

ISSN 0869-592X

Том 31, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2023



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 6, 2023

Результаты датирования детритовых цирконов из докембрийских пород северо-западной части Енисейского кряжа: первые сведения о континентальном Киселихинском террейне <i>А. Б. Кузьмичев, А. А. Стороженко, М. К. Данукалова, В. Б. Хубанов, А. С. Дубенский</i>	3
Опорные разрезы, ископаемая ихтиофауна и Sr-изотопная характеристика отложений нижнего франа Латвийской седловины и Оршанской впадины, Беларусь <i>Д. П. Плакс, А. Б. Кузнецов, А. А. Гаврилова, А. М. Кульков</i>	20
Раннефаменский трахиандезитовый магматизм Припятского палеорифта, Восточно-Европейская платформа: U–Pb возраст и петрология <i>О. Ф. Кузьменкова, А. Г. Лапцевич, М. В. Стифеева, А. А. Носова, Г. Д. Стрельцова, Г. Д. Волкова, Д. П. Плакс, А. В. Поспелов</i>	51
Биостратиграфия верхнего кампана—маастрихта разреза Бешкош (Юго-Западный Крым) по фораминиферам <i>П. А. Прошина, И. П. Рябов</i>	72
Стратиграфия кайнозойских отложений и история новейшего этапа геологического развития Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) <i>Я. И. Трихунков, А. С. Тесаков, Д. М. Бачманов, Е. В. Сыромятникова, А. В. Латышев, С. А. Буланов, А. Ж. Азельханов, Е. С. Суйекпаев</i>	92
Строение и условия формирования верхнекайнозойских отложений опорного разреза Улан-Жалга, Западное Забайкалье <i>А. А. Щетников, А. Ю. Казанский, М. А. Ербаева, Г. Г. Матасова, В. В. Иванова, И. А. Филинов, Ф. И. Хензыхенова, О. Д.-Ц. Намзалова, И. О. Нечаев</i>	113
Возраст и условия формирования стратотипа верхнепалеогеновой—нижнеленогеновой куршской свиты (Калининградская область) по палинологическим данным <i>О. Б. Кузьмина, А. И. Яковлева, Э. В. Мычко</i>	140
Позднеплиоценовая дельта гильбертового типа и раннеплейстоценовая перестройка системы речного стока в Эрзурумской впадине, Северо-Восточная Турция <i>Х. Челик, В. Г. Трифонов, А. С. Тесаков, С. А. Соколов, П. Д. Фролов, А. Н. Симакова, Е. А. Шалаева, Е. В. Беляева, А. А. Якимова, Е. А. Зеленин, А. В. Латышев, Д. М. Бачманов</i>	161

CONTENTS

Vol. 31, No. 6, 2023

The First Detrital Zircon Data on the Northwestern Precambrian Yenisei Ridge: Identification of the Continental–Arc Kiselikha Terrane <i>A. B. Kuzmichev, A. A. Storozhenko, M. K. Danukalova, V. B. Khubanov, and A. S. Dubensky</i>	3
Reference Sections, Fossil Ichthyofauna and Sr Isotope Signature of the Lower Frasnian Sediments of the Latvian Saddle and Orsha Depression, Belarus <i>D. P. Plax, A. B. Kuznetsov, A. A. Gavrilova, and A. M. Kulkov</i>	20
Early Famenian Trachyandesite Magmatism of the Pripyat Paleorift, East European Platform: U–Pb Age and Petrology <i>O. F. Kuzmenkova, A. G. Laptsevich, M. V. Stifeeva, A. A. Nosova, G. D. Streletsova, G. D. Volkova, D. P. Plax, and A. V. Pospelov</i>	51
Foraminiferal Biostratigraphy of the Upper Campanian–Maastrichtian of the Beshkosh Section, Southwestern Crimea <i>P. A. Proshina and I. P. Ryabov</i>	72
Stratigraphy of Cenozoic Deposits and the History of the Latest Stage of Geological Development of the Zaisan Depression (Eastern Kazakhstan) <i>Ya. I. Trikhunkov, A. S. Tesakov, D. M. Bachmanov, E. V. Syromyatnikova, A. V. Latyshev, S. A. Bulanov, A. Zh. Azelkhanov, and E. S. Suyekpaev</i>	92
Structure and Depositional Environment of the Upper Cenozoic Ulan-Zhalga Reference Section, Western Transbaikalia <i>A. A. Shchetnikov, A. Yu. Kazansky, M. A. Erbaeva, G. G. Matasova, V. V. Ivanova, I. A. Filinov, F. I. Khenzykhenova, O. D.-Ts. Namzalova, and I. O. Nechaev</i>	113
The Age and the Accumulation Conditions of the Upper Paleogene–Lower Neogene Kurshskaya Formation Stratotype (Kaliningrad Oblast) by Palynological Data <i>O. B. Kuzmina, A. I. Iakovleva, and E. V. Mychko</i>	140
Late Pliocene Gilbert Type Delta and Early Pleistocene Drainage System Changes in the Erzurum Basin, NE Turkey <i>H. Çelik, V. G. Trifonov, A. S. Tesakov, S. A. Sokolov, P. D. Frolov, A. N. Simakova, E. A. Shalaeva, E. V. Belyaeva, A. A. Yakimova, E. A. Zelenin, A. V. Latyshev, and D. M. Bachmanov</i>	161

УДК 550.93+551.248.1

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О КОНТИНЕНТАЛЬНОМ КИСЕЛИХИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ¹

© 2023 г. А. Б. Кузьмичев¹, *, А. А. Стороженко², М. К. Данукалова¹,
В. Б. Хубанов³, А. С. Дубенский¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² АО “Сибирское ПГО”, Росгеология, Красноярск, Россия

³ Геологический институт БФ СО РАН, Улан-Удэ, Россия

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

Поступила в редакцию 30.09.2022 г.

После доработки 22.12.2022 г.

Принята к публикации 17.01.2023 г.

В структуре докембрия Енисейского кряжа обособляется его северо-западный участок, содержащий офиолиты и известный в литературе под названием “Исаковский террейн” или “Исаковский домен”. Предлагается расчленить его на два пояса: Киселихинский (западный) и Торжихинский (восточный), различающиеся геодинамическим режимом на протяжении позднего неопротерозоя (~750–600 млн лет). Распространено представление, что Киселихинский пояс преимущественно сложен островодужными вулканитами и во второй половине неопротерозоя представлял собой островную дугу, в результате аккреции которой к Сибирскому континенту и сформировалась структура орогена Енисейского кряжа. Эта идея не была подтверждена в достаточной мере геологическими и изотопно-геохронологическими данными. Датирование четырех образцов детритовых цирконов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород в южной части пояса выявило принадлежность опробованных толщ к трем разным уровням докембрия: к мезопротерозою, началу второй половины неопротерозоя (800–750 млн лет), концу неопротерозоя (620–600 млн лет). Это заставляет внести коррективы в современную схему стратиграфии пояса и в островодужную интерпретацию геодинамической обстановки. Полученные результаты позволяют выделить в современной структуре Енисейского кряжа Киселихинский террейн, который в начале неопротерозоя еще не был обособлен и представлял собой участок внешней зоны активной окраины Сибирского палеоконтинента. Приблизительно в середине неопротерозоя этот участок был отделен от Сибири и далее эволюционировал в виде микроконтинента, ограниченного активной окраиной с внешней стороны.

Ключевые слова: Енисейский кряж, неопротерозой, мезопротерозой, детритовые цирконы, Сибирский кратон, Сибирский палеоконтинент

DOI: 10.31857/S0869592X23060066, **EDN:** YUUCDA

ВВЕДЕНИЕ

Енисейский кряж представляет собой наиболее крупный выступ докембрия на западе Сибирской платформы, протягивающийся вдоль р. Енисей почти на 600 км при ширине до 200 км. В неопротерозое этот участок Земли соответствовал окраине Сибирского палеоконтинента. Он граничил с Палеоазиатским океаном и был существенно переработан в надсубдукционной и коллизионной обстановках. Именно неопротерозойские граниты составляют основной объем магматических пород,

обнаженных в современном эрозионном срезе кряжа. В северо-западной части кряжа к древнему основанию, переработанному в неопротерозое, примыкает обособленный докембрийский блок, включающий офиолиты, — Исаковский домен (Кузьмичев, 1987; Vernikovskiy et al., 2003). Он протягивается вдоль р. Енисей на 150 км при ширине до 45 км (рис. 1). С запада, юго-запада и севера выходы докембрия погружаются под чехол мезокайнозойских отложений Западно-Сибирского бассейна. Считается, что Исаковский домен сложен породами второй половины неопротерозоя, надвинутыми на окраину Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя (Vernikovskiy et al.,

¹ Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по DOI 10.31857/S0869592X23060066.

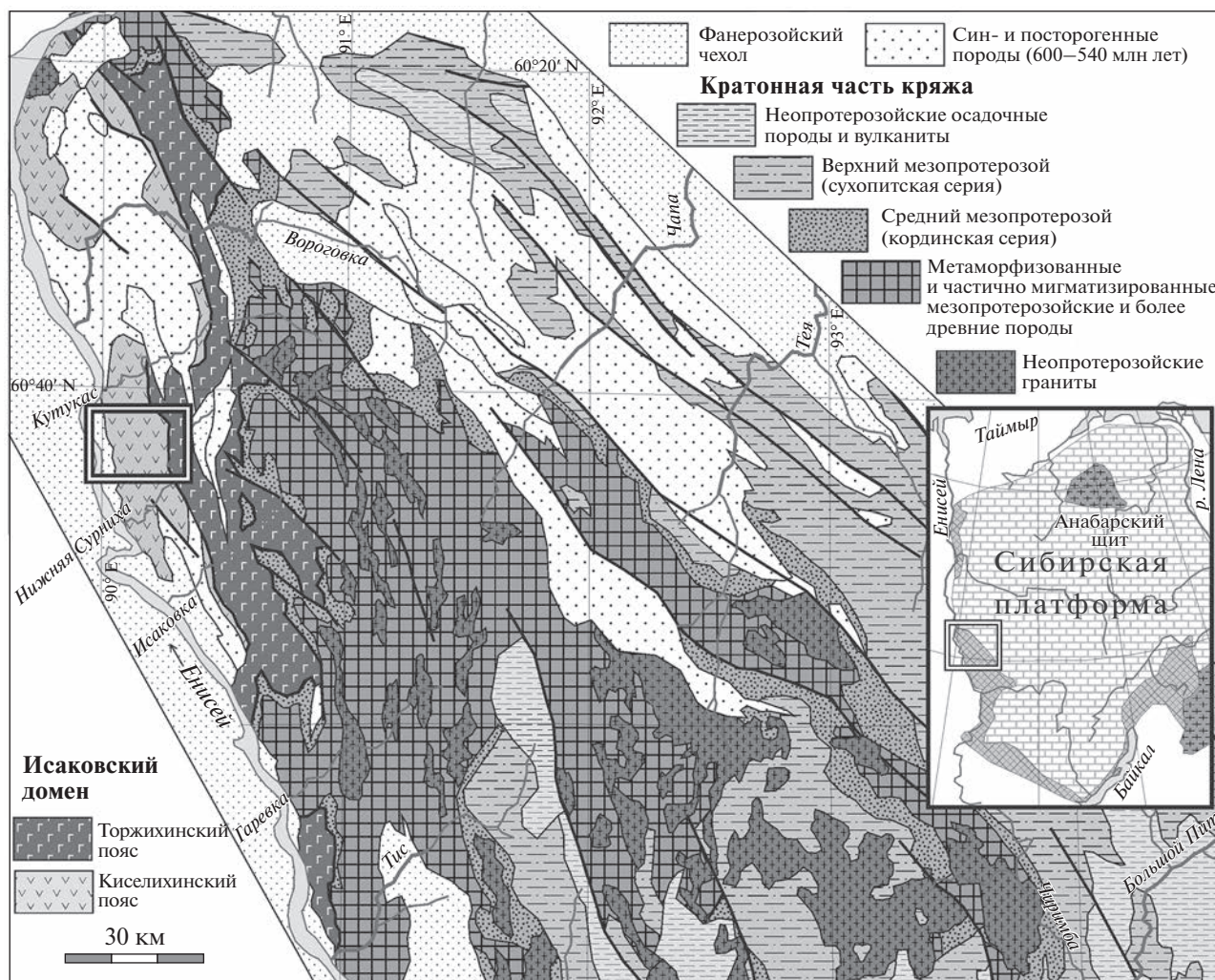


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Енисейского края, в которой выделены кратонная часть, прорванная неопротерозойскими гранитами, и Исаковский домен, содержащий расчешуенные офиолиты. Прямоугольником отмечен контур рис. 3. Составлена по (Качевский и др., 1998; Стороженко, Васильев, 2012), с упрощением. На врезке: Сибирская платформа и выступы докембрия вдоль ее периферии. Прямоугольником выделена северная часть Енисейского края, показанная на основном рисунке.

