflandrea oebisfeldensis (акме) (Яковлева, Александрова, 2013). В Зауралье эта зона характеризует верхнюю часть серовской свиты, низы ирбитской свиты и пышменскую пачку (Васильева, 2018), а также прослеживается на севере Кондинской низменности внутри ирбитской свиты (Бакиева, 2005) и в верхнелюлинворской подсвите на юге Западной Сибири (Яковлева и др., 2012). Самая верхняя часть ирбитской свиты в скв. 9 соответствует интервалу раннеипрской диноцистовой зоны Dracodinium simile (рис. 5). При этом в составе свиты не выявлено отложений. соответствующих двум зонам нижнего ипра — Dracodinium astra и Stenodinium meckelfeldense и зоне среднего ипра – Dracodinium varielongitudum шкалы Западной Сибири (рис. 7; Яковлева, Александрова, 2013; Яковлева, 2017), что свидетельствует о неполном объеме ирбитской свиты в этой части Зауралья.

Согласно нашим палинологическим данным. чеганская свита залегает на ирбитской с большим перерывом, соответствующим верхнему ипрулютету. Как уже было сказано выше, в нижней части чеганской свиты выявлены слои с Deflandrea phosphoritica, Tritonites bilobus, датированные нами бартоном. Выше по разрезу последовательно установлены интервалы зон бартонского возраста Rhombodinium draco и Rhombodinium ornatum шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013; Яковлева, 2017). Интервалы этих двух зон последовательно прослежены в тавдинской свите в ряде скважин Обь-Иртышского междуречья (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010; Ахметьев и др., 2010). Комплекс диноцист с Rhombodinium ornatum (=Kisselevia ornata) выявлен в тавдинской и чеганской свитах Южного Зауралья и Северного Тургая (Васильева, 1990), в тавдинской свите на территории Обь-Иртышского междуречья (Кулькова, 1987; Кузьмина и др., 2003; Волкова и др., 2005), в юрковской свите на севере Сибирских Увалов (Бакиева, 2005) и в Бакчарском железорудном бассейне (Лебедева и др., 2017). В последние годы О.Н. Васильева (2018), изучив множество разрезов Зауралья и Тургая, пришла к выводу, что комплекс с Rhombodinium ornatum (Kisellevia ornata) содержит виды диноцист, стратиграфический интервал распространения которых ограничен средним-верхним лютетом, следовательно, зону Rhombodinium ornatum, по ее мнению, следует относить к лютету. В диноцистовой шкале Зауралья (Васильева, 2018) зона Rhombodinium ornatum расположена стратиграфически ниже Rhombodinium draco. На нашем материале разрешить эту дилемму затруднительно, поскольку выявленный нами комплекс диноцист с Rhombodinium ornatum содержит виды широкого стратиграфического распространения. Тем не менее в скв. 9 интервал с Rhombodinium ornatum следует отнести к бартону, поскольку вид Rhombodinium draco, который заведомо считается бартонским (Bujak et al., 1980), появляется в разрезе раньше вида Rhombodinium ornatum.

В составе чеганской свиты в скв. 9 диноцистовый комплекс Michoudinium variabile-Talladinium? angulosum самых верхов бартона и приабона не выявлен. Морские отложения чеганской свиты перекрываются континентальными толщами куртамышской свиты олигоценового возраста, что свидетельствует о крупном перерыве в осадконакоплении в этой краевой части осадочного бассейна (около 6-6.5 млн лет). Отложения содержат комплекс спор и пыльны Pinaceae, Betula gracilis, соответствующий региональной палинозоне новомихайловского горизонта СПЗ-13 Betula gracilis, Juglans sieboldianiformis (Унифицированные..., 2001). В разрезе отсутствуют отложения самых низов рюпеля — не выявлены комплексы палинозон атлымского горизонта Западной Сибири СПЗ-11 Pinaceae, Quercus graciliformis и СПЗ-12 Pinaceae, Carya spackmania (Унифицированные..., 2001).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате палинологического изучения верхнемеловых и палеогеновых отложений в трех скважинах в Челябинской области (Южное Зауралье) были получены новые данные о составе морского микрофитопланктона, в частности цист динофлагеллат, дополнена спорово-пыльцевая характеристика отложений и обоснован их возраст.