2003). Если докембрийская геологическая история основной “кратонной” части Енисейского края в общих черта понятна (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), то для Исаковского домена к настоящему времени получено слишком мало данных о составе, возрасте и геодинамической обстановке, в которой сформировались слагающие его горные породы.

Исаковский домен Енисейского края состоит из двух продольных поясов, которые разделяются мощной зоной бластомилонитов. Восточный пояс предлагается именовать Торжихинским, западный – Киселихинским (рис. 1). Оба пояса включают породы дезинтегрированной офиолитовой ассоциации. Проблемы с интерпретацией геодинамической обстановки существуют для обоих поясов. Торжихинский пояс предлагалось интерпретировать как комплекс аккреционной призмы,

сформировавшийся вдоль окраины Сибирского палеоконтинента во второй половине неопротерозоя и включающий чешуи океанической литосферы (Кузьмичев и др., 2017). Островодужная природа Киселихинского пояса предполагается в (Верниковский и др., 2001; Vernikovskiy et al., 2003 и последующих работах этого коллектива авторов). Считается, что коллизия этой островной дуги с окраиной Сибирского палеоконтинента в эдиакарии явилась причиной финального орогенеза, сформировавшего структуру Енисейского края. Предварительные результаты обработки полевых наблюдений, проведенных авторами в 2021–2022 гг., плохо согласуются с такой интерпретацией геодинамической обстановки для каждого из этих двух поясов. Наименее понятна геологическая ситуация в Киселихинском поясе, северная

часть которого сложена метаморфическими породами.

Пояс был закартирован в масштабе 1 : 50000 Красноярской геолого-съемочной экспедицией (Качевский Л.К., Стороженко А.А., Зуев В.К. и др.) в 1970-х—начале 1980-х гг. прошлого века. Огромный объем фактических картировочных данных в части, касающейся докембрийских комплексов, все еще ждет осмысления и упорядочивания. Вулканогенно-осадочный субстрат, слагающий основу пояса, расчленен на ряд свит, объем и названия которых, как и относительное положение в разрезе, неоднократно пересматривались (Ковригина, Ковригин, 1960, 1967; Ковригина, 1981; Качевский и др., 1998; Варганов и др., 2010; Стороженко и др., 2019).

Последняя, актуальная на данный момент, версия стратиграфического расчленения пояса включает (снизу вверх): хариузахинскую, киселихинскую, отравихинскую и устькутукасскую свиты, три последние объединены в кутукасскую серию (Стороженко и др., 2019). Серия отнесена к верхнему рифею (1030—600 млн лет в Общей стратиграфической шкале России) и сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами общей мощностью более 3.5 км, преобразованными в низкой степени зеленосланцевой фации метаморфизма. В предыдущей версии стратиграфического расчленения (Качевский и др., 1998) предполагалась противоположная последовательность свит; позднее было установлено, что устькутукасская свита залегает с угловым несогласием и конгломератами в основании на отравихинской свите. Нижние контакты остальных свит тектонические и интерпретированы как надвиги. Породы интенсивно деформированы вплоть до образования изоклинальных складок и нарушены многочисленными разломами. Схематичное строение разреза показано на рис. 2.

Хариузахинская свита обнажена в тектонической клине на границе с Торжихинским поясом. Она сложена зелеными сланцами с прослоями известняков. В сероцветной киселихинской свите чередуются плохосортированные песчаники, алевролиты и сланцы; породы интерпретированы преимущественно как туффиты и туфы (как и значительная часть песчаников и сланцев в вышележащей отравихинской свите). В обломках песчаников преобладает кварц, представленный преимущественно остроугольными зернами, присутствуют полевые шпаты и эффузивы кислого и основного состава. Встречаются линзы (до нескольких метров) метадацитов и их туфов. Отравихинская свита отличается присутствием прослоев карбонатных пород почти по всему разрезу и венчается однородной пачкой мраморизованного известняка мощностью 100—150 м. Свита включает также пачки зеленых сланцев и прослои

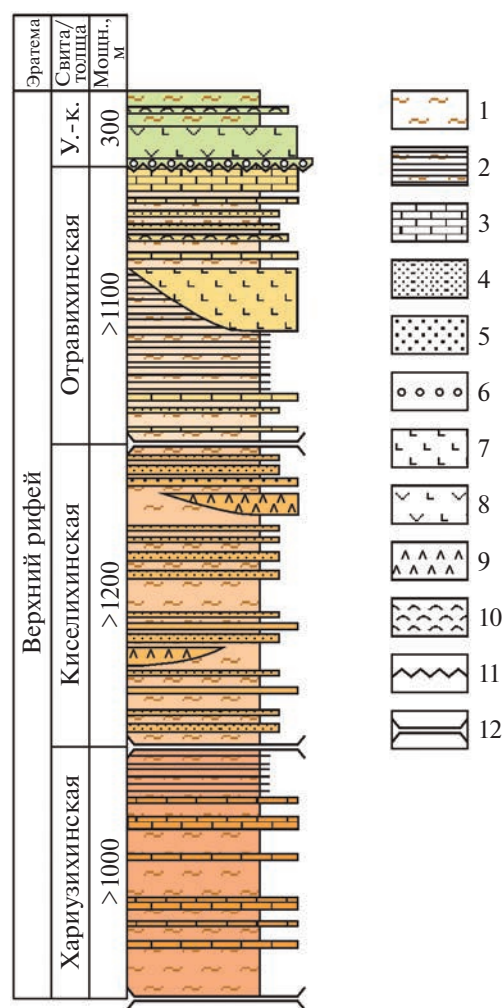


Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка докембрийских отложений Киселихинского пояса. Составлена по данным (Стороженко и др., 2019).

1 — сланцы кварц-альбит-серицит-хлоритовые (переменного состава), в том числе углеродистые и карбонатные; 2 — аналогичные сланцы с прослоями, обогащенными алевритом; 3 — мраморизованные известняки; 4 — песчаники и туфопесчаники; 5 — гравелиты и туфогравелиты; 6 — конгломерат; 7 — базальты; 8 — трахиандезитобазальты; 9 — дациты; 10 — кислые-средние(?) туфы; 11 — угловое несогласие; 12 — тектонические контакты. У.-к. — устькутукасская свита. Три верхние свиты объединяются в кутукасскую серию. Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

вулканомиктовых песчаников, содержащих существенную долю обломков эффузивов дифференцированной серии. В некоторых разрезах в составе свиты закартированы тела метабазальтов мощностью до 250—300 м. Завершает разрез устькутукасская свита (250—300 м), нижняя половина которой сложена в основном миндалекаменными базальтами, андезитобазальтами и трахиандезитобазальтами, иногда с шаровой отдельностью, и лавобрекчиями, а верхняя — темно-серыми сланцами с прослоями туфов андезитоадацитового состава.

Приведенная схема стратиграфического расчленения основана на наблюдениях в береговых обнажениях нижнего течения р. Кутукас (Стороженко и др., 2019). Прослеживание этих свит по территории Киселихинского пояса неуверенное, и в итоге большая часть пояса закартирована в составе киселихинской свиты (Стороженко, Васильев, 2012). Схема не включает всего разнообразия стратифицированных пород Киселихинского пояса, и объединение их всех в единую серию обосновано слабо. Севернее опорного разреза степень метаморфизма пород киселихинской свиты увеличивается и становится очевидной разница в метаморфизме с породами устькутакской свиты, которая, следовательно, относится к другому этапу эволюции региона. Зеленые сланцы хариузахинской свиты, возможно, следует включить в состав Торжихинского пояса.

Драматическая история смены представлений о стратиграфии докембрия пояса иллюстрирует объективные причины, препятствующие разработке адекватной стратиграфической схемы, среди которых плохая обнаженность, сложная структура, быстрые фациальные изменения, неравномерное распределение вулканических пород и неравномерный метаморфизм. Если к этому добавить почти полное отсутствие современных изотопных данных о возрасте пород, критичных для докембрия, то выяснится, что наши представления о геологическом строении пояса имеют под собой очень зыбкий фундамент. Опубликованы только две датировки гранитов из северной части пояса: 700 млн лет — возраст доскладчатых гранитов Порожнинского массива (Верниковский и др., 2001) и 540–550 млн лет — возраст постскладчатых гранитов Осинковского массива (Ножкин и др., 2017). Обе эти датировки, по нашим данным, требуют существенного уточнения (Кузьмичев и др., 2022; неопубликованные данные авторов).

О возрасте вулканических пород пояса сейчас можно предположительно судить только по косвенным данным — по датировкам обломочных цирконов в синорогенных эдиакарских отложениях. На трех стратиграфических уровнях вороговской серии, частично перекрывающей Киселихинский пояс, существенная доля детритовых цирконов имеет возраст в интервале 700–600 млн лет (Летникова и др., 2017). Источником таких цирконов могли быть либо породы Киселихинского пояса, либо породы в районах, расположенных еще западнее; на остальной части Енисейского кряжа магматические породы такого возраста распространены крайне незначительно и являются экзотическими. О масштабности эдиакарского орогена, большая часть которого была, вероятно, расположена западнее современного Енисейского кряжа, свидетельствуют сходные спектры возрастов детритовых цирконов из пород тасеевской серии в пересечении по р. Ангара и ее притокам

(Летникова и др., 2017; Кочнев и др., 2020). Попытке прямого датирования вулканических или вулканогенно-осадочных пород Киселихинского пояса посвящена данная статья.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Несколько лет назад у нас появилась техническая возможность осуществить прямое датирование вулканитов северо-западной части Енисейского кряжа. А.Б. Кузьмичев, инициировавший данное исследование, в этот период проводил полевые работы на других объектах и попросил геологов Красноярской геолого-съемочной экспедиции привезти образцы вулканитов Киселихинского пояса. А.А. Стороженко отобрал серию образцов в бассейнах рек Солоха и Бараниха из пород, закартированных в качестве киселихинской и отравихинской свит, и выделил циркон из пяти образцов (№ 439402, 439403, 439604, 439703, 441202) в количестве 40–500 зерен на образец. Пункты отбора образцов показаны на прилагаемой карте (рис. 3). Все образцы были интерпретированы в поле как туфы и туффиты. Вместе с цирконами к четырем образцам также были переданы шлифы (рис. 4). Образец 439703 (шлифа нет) исключен из дальнейшего обсуждения. По нему получено всего 29 корректных датировок, часть которых предположительно интерпретирована как результат засора.