Для верхнемеловых отложений, вскрытых скважинами 3, 13, 9, установлены следующие биостратоны с диноцистами: слои с Chatangiella spectabilis (скв. 3, 13, кузнецовская свита, средний, верхний турон), слои с Spinidinium sverdrupianum (скв. 13, камышловская свита, коньяк), слои с Chatangiella chetiensis (скв. 13, зайковская свита, нижний сантон-низы верхнего сантона), слои с Chatangiella manumii-Dinogymnium spp. (скв. 3, фадюшинская свита) = Dinogymnium spp. (скв. 9, фадюшинская свита, кампан), слои с Cerodinium diebelii (скв. 9, 3, ганькинская свита, нижний маастрихт). Выделены также биостратоны со спорами и пыльцой: слои с Gleicheniidites— Taxodiaceaepollenites—Tricolpites (скв. 3, 13, кузнецовская свита, средний, верхний турон), слои с редкими пыльцевыми зернами Tricolpites-Kuprianipollis-Vacuopollis (скв. 13, камышловская, зайковская свиты, коньяк-сантон), слои с редкими пыльцевыми зернами Tricolpites spp., Tricolporopollenites spp., Trudopollis, Oculopollis (скв. 3, фадюшинская свита), слои с Trudopollis spp.—Oculopollis spp. (скв. 9, фадюшинская свита, кампан).

Проведен сравнительный анализ позднемеловых диноцистовых комплексов южных (Челябинская область, Омский прогиб) и северных территорий Западной Сибири. Он показал, что, несмотря на различия в таксономическом составе диноцист в обоих типах комплексов, обусловленные, возможно, как провинциализмом динофлагеллат, так и генезисом сравниваемых отложений, существует несколько стратиграфических интервалов, которые можно достаточно уверенно коррелировать между собой. Так, в стандартной последовательности диноцист, разработанной на естественных обнажениях и разрезах скважин Усть-Енисейского и Хатангского районов, датированной иноцерамами (Lebedeva, 2006), есть несколько биостратонов, прослеженных теперь и на южносибирских территориях: это слои с Heterosphaeridium difficile—Chatangiella spectabilis, слои с Spinidinium sverdrupianum, слои с Chatangiella chetiensis, слои с Chatangiella niiga, слои c Cerodinium diebelii.

Несомненно, имеющихся данных пока недостаточно для воссоздания полной последовательности меловых диноцистовых событий для южных территорий Западной Сибири, однако можно с уверенностью говорить о высоком корреляционном потенциале этой группы водорослей для обширного Западно-Сибирского седиментационного бассейна в позднемеловую эпоху.

Применение уточненной диноцистовой шкалы, разработанной для палеогена Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013; Яковлева, 2017), позволило с высокой точностью определить возраст палеогеновых отложений, вскрытых скважиной 9, сопоставить их с одновозрастными образованиями в регионе, оценить длительность перерывов осадконакопления. В общей сложности в палеогеновых отложениях скв. 9 выявлены 7 биостратонов с микрофитопланктоном и 6 биостратонов со спорами и пыльцой. В талицкой свите микрофитопланктон не обнаружен, выявлен только комплекс пыльцы с Trudopollis menneri, Anacolosidites insignis; возраст отложений, предположительно, позднедатский-зеландский. В серовской свите прослежены интервалы двух зон танетского возраста региональной шкалы Западной Сибири — Alisocysta margarita и Apectodinium hyperacanthum, отложения также охарактеризованы комплексом пыльцы с Triporopollenites robustus, Trudopollis menneri, Interpollis supplingensis. В ирбитской свите выявлены интервалы двух зон нижнего ипра – Deflandrea oebisfeldensis (акме) и Dracodinium simile, отложения содержат редкие пыльцевые зерна Triporopollenites robustus, Plicapollis pseudoexelsus, Castanea crenataeformis. B чеганской свите выявлены слои с Deflandrea phosphoritica, Tritonites bilobus (возраст, предположительно, бартон); отложения содержат также среднеэоценовый комплекс спор и пыльцы Castanea crenataeformis, Castanopsis pseudocyngulum,

Tricolporopollenites spp. Выше по разрезу в чеганской свите выявлены интервалы двух зон бартонского возраста — Rhombodinium draco и Rh. огпатит; отложения содержат комплекс спор и пыльцы Quercus gracilis, Castanopsis pseudocyngulum, Castanea crenataeformis. Куртамышская свита в скв. 9 охарактеризована комплексом спор и пыльцы Pinaceae, Betula gracilis (рюпель).

В целом следует отметить своеобразие палеогеновой части разреза скв. 9 — отложения представлены в сильно сокращенном виде. Несмотря на частое опробование, не выявлены диноцистовые комплексы дания, зеландия, большей части ипра, лютета, верхов бартона и приабона, также не установлены палинокомплексы самых низов рюпеля (олигоцен). Такие перерывы, по-видимому, являются следствием осадконакопления в краевой зоне Западно-Сибирского седиментационного бассейна.

Благодарности. Авторы приносят благодарности А.И. Яковлевой, А.Б. Герману, Ю.Б. Гладенкову и А.С. Алексееву за ценные замечания и советы, послужившие улучшению качества статьи.

Источники финансирования. Работа подготовлена при поддержке программы ФНИ 0331-2019-0004, гранта РФФИ № 20-05-00076 и проекта IGCP 679.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Космынин В.А., Постников А.В. Стратиграфия и условия седиментации меловых отложений южной части Варьеганского мегавала (Западная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 65—91.

Александрова Г.Н., Овечкина М.Н., Беньямовский В.Н. Данные по диноцистам, наннопланктону и фораминиферам из верхнемеловых и палеоценовых отложений юга Русской и Западносибирской плит // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы научн. сессии. Т. І. Ред. Шурыгин Б.Н., Лебедева Н.К., Горячева А.А. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 11—16.

Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Застрожнов А.С. Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012а. Т. 20. № 5. С. 25—64.

Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Радионова Э.П. Диатомеи и диноцисты в интервале позднего палеоцена—раннего эоцена в биокремнистых фациях Среднего Зауралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012б. Т. 20. № 4. С. 68—94.

Амон Э.О. Схема стратиграфии меловых отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). Екатеринбург: Уро РАН, 1997. С. 27—60.

Амон Э.О. Морские акватории Уральского региона в средне- и позднемеловое время // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 471—483.

Амон Э.О. Факторы и условия накопления биогенных силицитов в палеогеновом бассейне Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 4. С. 51–67.

Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1:5000000 // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1976. Вып. 93.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Глезер З.И., Гнибиденко З.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Статья 1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 67—93.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Орешкина Т.В., Гнибиденко З.Н., Доля Ж.А. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 78—103.

Бакиева Л.Б. Палинологическая характеристика палеоцена севера Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 58—71.

Бакиева Л.Б. Палинология и стратиграфия палеогена Зауральского и Центрального литолого-фациальных районов Западной Сибири. Тюмень: ТюмГНГУ, 2005. 190 с.

Васильева О.Н. Палинология и стратиграфия палеогеновых морских отложений Южного Урала. Препринт. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1990. 57 с.

Васильева О.Н. Диноцисты верхнего палеоцена в соколовской толще Тургайского прогиба // Палинологические критерии в биостратиграфии Западной Сибири. Тюмень: Зап.-Сиб. НИИГГ, 1994. С. 109—113.

Васильева О.Н. Диноцисты Южного Зауралья в отложениях пограничного интервала между палеоценом и эоценом // Ежегодник-1999. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2000. С. 11–16.

Васильева О.Н. Диноцисты палеоцена из отложений талицкой свиты Зауралья // Ежегодник-2002. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 20—30.

Васильева О.Н. Диноцисты позднего мела в разрезе Кушмурун (Северный Казахстан) // Палинология: теория и практика. Материалы IX Всероссийской палинологической конференции. М.: ПИН РАН, 2005. С. 40—41.

Васильева О.Н. Диноцисты и биостратиграфия палеогена Зауралья, Тургайского прогиба и Прикаспийской впадины. Автореферат дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2018. 38 с.

Васильева О.Н., Левина А.П. Органикостенный фитопланктон в верхнемеловых и палеогеновых отложениях разреза Кушмурун Тургайского прогиба (Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 2. С. 40—55.

Васильева О.Н., Левина А.П. Палеоценовые—раннеэоценовые палинофлоры Северного Казахстана // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу "Геология и геофизика". 2010. Т. 51. Вып. 14. С. 151—166. Васильева О.Н., Амон Э.О., Железко В.И. Диноцисты, фораминиферы и стратиграфия талицкой свиты (палеоцен) в Среднем Зауралье // Стратиграфия и палеонтология. Ежегодник-2000. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2001. С. 3—10.

Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район верхнего Притоболья). Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1990. 223 с.

Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2002. 246 с.

Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Кулькова И.А. Морской и континентальный палеоген и миоцен южной части Барабинского фациального района Западной Сибири // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 60—71.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200000. Серия Зауральская. Лист N-41-XV. Свердловск, 1985. 159 с.

Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н. Палеомагнетизм меловых отложений юга Западно-Сибирской плиты (по результатам изучения керна скв. 8) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1169—1181.

Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Левичева А.В. Магнитостратиграфия кампан-маастрихта Бакчарского бассейна (юго-восток Западной Сибири) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1652—1661.