Образцы отбирались попутно с проведением других работ, которые не предусматривали детальных полевых описаний. Таким образом, в качестве фактического материала мы располагаем только шлифами и зернами циркона. Датирование цирконов имело рекогносцировочные цели для подготовки полноценного полевого изучения западной зоны кряжа. Однако результаты оказались неожиданными и, как нам кажется, заслуживающими обнародования. Было бы важным осуществить полноценное геологическое изучение опробованных объектов на реках Солоха и Бараниха и верифицировать данные о детритовых цирконах. Однако изучение этих объектов предполагает проведение многодневных пеших маршрутов через кусты и бурелом и вряд ли будет осуществлено в обозримом будущем.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Образцы циркона были проанализированы на одноколлекторном ICP масс-спектрометре Element XR в Геологическом институте Сибирского отделения РАН (г. Улан-Удэ) (шайба № 5 с крупными цирконами) и Element 2 в ГИН РАН (шайба № 4 с мелкими цирконами). В обоих случаях использовался твердотельный лазер NWR 213, сфокусированный на пятне диаметром 20–25 мкм.

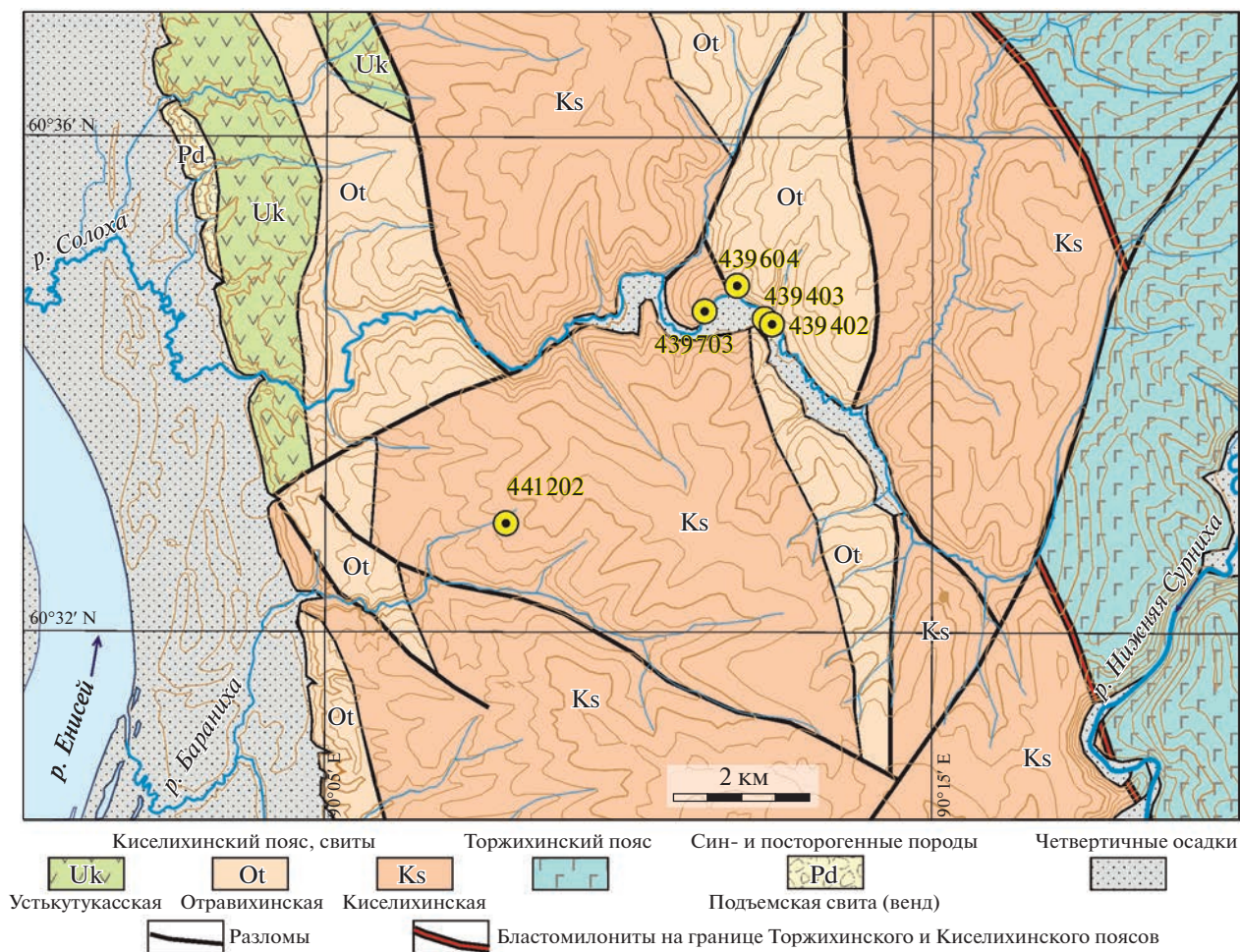


Рис. 3. Геологическая карта бассейнов рек Солоха и Бараниха. Составлена по результатам геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и актуализирована в соответствии со схемой стратиграфии, разработанной в (Стороженко и др., 2019). Круги с номерами – пункты отбора образцов, обсуждаемых в тексте.

Параметры настройки лазера и масс-спектрометра приведены в дополнительных материалах для этой статьи (ESM). Там же помещены XLS таблицы аналитических данных. Для четырех образцов из пяти на шайбы были выложены все имеющиеся в наличии зерна. Крупные (более 100 мкм) и мелкие (менее 100 мкм) кристаллы были помещены на разные шайбы, чтобы была возможность равномерно сошлифовать зерна приблизительно до середины. Чистые, свободные от включений участки кристаллов выбирались под микроскопом и намечались на распечатках катодолюминесцентных изображений. В обеих лабораториях измерения изотопных отношений проводились по сходной методике. Через каждые пять анализов образца анализировалось два стандарта; в данном случае это были стандарты циркона 91 500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Plesovice (Slama et al., 2008), каждый мог использоваться в качестве референсного при редукции данных. Стандартная сессия включала 60 или 65 анализов образца и 17–19 анализов каждого стандарта. Обработка дан-

ных проводилась в программе Iolite 2.5 (Paton et al., 2010, 2011) с надстройкой VizualAge (Petrus, Kamber, 2012). Интегрировались конкордантные участки анализов, поэтому полностью дискордантные анализы не попали в итоговые таблицы данных. Никаких последующих попыток математически оценить степень дискордантности не предпринималось. Анализы с очень большой ошибкой были удалены. Изотопные диаграммы строились с помощью макроса Isoplot (Ludwig, 2008). Гistogramмы и кривые плотности распределения возрастов цирконов строились в программе Kernel Density Estimation (KDE) (Vermeesch, 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ШЛИФОВ И ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ЦИРКОНОВ

Образец 441202 (полевошпат-кварцевый песчаник)

Приблизительно половина шлифа сложена кварцитом, возможно представляющим собой гранулированную кварцевую жилу. Вторая поло-

вина шлифа — плохо сортированный полево-шпат-кварцевый песчаник (рис. 4а). Кварц окатан и полуокатан, регенерирован. Если кварцевые зерна контактируют, в месте контакта образуются стилолитовые прорастания. Плагноклаз встречается в виде редких крупных зерен. Он слабо изменен, сдвойникован. Встречается и калиевый полевой шпат, как свежий, так и с новообразованиями серицита. Много циркона. Матрикс представляет собой песчано-алевритовую смесь, местами ожелезнен, присутствует в небольшом количестве. Глинистая составляющая матрикса замещена мелкочешуйчатым хлоритом и серицитом. Размывалась преимущественно гранитная кластита, но есть и обломки гранобластового кварцита.

Циркон представлен целыми слабоокатанными кристаллами (рис. 5а). Окатанные обломки цирконов, структура которых дискордантна контуру и которые являются обычными при дальнейшем переносе и переотложении, нетипичны для образца и изредка встречаются в крупноразмерных фракциях. Внутренняя структура разнообразна, но преобладают кристаллы с “гранитной” осцилляционной зональностью. Явные гранулитовые цирконы не встречены. Часть кристаллов содержит более или менее очевидные метаморфические оболочки, иногда они резко дискордантны ядру. Мы пытались их датировать в нескольких кристаллах, но получили значения, сходные с таковыми в ядре (рис. 5а).

Образец содержит только палеопротерозойские и архейские цирконы (123 корректных определения). Один анализ соответствует границе палео- и мезопротерозоя. 82 анализа отвечают палеопротерозою в интервале 1800–2400 млн лет с пиковыми значениями 1860, 1920 (главный пик), 1990 млн лет (рис. 5б), а 40 анализов — архею в интервале 2500–2830 млн лет с пиком 2540 млн лет. Неявный пик намечается также около 2580 млн лет.

Образец 439604 (вулканомиктовый песчаник)

В шлифе этот образец представлен чистым, совершенно не измененным, крупнозернистым вулканомиктовым сортированным песчаником (рис. 4б). Преобладают обломки девитрифициро-

ванного матрикса кислых вулканитов, иногда с мелкими вкрапленниками кварца или полевого шпата (санидина?). Много зерен андезита (или андезитобазальта), переполненных микролитами плагноклаза. Встречаются зерна монокристаллического прозрачного “риолитового” кварца, кристаллы плагноклаза, санидина и их фрагменты. Обломки прижаты один к другому, матрикса почти нет. Иногда наблюдается мелкий серицит вдоль границ зерен.

Цирконы этого образца не окатаны или слабо окатаны, с разнообразной внутренней структурой, много секториальных зерен (рис. 6а). Встречаются единичные кристаллы с ядрами и метаморфическими оболочками. Вероятно, зерна происходят не только из вулканитов, но и из плутонических и метаморфических пород.

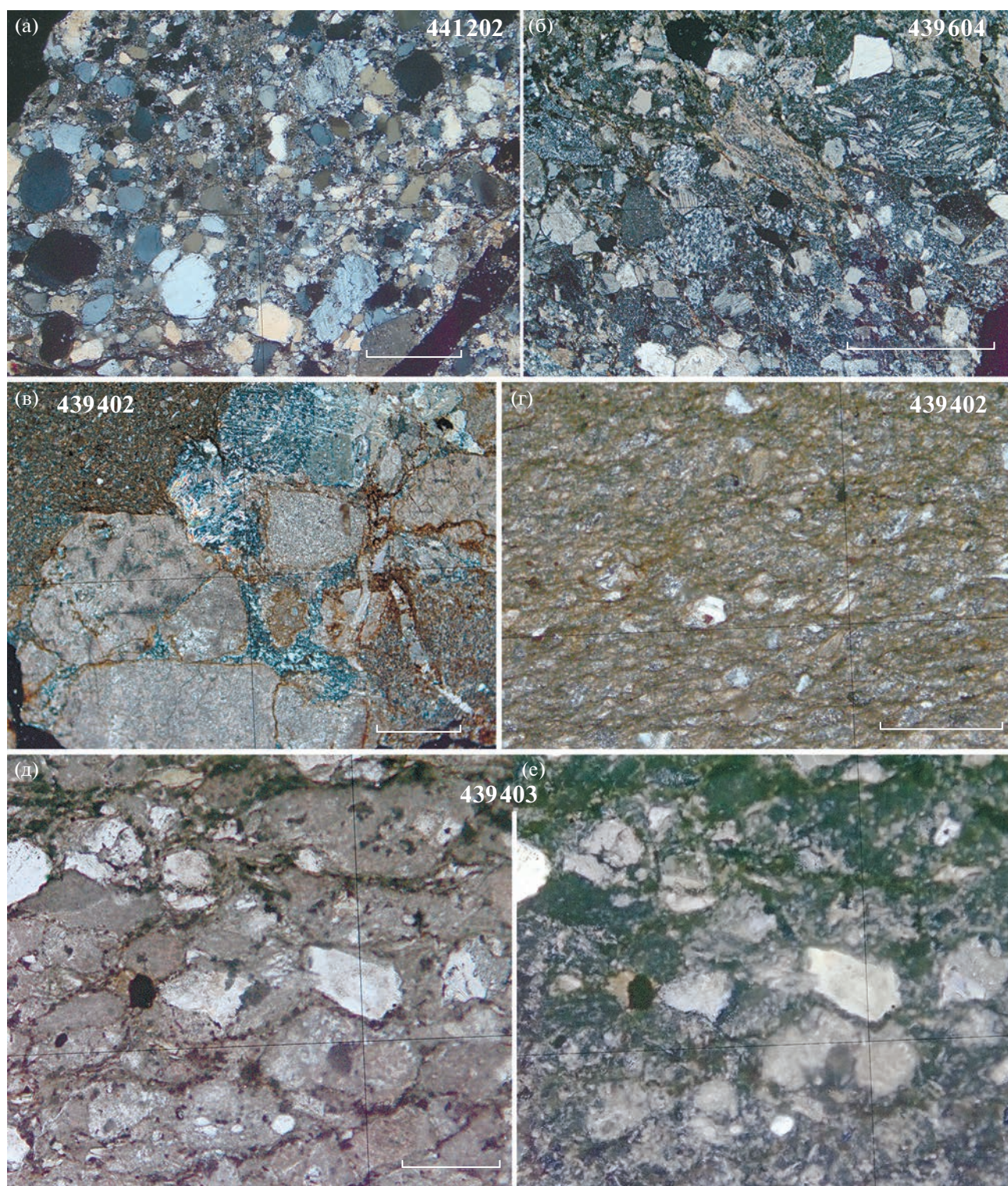
Возраст почти всех проанализированных цирконов (105 зерен из 121) находится в диапазоне 750–560 млн лет, причем большая часть значений ограничена интервалом 730–620 млн лет (рис. 5б). Главный пик отвечает возрасту 650 млн лет, дополнительный неявно выраженный пик — 710 млн лет. Кроме доминирующей позднепротерозойской группы, восемь зерен имеют архейский возраст в интервале 2500–2600 млн лет, с пиковым значением 2570 млн лет на KDE графике. Три зерна имеют палеопротерозойский возраст, одно датировано концом мезопротерозоя и еще одно — ранним неопротерозоем.

Образец 439402 (карбонатный гравелит с песчаным матриксом)

Образец представлен несортированным гравелитом с преобладающими крупными (до сантиметра) карбонатными обломками и неравномерно расланцованным песчано-алевритовым, частично карбонатизированным матриксом (рис. 4в). Некоторые обломки карбонатной породы обладают гранобластовой структурой, но в некоторых карбонат неоднородный и, вероятно, вторичный, развившийся по силикатному матриксу, представленному листовато-чешуйчатым агрегатом бледно окрашенного хлорита и цеолита. Одно из карбонатных зерен обладает сферолитовой структурой.

Рис. 4. Фотографии шлифов проанализированных образцов.

(а) — обр. 441202 (разнозернистый песчаник). Преобладают обломки кварца; крупные обломки хорошо окатаны, видна кайма регенерации; мелкие могут быть и остроугольными. Также видны крупные редкие зерна плагноклаза и калиевого полевого шпата. Промежутки между крупными зернами заполнены аналогичными обломками песчаной и алевритовой размерности. Длина масштабной линейки 500 мкм. (б) — обр. 439604 (вулканомиктовый песчаник). Видны неокатанные обломки разнообразных вулканических пород преимущественно дацит-риолитового состава, реже андезитов и базальтов; кристаллокласты кварца, плагноклаза, санидина (?). Длина масштабной линейки 500 мкм. (в, г) — обр. 439402 (карбонатный гравелит с туфовым матриксом): (в) — видны обломки карбонатных пород с разной структурой, частично это карбонатизированные силикатные зерна. Слева — участок матрикса. Длина масштабной линейки 250 мкм. (г) — матрикс крупным планом. Видны тесно прижатые один к другому обломки частично раскристаллизованных эффузивов и полевого шпата. Единичные зерна сложены кварцем. Длина масштабной линейки 50 мкм. (д, е) — обр. 439403 (базальтовый туф): (д) — николи параллельны, (е) — николи скрещены. Порода состоит из комочков частично раскристаллизованного базальтового стекла. Длина масштабной линейки 150 мкм.



рой (радиально-лучистый сноповидный карбонат). Возможно, это карбонатизированная сферолитовая лава. Матрикс неоднородный по минеральному и гранулометрическому составу. Значительная его часть состоит из частично карбонатизированных мелких комочков, которые, возможно, представ-

ляют собой фрагменты девитрифицированного стекла (рис. 4г). Некоторые из таких комочков сохранили структуру, среди них диагностированы зерна андезита или базальта, состоящие из разноориентированных микролитов плагиоклаза, и обломки фельзита. В матриксе неравномерно рас-

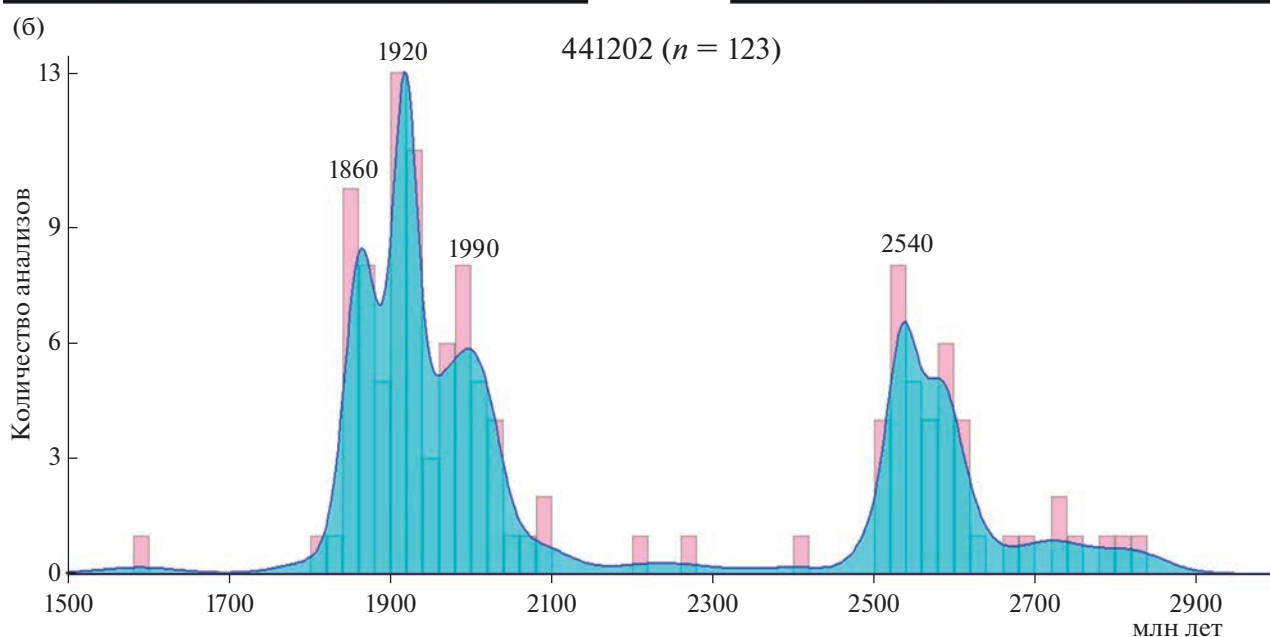
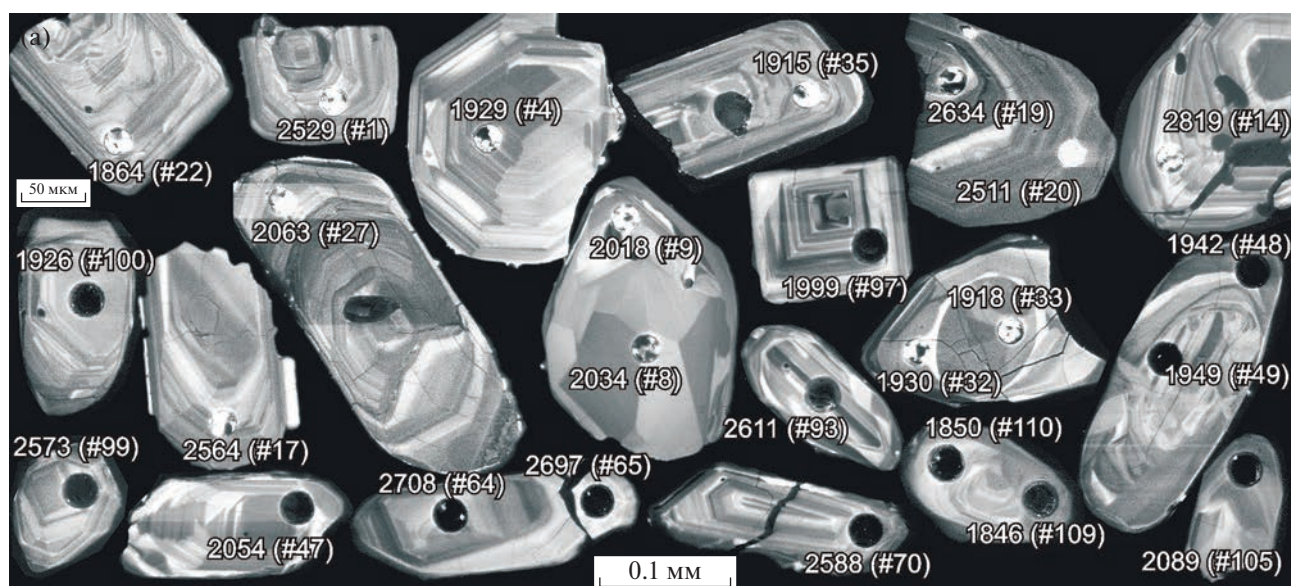


Рис. 5. Характеристика цирконов образца 441202.

(а) – выборочные катодолуминесцентные изображения проанализированных цирконов. Подписаны возрасты в млн лет и номера (в скобках) проанализированных точек. Номера соответствуют таковым в таблице изотопных данных (см. ESM). Здесь и далее для архейских и раннепротерозойских цирконов указан возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, для неопротерозойских и кембрийских – по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. (б) – гистограммы распределения возрастов (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) и KDE график. Подписан возраст главных пиков.

пределены зерна кварца, серицитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварцита, кварц-хлорит-мусковитового агрегата.

Цирконы этого образца разнообразны по степени окатанности и по внутренней структуре. Примеры цирконов главных популяций приведены на рис. 6а и обсуждаются ниже.