Запорожец Н.И. Палинокомплексы и фитопланктон верхнеэоценовых и олигоценовых отложений по опорной скважине № 3006 (Северо-Западное Приаралье) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 37—48.

Запорожец Н.И. Палинологические комплексы кумского горизонта среднего эоцена Кавказа и его возрастных аналогов в сопредельных регионах // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 83—103.

Запорожец Н.И., Ахметьев М.А. Средний и верхний эоцен Омского прогиба, Западно-Сибирская плита: палинологические, стратиграфические, гидрологические и климатические аспекты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 102—126.

Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1093-1103.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5—6. С. 745—776.

Кузьмина О.Б., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и магнитостратиграфия верхнемеловых и кайнозойских отложений юговосточной части Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4. С. 348—363.

Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 11—17.

Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 621—635.

Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25—31.

Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне на р. Уса (Полярное Предуралье) по диноцистам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 3. С. 114—131.

Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений севера Сибири по диноцистам // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. науч. трудов. Ред. Первушов Е.М. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2007. С. 108—122.

Лебедева Н.К. Биофациальный анализ верхнемеловых отложений Усть-Енисейского района по палиноморфам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 82—98.

Лебедева Н.К. Палинофации верхнемеловых отложений севера Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 70—87.

Лебедева Н.К., Кузьмина О.Б. Палиностратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений юга Западной Сибири на примере скважин Русско-Полянского района (Омский прогиб) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 85—114.

Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н., Овечкина М.Н., Гнибиденко З.Н. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 1—31.

Лебедева Н.К., Кузьмина О.Б., Соболев Е.С., Хазина И.В. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых и кайнозойских отложений Бакчарского железорудного месторождения (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 62—84.

Лебедева Н.К., Кузьмина О.Б., Хазина И.В., Русанов Г.Г., Глинских Л.А. Палиностратиграфия и генезис верхнемеловых и кайнозойских отложений южной части Кулундинской впадины, Алтайский край // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 6. С. 661—681.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Беньямовский В.Н., Александрова Г.Н., Калякин Е.А., Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Ахлестина Е.Ф., Овечкина М.Н. Биостратиграфическое расчленение разреза Кокурино (Саратовская область) и аспекты стратиграфии кампана Среднего Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 2. С. 51–84.

Практическая палиностратиграфия. Ред. Панова Л.А., Ошуркова М.В., Романовская Г.М. Л.: Недра, 1990. 348 с. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 54 с.

Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). Екатеринбург: МСК России, 1997. 13 схем.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка и схема. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 84 с.

Хлонова А.Ф., Лебедева Н.К. Особенности циркумбореальной корреляции верхнемеловых отложений по па-

линологическим данным // Геология и геофизика. 1988. № 2. С. 13—20.

Хоментовский О.В., Захаров В.А., Лебедева Н.К., Воробьева О.И. Граница сантона и кампана на севере Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 512—529.

Яковлева А.И. Эоценовые микрофоссилии из разреза Сары-Оба (северное Приаралье) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 3. С. 51—55.

Яковлева А.И. Диноцисты позднепалеоценовых и эоценовых морских бассейнов Евразии: систематика, детальная биостратиграфия и реконструкция палеообстановок. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2017. 54 с.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н. К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоценэоценовых отложений Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88. № 1. С. 59—81.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Запорожец Н.И. Данные изучения диноцист из верхнемеловых—нижнепалеогеновых отложений скважин 8, 10 Русско-Полянской площади (юг Западной Сибири) // Эволюция жизни на Земле. Материалы IV Международного симпозиума, 10—12 ноября 2010 г. Отв. ред. Подобина В.М. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 432—435.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Гнибиденко З.Н. Уточнение возраста люлинворской свиты на юге Западной Сибири по палинологическим и палеомагнитным данным // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 3. С. 53—87.

Яковлева А.И., Щербинина Е.А., Музылев Н.Г., Александрова Г.Н. Диноцисты среднего—верхнего эоцена разреза Актумсук, Устюрт, Узбекистан: биостратиграфия и палеообстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 6. С. 78—102.

Bujak J.P., Downie D., Eaton G.L., Williams G.L. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of southern England // Spec. Pap. Palaeontol. V. 24. 1980. 100 p.

Chlonova A.F. Upper Cretaceous dinoflagellates: zonation and provincializm // Abstracts of IX IPC. Houston, Texas, 1996. P. 23.

Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C. Eocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of research borehole 011-BP, Omsk Region, southwestern Siberia // Palynology. 2010. V. 34. № 2. P. 195–232.