По обр. 439402 получено 85 конкордантных датировок. Большая часть анализов (45) отвечает раннепротерозойскому возрасту, причем 43 да-

тировки из этого количества ограничены интервалом 880–920 млн лет. Весь этот кластер охватывается узким KDE пиком 900 млн лет (рис. 76). Распределение остальных полученных датировок следующее: 24 зерна имеют палеопротерозойский возраст (1808–2070 млн лет), причем большая часть сосредоточена в интервале 1900–2000 млн лет с KDE пиком 1980 млн лет; одно зерно имеет позднепротерозойский возраст; для остальных 15 зерен получены оценки возраста в интервале

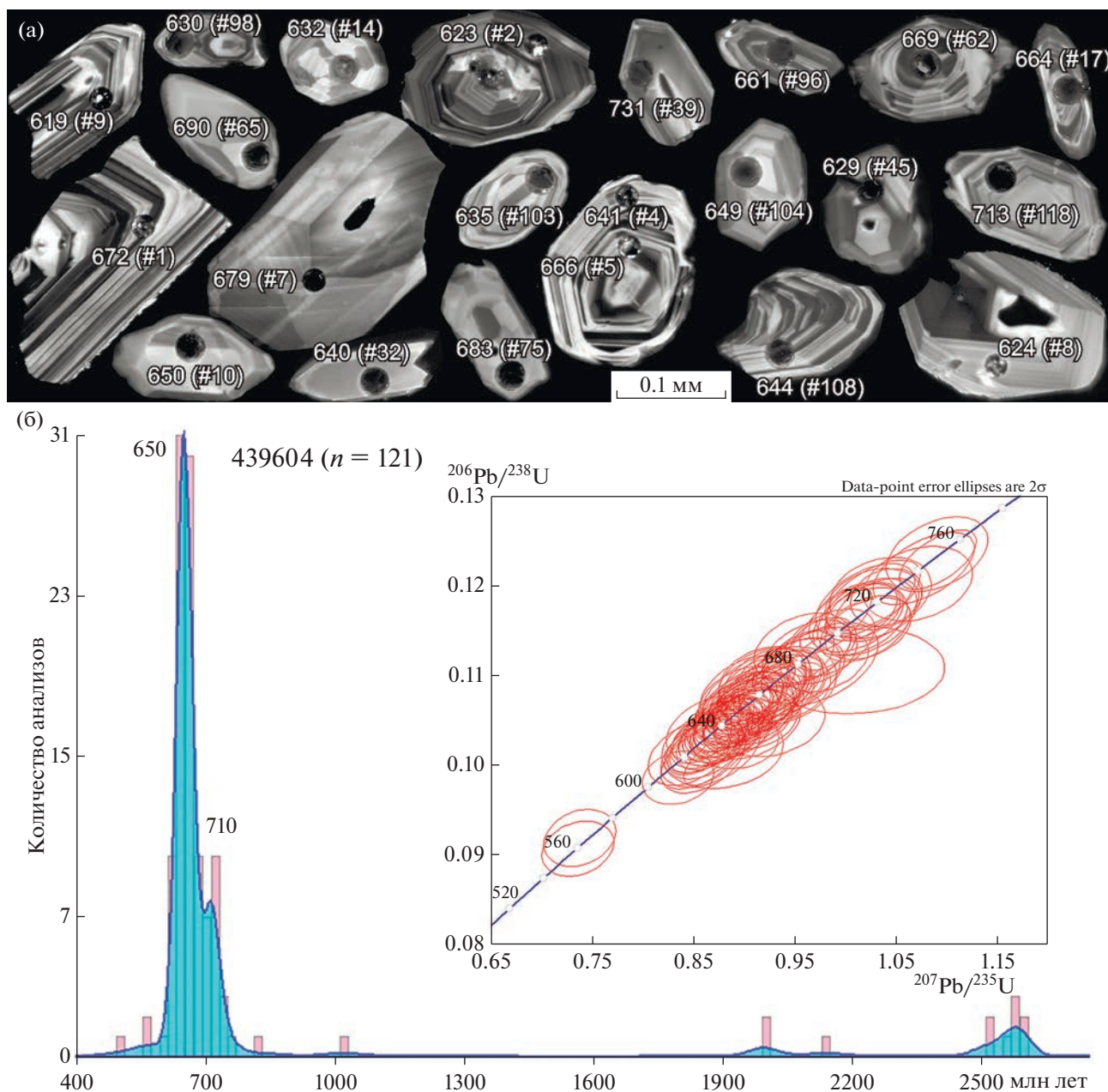


Рис. 6. Характеристика цирконов образца 439604.

(а) — катодоллюминесцентные изображения наиболее выразительных поздненеопротерозойских (618–672 млн лет) зерен; (б) — гистограммы распределения возрастов и KDE графики. На врезке изотопная диаграмма, иллюстрирующая распределение изотопных анализов позднего неопротерозоя. См. также подпись к рис. 4.

490–513 млн лет (кембрий) с пиком 500 млн лет на KDE графике, что совпадает с конкордантным возрастом этого кластера на U–Pb изотопной диаграмме (рис. 7б).

Образец 439403 (разнозернистый карбонатизированный песчаник)

На значительной площади шлифа песчаные зерна и цемент почти полностью карбонатизирова-

ны, сохранились только крупные обломки кварца и частично крупные обломки полевых шпатов. Остальная часть шлифа сложена зернами кварца, полевых шпатов и мутными карбонатизированными комочками трудно диагностируемого агрегата, в которых иногда угадываются микролиты и не вполне явные реликты закономерной структуры (рис. 4д). Встречаются обособленные крупные (до 0.7 мм) зерна слабо серицитизированного плагиоклаза, ортоклаз-пертита, монокристалли-

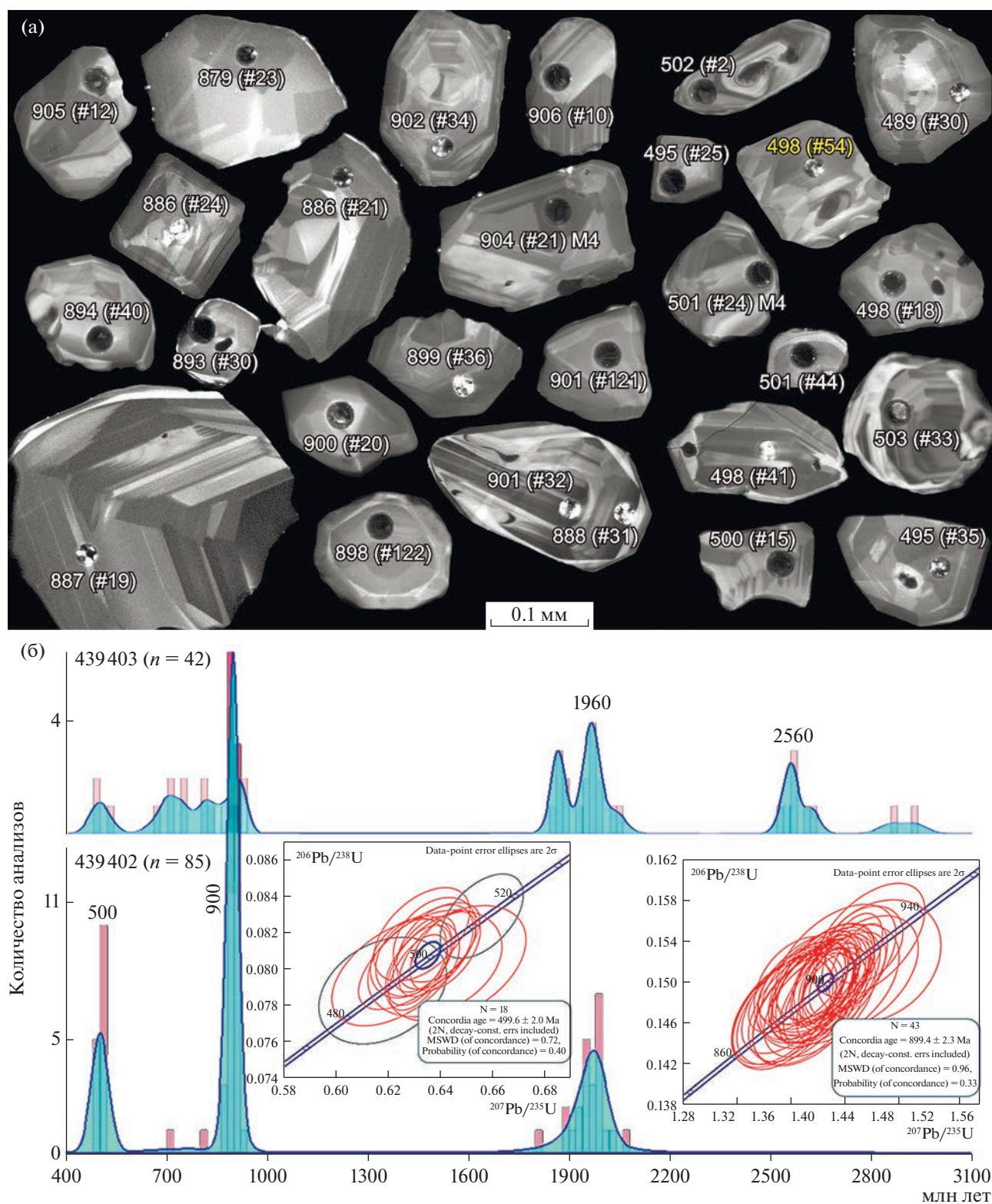


Рис. 7. Характеристика цирконов образца 439402.

(а) — катодолуминесцентные изображения. Слева цирконы кластера ~900 млн лет, справа — 500 млн лет. Анализ № 54 (желтый шрифт в электронной версии) отвечает зерну циркона из родственного образца 439403. Присутствуют две пары зерен с одинаковыми номерами — 21 и 24, с разных шайб (экземпляры с шайбы M4 обозначены специально). (б) — гистограммы распределения возрастов и KDE графики. Показаны также изотопные уран-свинцовые диаграммы для кластеров 900 и 500 млн лет.

ческого кварца и ксеноморфные фрагменты зеленого хлорита.

Для обр. 439403 получены 42 конкордантные оценки возраста. Девять зерен датированы археем (2538–2934 млн лет) с пиком 2560 млн лет; 17 зерен — палеопротерозоем (1845–2049 млн лет) с двумя пиками 1870 и 1960 млн лет; 8 зерен — ранним неопротерозоем со слабо выраженным пиком 905 млн лет; 5 зерен — поздним неопротерозоем со слабо выраженным пиком 720 млн лет (рис. 76).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Раннедокембрийские цирконы присутствуют во всех образцах в разных количествах, но в обр. 441202 к раннедокембрийским относятся все 122 (за исключением одного) проанализированных кристалла. Этот образец, по-видимому, происходит из наиболее древних отложений на опробованной площади и вряд ли может быть сопоставлен с какой-либо из упомянутых свит, так как все они содержат неопротерозойский вулканический материал. Раннедокембрийские цирконы происходят из фундамента Сибирского кратона, что доказывается их сопоставлением с возрастными популяциями детритовых цирконов заведомо сибирского происхождения, выделенных из пород мезопротерозойского чехла в восточной части Енисейского кряжа (рис. 1) (Priyatkina et al., 2016; Прияткина и др., 2019; неопубликованные данные авторов). Из этого следует два вывода. (1) Во время формирования этой осадочной породы Киселихинский пояс входил в состав Сибирского континента и не отделялся от него океаном. (2) Раннедокембрийская кластика транспортировалась с востока на запад (в современных координатах) через территорию будущего (или бывшего) орогена Енисейского кряжа. Отсутствие среди этой кластики неопротерозойских цирконов, типичных для этого орогена, можно интерпретировать следующим образом: либо указанный ороген во время осадконакопления был уже полностью пенеппенизирован, либо территория современного Енисейского кряжа во время осадконакопления еще не превратилась в ороген и не стала ареной интенсивного магматизма. Первый вариант предполагает эдиакарский (или даже более молодой) возраст опробованной осадочной породы, второй вариант указывает на мезопротерозойский возраст.