Iakovleva A.I., Brinkhuis H., Cavagnetto C. Late Palaeocene—Early Eocene dinoflagellate cysts from the Turgay Strait, Kazakhstan: correlations across ancient seaways // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2001. V. 172. P. 243–268.

Ioannides N.S. Dinoflagellate cysts from Upper Cretaceous—Lower Tertiary sections Bylon and Devon Islands Arctic Archipelago // Geol. Surv. Can. Bull. 1986. V. 371. P. 3–99.

Kirsch K.-H. Dinoflagellatenzysten aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // Abh. Munchner Geowiss. 1991. A. 22. P. 1–306.

Lebedeva N.K. Dinocyst biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // Paleontol. J. 2006. V. 40. Suppl. 5. P. S604–S621.

Lentin J.K., Williams G.L. Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian Peridiniaceans // AASP Contr. Ser. 1980. No 7. 41 p.

Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M., Hooker J.J., Monechi S., Ogg J.G., Powell J., Rohl U., Sanfilippo A., Schmitz B. The Paleogene Period // A Geologic Time Scale. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P 384—408

Powell A.J. A stratigraphic Index of Dinoflagellate cysts // British Micropaleontol. Soc. Publ. Ser. Kluwer Acad. Publ., 1992. P. 155–251.

Powell A.J., Brinkhuis H., Bujak J.P. Upper Palaeocene—Lower Eocene Dinoflagellate sequence biostratigraphy of southeast England // Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Eds. Knox R.W.O'B., Corfield R.M., Dunay R.E. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1996. № 101. P. 145–183.

Slimani H. Les kystes de dinoflagelles du Campanien au Danien dans la region de Maastricht (Belgique, Pays-Bas) et de Turnhout (Belgique): biozonation et correlation avec d'autres regions en Europe occidentale // Geol. Paleontol. 2001. V. 35. P. 161–201.

Williams G.L., Fensome R.A., MacRae R.A. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2017 edition // Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser. 2017. № 48.

Zakharov V.A., Lebedeva N.K., Khomentovsky O.V. Upper Cretaceous Inoceramid and Dinoflagellate cysts biostratigraphy of the Northern Siberia // Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe. Ed. Michalik J. Bratislava: VEDA, Publ. House Slovak Ac. Sci., 2002. P. 137–172.

Рецензенты А.Б. Герман, А.И. Яковлева

Palynostratigraphy of the Cretaceous and Paleogene Deposits of the Chelyabinsk Area, Southern Trans Ural Region

O. B. Kuzmina^{a, #}, N. K. Lebedeva^{a, b}, and N. E. Shchulkina^c

^aTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

> ^bNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russia ^cAO "Chelyabinskgeosiemka", Chelyabinsk, Russia [#]e-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru

The results of palynological study of the Upper Cretaceous and Paleogene deposits drilled by three boreholes in the Southern Trans Ural Region are presented. The Upper Cretaceous Kuznetzovo, Kamyshlov, Zaikovo, Fadyushinskaya and Gan'kino formations were penetrated by boreholes 3, 9 and 13, in which 4 local zones with spore and pollen and for the first time 5 local zones with dinocysts (Chatangiella spectabilis, Spinidinium sverdrupianum, Chatangiella chetiensis, Chatangiella manumii-Dinogymnium spp., Cerodinium diebelii) were identified. Comparative analysis of the Late Cretaceous dinocyst assemblages in the southern and northern regions of Western Siberia shows that despite notable provincialism of dinoflagellates there are a number of stratigraphic intervals in the Middle-Upper Turonian, Lower Coniacian, Lower Santonian, Campanian and Lower Maastrichtian, that have good interregional correlation potential. Talitsa, Serov, Irbit and Chegan formations in Borehole 9 contain the intervals of 6 zones of Western Siberia dinocyst scale of Thanetian-Bartonian age: Alisocysta margarita, Apectodinium hyperacanthum, Deflandrea oebisfeldensis (akme), Dracodinium simile. Rhombodinium draco и Rh. ornatum and 5 local zones with spore and pollen. Kurtamysh Formation is characterized by spore and pollen assemblage of Rupelian age. Significant gaps in sedimentation of the Cretaceous-Paleogene sequence corresponding to the upper part of the Maastrichtian, most of the Danian and Selandian, the lowermost Ypresian, Middle-Upper Ypresian, Lutetian, Upper Bartonian, Priabonian, and the lowermost Rupelian are established.

Keywords: biostratigraphy, Upper Cretaceous, Paleogene, Southern Trans Ural Region, dinoflagellate cysts, terrestrial palynomorphs