Первый вариант, на первый взгляд, кажется привлекательным: действительно, в эдиакарских отложениях восточной (приплатформенной) зоны Енисейского кряжа в распределении возрастов детритовых цирконов резко доминируют раннедокембрийские (“сибирские”) значения (Priyatkina et al., 2016; Кузнецов и др., 2018). Сходное распределение возрастов демонстрируют также

цирконы из эдиакарских толщ Сибирской платформы в Присянье и Прибайкалье (Летникова и др., 2013; Priyatkina et al., 2018; Gladkochub et al., 2019). Очевидно, ничто не препятствовало поступлению обломочного материала в упомянутые эдиакарские бассейны из внутренних частей Сибирского кратона. Однако палеогеографическая позиция эдиакарского бассейна в пределах Киселихинского пояса была иной. В этом поясе эдиакарские породы представлены вороговской серией, которая, согласно реконструкции Ю.К. Советова, накапливалась в трогее, отгороженном поднятием от Сибирской платформы (Sovetov, Le Heron, 2016). Спектр возрастов детритовых цирконов в песчаниках серии, опробованных на трех стратиграфических уровнях, не имеет ничего общего со спектром обр. 441202: в эдиакарских песчаниках вороговской серии преобладают неопротерозойские цирконы (Летникова и др., 2017; Вишневская и др., 2017). Но даже и позднее, в кембрии, когда ороген Енисейского кряжа оказался полностью пенеппенизирован и на его территории стали накапливаться карбонатные породы и эвапориты, в спектре возрастов детритовых цирконов продолжали присутствовать неопротерозойские датировки даже в восточной приплатформенной зоне Енисейского кряжа (Кузнецов и др., 2020б).

С учетом этого, второй вариант интерпретации данных, предполагающий мезопротерозойский возраст опробованного песчаника, становится более обоснованным. Мы считаем, что толща, из которой отобран обр. 441202, является аналогом одной из свит мезопротерозойской сухопитской серии, закартированных в восточных и центральных районах Енисейского кряжа (рис. 1) и имеющих сходный спектр возрастов детритовых цирконов, которые все происходят из фундамента Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2016; Прияткина и др., 2019; неопубликованные данные авторов). Более того, выраженный пик 2540 млн лет на KDE графике (рис. 5) с точностью до $\pm 1\%$ совпадает с возрастом наиболее распространенных позднеархейских гранитов в фундаменте западной части Сибирской платформы. Граниты вскрыты многочисленными скважинами к востоку от Енисейского кряжа и имеют возраст от 2563 ± 10 до 2525 ± 10 млн лет (SHRIMP; Самсонов и др., 2021, 2022). Во время накопления песчаника (обр. 441202) будущий Енисейский кряж еще не превратился в ороген и не стал ареной гранитного магматизма, Исаковский океанический бассейн еще не раскрылся, Киселихинский пояс входил в состав мезопротерозойской пассивной окраины Сибирского палеоконтинента. Слабая степень окатанности зерен циркона (рис. 5а) и присутствие в песчаниках крупных обломков щелочного полевого шпата и плагиоклаза, образовавшихся при эрозии гранитов, предполагают прямой транспорт кластики с близкорасположенного источника. Ве-

роятно, им являлся кристаллический фундамент, выходы которого присутствовали в мезопротерозое не только в отдаленных частях Сибирского палеоконтинента, но также и в пределах территории, занятой ныне Енисейским краем (Kuzmichev, Sklyarov, 2016; Кузнецов и др., 2020a). Эти же данные указывают на присутствие в Киселихинском поясе фундамента Сибирского кратона.

Интервал 1800–925 млн лет, длительностью почти 900 млн лет, вообще не представлен в нашей коллекции возрастов детритовых цирконов.

Первая половина неопротерозоя — следующий возрастной кластер полученных датировок. Интервал возрастов для индивидуальных зерен циркона составляет 925–800 млн лет. Он представлен в трех образцах, но типовым следует считать обр. 439402 (карбонатный гравелит), в котором цирконы этого этапа преобладают (45 анализов из 85). Диапазон индивидуальных датировок здесь уже: 880–910 млн лет. На U–Pb изотопной диаграмме конкордантный возраст этого кластера, построенного по 43 анализам, составляет 899 ± 2 млн лет (рис. 7б), что совпадает с пиком на KDE графике. Цирконы не окатаны или слабо окатаны, с характерной внутренней структурой, в которой сочетаются секториальная и осцилляционная зональность, некоторые содержат ядра, окруженные дискордантными оболочками, встречаются метаморфические каймы (рис. 7а). Более молодые неопротерозойские цирконы в этом образце практически отсутствуют (два зерна). Двадцать четыре кристалла имеют палеопротерозойский возраст, причем эти цирконы не несут следов длительной транспортировки, встречаются зерна с гранулитовой внутренней структурой; архейских зерен нет. Скорее всего, размывалось локальное поднятие, сложенное палеопротерозойскими кристаллическими породами (или мезопротерозойскими метасадочными породами, содержащими только раннекембрийские цирконы), которые были интродуцированы гранитами с возрастом 900 млн лет. Этот возрастной кластер требует обсуждения.

В первой половине неопротерозоя Енисейский край представлял собой сегмент активной окраины Сибирского палеоконтинента (Kuzmichev, Sklyarov, 2016). В основной (“кратонной”) части Енисейского края (рис. 1) среди датированных к настоящему времени неопротерозойских гранитоидов наиболее древний возраст получен по порфиروبластическим плагиогнейсам среднего течения р. Гаревка: 882 ± 8 млн лет (Козлов и др., 2012). Близкий, но несколько более молодой возраст имеют биотитовые граниты Ерудинского и Каламинского массивов из центральной части Енисейского края: 878.5 ± 1.5 и 875 ± 7 млн лет соответственно (Vernikovskiy et al., 2007). Совокупность возрастов проанализированных цирконов любого из перечисленных массивов не отве-

чает пику 900 млн лет. Мы предполагаем, что в Киселихинском поясе, который в начале неопротерозоя представлял собой внешнюю зону активной окраины Сибири, зафиксированы свидетельства магматических событий, которые не проявились во внутренней части этой окраины. Этот вывод подтверждается независимыми данными по детритовым цирконам из северной части пояса, указывающими на аналогичные, а также еще более ранние магматические события в начале неопротерозоя (Данукалова и др., 2022). Если не учитывать присутствия в гравелите (обр. 439402) кембрийских цирконов (обсуждаются ниже), то представляется вероятным, что он накопился до мощной вспышки вулканизма в Киселихинском поясе (750–620 млн лет), так как этот этап представлен единственным зерном. Наиболее вероятный возраст накопления — начало второй половины неопротерозоя (800–750 млн лет). В это время регион развивался в обстановке рифтогенеза, и в область размыва мог попасть локальный источник, упомянутый выше.

Цирконы второй половины неопротерозоя широко представлены только в обр. 439604, где на их долю приходится 104 анализа из 117. Порода представляет собой вулканомиктовый песчаник, и фактически этим образцом нам действительно удалось опробовать магматическую провинцию, аналогов которой нет в основной части Енисейского края. Наибольшее количество датировок (98 анализов) сосредоточено в интервале 726–606 млн лет с явным сгущением значений в диапазоне 672–622 млн лет (70 анализов). Разнообразие обломков вулканитов, наблюдающихся в шлифе, указывает на дифференцированный (надсубдукционный) вулканический комплекс. Внутренняя структура кристаллов циркона отражает эпизоды растворения и обрастания, присутствуют зерна как с осцилляционной, так и с секториальной зональностью; вероятно, эродировались не только вулканиты, но и плутонические породы. С учетом данных по цирконам песчаника (обр. 441202), это был магматизм не в островной дуге, а в активной континентальной окраине, который продолжался на протяжении 120 млн лет и включал интервал непрерывного массового вулканизма длительностью 50 млн лет. Конкордантный возраст кластера из пяти самых молодых анализов составляет 620 ± 6 млн лет, 2σ , СКВО 3.9, что соответствует началу эдиакария. Это значение принято в качестве максимального возраста осадконакопления. Данная оценка не учитывает двух обособленных позднеэдиакарьских датировок (560 и 566 млн лет), которых недостаточно для уверенных выводов.

Подобные массовые проявления поздненеопротерозойского дифференцированного вулканизма в Енисейском крае отсутствуют. Известны только незначительные по масштабу выходы

рифтогенных базальтов или бимодальных вулкаников с возрастом 715–700 млн лет (Ножкин и др., 2007, 2013; Кузнецов и др., 2019; Rud'ko et al., 2020). Предположительно, вулканический пояс, опробованный обр. 439604, располагался западнее современного Енисейского кряжа и ныне погребен под чехлом Западно-Сибирской плиты.

Кембрийские цирконы присутствуют в обр. 439402 в количестве 15 кристаллов, образующих кластер с возрастом 500 млн лет (поздний кембрий) (рис. 76). Еще три зерна подобного возраста присутствуют в обр. 439403. На катодолюминесцентных изображениях кристаллы данной популяции демонстрируют магматическую секториальную и осцилляционную зональность, иногда нарушенную вследствие метаморфического воздействия; встречаются кристаллы с метаморфическими оболочками (рис. 7а). Такие зерна могли бы принадлежать какому-нибудь мигматитовому комплексу. Следовательно, размывался полноценный позднекембрийский ороген. Возможны два варианта интерпретации этого факта: либо толща, из которой отобраны указанные образцы, является верхнекембрийской—ордовикской, либо эта толща является неопротерозойской, а кембрийские цирконы в ней представляют результат засора.

Платформенный чехол, включающий породы позднего кембрия и ордовика, в которых можно было бы ожидать присутствие цирконов с возрастом 500 млн лет, перекрывал некогда весь Енисейский кряж. Останцы нижнепалеозойского чехла присутствуют и в северной части кряжа, показанной на рис. 1. Это фрагмент чехла, на котором написано “Вороговка” (50 км к СВ от исследованного участка), и попавшая на рисунок северная часть обширного выхода средне-верхнекембрийских (эвенкийская свита) и ордовикских пород, на котором написано “Тис” (100 км к ЮЮВ). Данные о возрасте детритовых цирконов непосредственно из этих выходов отсутствуют, но известны для цирконов из пород эвенкийской свиты восточной приплатформенной части кряжа. Проанализированный образец песчаника этой свиты содержит цирконы с широким спектром возрастов, включая почти весь неопротерозой, палеопротерозой (основная часть зерен) и архей (Прияткина и др., 2016). Присутствуют также датировки 500 млн лет, причем выраженный пик возрастов на кривой плотности распределения имеет немного более древнее значение, чем 500 млн лет (точнее по приведенному в публикации рисунку определить невозможно). Сходный пик (480 млн лет) присутствует и в среднеордовикских песчаниках из нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска (Кузнецов и др., 2022). Но еще большее сходство с обсуждаемыми образцами выявлено в спектрах возрастов обломочных цирконов в породах чехла Сибирской платформы на территории, расположенной южнее, прибли-

зительно в 1000 км к ЮЮВ от изучаемого района. Два образца из самой верхней части кембрийского разреза, отобранные из двух пунктов, отстоящих друг от друга на 500 км, выявили одинаковые возрастные спектры. Объединенные анализы в количестве 137 конкордантных значений демонстрируют следующее распределение возрастов: архей и палеопротерозой — 23 зерна; мезопротерозой — 4 зерна; неопротерозой — 59 зерен с KDE пиками 800 и 620 млн лет; палеозой — 50 зерен. Палеозой представлен кембрийскими зернами (за исключением одного нижнеордовикского), которые образуют единую обособленную популяцию с выраженным пиком 506 млн лет (Gladkochub et al., 2022).

Кембрийские цирконы во всех обсуждавшихся образцах происходят из нижнепалеозойских орогенов, обрамлявших Сибирский палеоконтинент с юга. Следует подчеркнуть, что его площадь к началу палеозоя увеличилась за счет приращения к нему неопротерозойских террейнов. На широте Енисейского кряжа граница кембрийского Сибирского палеоконтинента намечается в 200–300 км западнее р. Енисей. Кембрийская вулканическая толща разбурена скважиной Вездеходная-4 в 270 км к ЗЮЗ от р. Солоха. Здесь вскрыты нижнекембрийские базальты и глубоководные осадки общей мощностью 1300 м, интерпретированные как комплекс задугового бассейна (Конторович и др., 1999). Подобные породы вряд ли содержат много циркона, но туфы кислого и среднего состава эпизодически встречаются в отложениях среднего—верхнего кембрия и нижнего ордовика, представленных платформенными фациями, во многих скважинах, пробуренных на левобережье Енисея гораздо ближе к исследованному району (Сараев, Филиппов, 2015). Предполагается, что вулканогенный материал поступал с юго-запада. Аналогичный материал мог присутствовать и в породах эвенкийской свиты среднего—верхнего кембрия, которая перекрывала когда-то всю западную зону Енисейского кряжа, и присутствие в ней популяции цирконов с усредненным возрастом 500 млн лет кажется вполне уместным. Следовательно, проблемные обр. 439402 и 439403 теоретически можно было бы отнести к незадокументированным выходам эвенкийской свиты. Отсутствие признаков метаморфизма в этих породах, судя по имеющимся шлифам, согласуется с таким предположением.

Тем не менее мы считаем более правдоподобным второй вариант: опробованы неопротерозойские породы, а популяция 500 млн лет является результатом засора. В пользу этого варианта можно привести следующие доводы. (1) Если исключить кембрийские значения, то спектр возрастов детритовых цирконов обр. 439402 и 439403 весьма сходен с таковым у пород киселихинской свиты северной части пояса. Шесть образцов детрито-

вого циркона из этой свиты демонстрировались А.Б. Кузьмичевым с соавторами (2022), три образца со сходными неопротерозойскими кластерами обсуждались М.К. Данукаловой с соавторами (2022). (2) Неопротерозойские и палеопротерозойские цирконы обр. 439402 получены из локального источника, сложенного мезопротерозойскими (или палеопротерозойскими) породами, прорванными гранитами с возрастом 900 млн лет (см. обсуждение выше). Экспозиция такого источника в районе места отбора образца во время накопления пород эвенкийской свиты представляется маловероятной. Кембрийские цирконы в этом образце действительно могли быть получены из пород эвенкийской свиты. Можно представить, что во время размытия платформенного чехла устойчивые к выветриванию тяжелые минералы, включая циркон, просаживались по трещинам в выветрелые подстилающие породы, вместе с которыми и были опробованы.

ВЫВОДЫ

1. Обр. 441202 представляет собой несортированный полевошпат-кварцевый песчаник, состоящий из продуктов разрушения пород кристаллического фундамента Сибирского кратона, транспортированных на короткое расстояние. По аналогии с мезопротерозойскими породами сухопитской серии восточных и центральных районов Енисейского кряжа с похожим набором возрастов детритовых цирконов, мы полагаем, что обсуждаемый песчаник также накапливался в мезопротерозое на пассивной окраине Сибирского континента. Исаковский океанический бассейн, отделявший в неопротерозое Киселихинский пояс от континента, в это время еще не раскрылся.

2. В двух образцах карбонатизированных песчаников и гравелитов (обр. 439402 и 439403), отобранных из соседних обнажений, содержатся раннекембрийские цирконы фундамента Сибирского кратона и цирконы первой половины неопротерозоя. Полученные по этим образцам данные не надежны, так как цирконов из них было выделено слишком мало и, кроме того, в этих образцах присутствуют палеозойские цирконы, которые мы считаем результатом засора. Однако если кембрийские цирконы не принимать в расчет, то именно эти образцы по возрастным спектрам сходны с породами, закартированными как киселихинская свита в северной части одноименного пояса (Кузьмичев и др., 2022; Данукалова и др., 2022). Важность этих образцов заключается в том, что они подтверждают возможность прослеживания некой стратифицированной толщи (не принципиально, как ее именовать) вдоль всего пояса от самой северной его части, где она представлена кристаллическими сланцами, до южной части, где породы не метаморфизованы заметным обра-

зом. Предположительный возраст свиты — середина неопротерозоя (800–750 млн лет), когда обломочные породы могли накапливаться за счет локальных источников, экспонированных в обстановке рифтогенеза.

3. Вулканомиктовый песчаник (обр. 439604), состоящий из обломков разнообразных вулканических и в меньшей степени плутонических пород, позволил опробовать магматическую провинцию позднего неопротерозоя. Разнообразие вулканитов, включающих обломки пород разной кремнекислотности, указывает на надсубдукционную обстановку. Вулканический пояс, вероятно, погребен под фанерозойскими осадками Западно-Сибирской плиты и только своим краем захватывает Киселихинский пояс. Магматизм продолжался более 100 млн лет и включал эпизод массового непрерывного вулканизма в интервале 672–622 млн лет. Опробованный песчаник имеет эдиакарский возраст: максимальный возраст осадконакопления 620 ± 6 млн лет (2 σ , конкордантный кластер из 5 анализов).

4. Проанализированные образцы отобраны из отложений трех разных уровней разреза докембрия: из мезопротерозоя, основания второй половины неопротерозоя, верхов неопротерозоя, которые следует отнести к разным стратиграфическим сериям. Накопление этих серий прерывалось этапами деформаций, вызывавших экспонирование и вовлечение в область эрозии новых комплексов магматических и метаморфических пород, о чем свидетельствуют спектры возрастов детритовых цирконов. Схема стратиграфии Киселихинского пояса требует пересмотра.

5. В совокупности с выводами по северной части пояса (Данукалова и др., 2022; Кузьмичев и др., 2022), полученные результаты заставляют внести коррективы в сценарий тектонической эволюции Енисейского кряжа. В первой половине неопротерозоя (1000–800 млн лет) Киселихинский пояс представлял собой участок внешней зоны активной окраины Сибирского палеоконтинента. В этой зоне фиксируются проявления надсубдукционного магматизма, более ранние, чем предполагалось в (Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Зона была отчленена от континента в процессе рифтогенеза, осуществившегося в интервале 800–750 млн лет. Соответственно, в современной основной части Енисейского кряжа сохранилась только тыловая часть активной окраины раннего неопротерозоя с неполной тектонической зональностью. Во второй половине неопротерозоя, в интервале 750–600 млн лет, Киселихинский пояс развивался в виде микроконтинента с фундаментом Сибирского кратона, переработанным в неопротерозое, и не являлся океанической островной дугой, как это предполагалось в (Vernikovskiy et al., 2003; Kuzmichev, Sklyarov, 2016). С внешней (западной) сто-

роны микроконтинент был ограничен активной окраиной. В современной структуре пояс корректно именовать Киселихинским террейном, большая часть которого скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты.

Благодарности. Авторы признательны Б.Б. Кочневу за тщательный анализ рукописи и конструктивные замечания и рекомендации, позволившие сделать ее более логичной, и Н.Б. Кузнецову за рецензирование работы и полезные комментарии.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-77-10096).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варганов А.С., Москалев В.А., Бармин В.А., Качевский Л.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист Р-46 (Северо-Енисейский). Комплект карт и объяснительная записка (470 с.). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожниинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. АН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806—810.
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Маслов А.В., Благовидов В.В., Метелкин Д.В., Прияткина Н.С. Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемотратиграфия и данные U—Pb-датирования детритовых цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311—315.
- Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Бабицкий Е.Ф., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 2. “Архейский блок” на северо-западе Исаковского домена Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 63—65.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 500 000. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.
- Ковригина Е.К. (отв. ред.). Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-46, 47 — Байкит. Объяснительная записка. Л.: Ленингр. карт. фабрика объедин. “Аэрогеология”, 1981. 199 с.
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П. Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского кряжа в бассейне рек Верхней и Нижней Сурних, Столбовой и Исаковки // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 40. С. 3—15.
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П. Магматические породы северо-западной части Енисейского кряжа // Тр. ВСЕГЕИ. 1967. Т. 112. С. 140—154.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектонометаморфическая эволюция гаревского поли-
- метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476—1496.
- Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каиштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. С. 1022—1031.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф. Тасеевская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1370—1385.
- Кузьмичев А.Б. Тектоника Исаковского синклинали Енисейского кряжа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1987. 19 с.
- Кузнецов Н.Б., Прияткина Н.С., Рудько С.В., Шаццло А.В., Коллинз В.Дж., Романюк Т.В. Первые данные о U/Pb изотопных возрастах и Lu/Hf-изотопно-геохимической систематике детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда—кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 49—53.
- Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Рудько Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Каныгина Н.А., Романюк Т.В. U—Pb датировки цирконов из диамиктитов р. Вороговка на севере Енисейского кряжа — первые геохронологические доказательства оледенения Стерт в Сибири // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 1. С. 310—315.
- Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Прияткина Н.С., Романюк Т.В., Шаццло А.В. Возраст и геохимические характеристики метакристаллов Енисейского кряжа: сибирские корни Центрально-Ангарской террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020а. С. 193—196.
- Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В., Романюк Т.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Московский Д.В. Первичные источники циркона из обломочных пород неопротерозойских и нижнепалеозойских толщ Восточно-Ангарской зоны (север Енисейского кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020б. С. 197—199.
- Кузнецов Н.Б., Покровский Б.Г., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С., Дронов А.В. Источники обломочного материала для песчаников среднеордовикской байкитской свиты (байкитские песчаники) нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска (Байкитская антеклиза) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 153—154.
- Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Хубанов В.Б. Фрагменты океанической литосферы в структуре Исаков-

- ской аккреционной призмы (Енисейский кряж): обоснование субдукции под окраину Сибирского палеоконтинента в позднем неопротерозое // *Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, 2017. С. 204–207.
- Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Со-мскова А.В., Хубанов В.Б., Брянский Н.В., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 1. Состав, возраст и геодинамическая позиция “островодужного” Порожнинского гранитного комплекса на СЗ окраине Енисейского кряжа // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 158–160.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джени Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm–Nd) свидетельства, данные U–Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.
- Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Вишневская И.А., Иванов А.В. Смена источников сноса рифейских и вендских терригенных отложений краевых частей Сибирской платформы (север, запад, юг): результаты U–Pb датирования детритовых цирконов и Sm–Nd изотопные данные // *Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, 2017. С. 243–246.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 12. С. 1307–1320.
- Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздне-неопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.
- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Первые данные о поздневендском гранитоидном магматизме северо-западной части Саяно-Енисейского аккреционного пояса // *Геохимия*. 2017. № 9. С. 800–810.
- Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В., Рудько С.В., Худoley А.К., Коллинз В.Дж. U–Pb датирование цирконов из позднедокембрийских и раннепалеозойских песчаников Енисейского кряжа // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания*. 2016. Вып. 14. С. 230–232.
- Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Худoley А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В. Погоруйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U–Pb датирования обломочных цирконов // *Докл. АН*. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.
- Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.
- Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Соловьева Н.В., Жиличева О.М., Дубенский А.С., Шешуков В.С. Восточная окраина неоархейского Тунгусского супертеррейна: данные по скважинам в центральной части Сибирского кратона // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 6. С. 663–676.
- Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф. Доюрские магматические комплексы Предьенейского осадочного бассейна на юго-востоке Западной Сибири // *Междунар. научн. конф. “Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология”*. Сб. материалов. Новосибирск, 2015. Т. 1. С. 145–149.
- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. Карта золотонности северной части Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 200000. Красноярскгеолсъемка, 2012.
- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В., Дмитриева Е.В., Дмитриев Г.А., Миллер В.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXV (р. Вороговка). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2019. 188 с.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. U–Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Res.* 2019. V. 65. P. 1–16.
- Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V., Khubanov V.B., Sizov A.V. Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: evidence from U–Pb dating of detrital zircons // *J. Asian Earth Sci.* 2022. V. 8. 100107. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100107>
- Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transsanguaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 115. P. 419–441.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2008. № 4. 57 p.
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. Q0AA06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. At. Spectrom.* 2011. V. 26 (12). P. 2508–2518.
- Petrus J.A., Kamber B.S. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U–Pb geochronology data reduction // *Geostand. Geoanal. Res.* 2012. V. 36 (3). P. 247–270.
- Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian

- Craton: characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Res.* 2016. V. 285. P. 21–38.
- Priyatkinina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U–Pb–Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // *Precambrian Res.* 2018. V. 305. P. 197–217.
- Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T. Sturtian glaciation in Siberia: evidence of glacial origin and U–Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // *Precambrian Res.* 2020. V. 345. 105778.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105778>
- Slama J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood S.A.M., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249 (1–2). P. 1–35.
- Sovetov Ju.K., Le Heron D.P. Birth and evolution of a Cryogenian basin: glaciation, rifting and sedimentation in the Vorogovka Basin, Siberia // *Sedimentology.* 2016. V. 63. P. 498–522.
- Vermeesch P. On the visualisation of detrital age distribution // *Chem. Geol.* 2012. V. 312–313. P. 190–194.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics.* 2003. V. 375. P. 147–168.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precambrian Res.* 2007. V. 154. P. 175–191.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis // *Geostandard Newslett.* 1995. V. 19. P. 1–23.

Рецензенты Б.Б. Кочнев, Н.Б. Кузнецов

The First Detrital Zircon Data on the Northwestern Precambrian Yenisei Ridge: Identification of the Continental–Arc Kiselikha Terrane

A. B. Kuzmichev^{a, #}, A. A. Storozhenko^b, M. K. Danukalova^a, V. B. Khubanov^c, and A. S. Dubenskiy^a

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

^b *JSC “Siberian PGO”, RosGeo, Krasnoyarsk, Russia*

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

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

Northwestern segment of the Precambrian Yenisei Ridge contains ophiolite and is known in the literature as the Isakovka terrane or Isakovka domain. We suggest dividing it into two belts: the Kiselikha one (western) and Torzhikha (eastern), which differed in geodynamic regime during the late Neoproterozoic (~750–600 Ma). It is believed that the Kiselikha belt is composed mostly of volcanic rocks erupted at island arc setting in the second half of the Neoproterozoic, and that collision of this arc with Siberian continent formed the Yenisei Ridge orogen. This idea has not been sufficiently confirmed by geological and geochronological data. Dating of four detrital zircon samples extracted from sedimentary and volcanic-sedimentary rocks in the southern part of the belt revealed that the sampled strata belong to three different Precambrian levels: the Mesoproterozoic, the mid Neoproterozoic (800–750 Ma), and the end of the Neoproterozoic (620–600 Ma). Thus the authorized stratigraphic layout of the belt as well as its proposed island-arc origin require revision. By this paper we announce the identification of the Kiselikha terrane, which was a part of active margin of the Siberia paleocontinent at the beginning of the Neoproterozoic. Approximately in the middle of the Neoproterozoic, this block was rifted off Siberia and further evolved as a microcontinent bounded by an active margin from the outer side.

Keywords: Yenisei Ridge, Neoproterozoic, Mesoproterozoic, detrital zircons, Siberian craton, Siberian paleocontinent

УДК 551.787.4(486)

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ, ИСКОПАЕМАЯ ИХТИОФАУНА И Sr-ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ФРАНА ЛАТВИЙСКОЙ СЕДЛОВИНЫ И ОРШАНСКОЙ ВПАДИНЫ, БЕЛАРУСЬ

© 2023 г. Д. П. Плакс¹, *, А. Б. Кузнецов², **, А. А. Гаврилова^{2, 3}, А. М. Кульков³

¹ Белорусский национальный технический университет, Минск, Беларусь

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: agnatha@mail.ru

**e-mail: antonbor9@mail.ru

Поступила в редакцию 16.12.2022 г.

После доработки 13.02.2023 г.

Принята к публикации 23.03.2023 г.

В статье приведено литологическое описание разрезов нижнефранского подъяруса верхнего девона: желонского горизонта и сарьянских слоев саргаевского горизонта, выходящих на поверхность в бассейне р. Сарьянка, Латвийская седловина. Представлено сводное литологическое описание саргаевских и семилукских отложений франского яруса в карьере Гралево Витебской области, Оршанская впадина. В нижнефранских отложениях обнаружены макро- и микромерные остатки гетеростраков, плакодерм, акантод, саркоптеригий, актиноптеригий, а также сколекодонты и конодонты; представлены их фотоизображения. Впервые определен изотопный состав Sr в остатках ихтиофауны из желонского и саргаевского горизонтов Беларуси. На основе палеоихтиологических и тафономических данных, литологии и изотопного состава Sr фрагментов ихтиофауны уточнены условия седimentации в желонское и сарьянское время, а также выполнена корреляция удаленных разрезов. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах ихтиофауны из сарьянских слоев в разрезах Латвийской седловины (разрезы Калюты 5а и 6, Виренка 1) и Оршанской впадины (карьер Гралево) лежат в сходных пределах: 0.70825–0.70842 и 0.70837–0.70856 соответственно. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ихтиофауне из желонского горизонта в разрезах Калюты 2 и Обухово 1 (Латвийская седловина) варьируют в пределах 0.70898–0.70932 и 0.71065–0.71102 соответственно. Высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемой ихтиофауне обоих горизонтов предполагают, что раннефранский палеобассейн был значительно опреснен, а соленость в палеобассейне сарьянского времени была сравнима с соленостью современного Балтийского моря.

Ключевые слова: ихтиофауна, изотопы Sr, хемотратиграфия, франский ярус, девон

DOI: 10.31857/S0869592X2306008X, **EDN:** YSLIGW

ВВЕДЕНИЕ

Отложения девонской системы широко распространены в пределах Восточно-Европейской платформы. Они формируют так называемое Главное девонское поле вдоль юго-восточной окраины Балтийского щита в пределах Ленинградской, Псковской, Новгородской и Тверской областей, Прибалтики и Беларуси (Геккер и др., 1935). Девонские отложения представлены разнообразными песчано-глинистыми и карбонатными осадочными породами морского, прибрежно-морского, лагунного и континентального происхождения. Отложения Главного девонского поля содержат огромный палеонтологический материал, позволяющий установить фациальные и биотические особенности в древних морских палеобассейнах. Среди многочисленных ископаемых остатков

особое место занимает ихтиофауна, которая широко распространилась в девонское время (Обручев, 1930). Южная часть Главного девонского поля охватывает северные и северо-восточные территории Беларуси. В тектоническом отношении девонские породы здесь приурочены к Латвийской седловине, Белорусской антеклизе и Оршанской впадине. На территории Латвийской седловины вскрыты породы от витебского горизонта эмского яруса нижнего девона до семилукского горизонта франского яруса верхнего девона (Кручек и др., 2001; Обуховская и др., 2010). На территории Оршанской впадины вскрыты отложения от витебского горизонта эмского яруса нижнего девона до нижнефаменского подъяруса верхнего девона на границе с Россией (Обуховская и др., 2010, 2018).

Таблица I

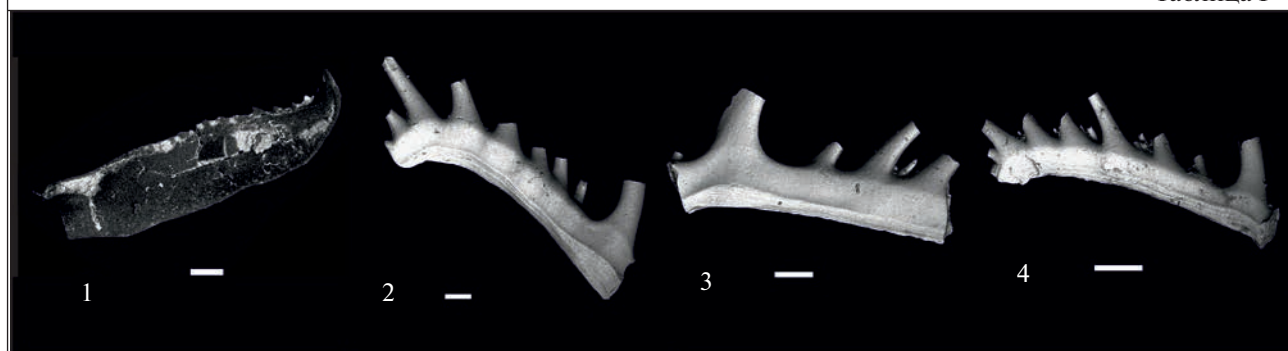


Таблица I. Сколекодонт и конодонты из нижнефранских отложений верхнего девона обнажения Калюты 2. Длина всех масштабных линеек 100 мкм.

1 — *Kettnerites* sp., экз. № 48/21-3, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, правая задняя верхняя челюсть (M1r), вид сбоку, $\times 100$; желонский горизонт; 2 — “*Ligonodina*” sp., экз. № 48/21-5, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, М-элемент, вид сбоку, $\times 100$; желонский горизонт; 3 — “*Ligonodina*” sp., экз. № 48/21-4, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, М-элемент, вид сбоку, $\times 130$; желонский горизонт; 4 — “*Ligonodina*” sp., экз. № 48/21-17, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, М-элемент, вид сбоку, $\times 130$; желонский горизонт.

Рассматриваемые в настоящей статье девонские породы Беларуси ограничены нижнефранским подъярусом и включают терригенные отложения желонского горизонта и карбонатные породы саргаевского горизонта. Граница живетского и франского ярусов в статье проводится в подошве желонского горизонта согласно последней утвержденной Стратиграфической схеме девонских отложений Беларуси 2010 г. (Обуховская и др., 2010). В статье приведено литологическое описание нескольких разрезов: Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Виренка 1 и Калюты 5а в долине р. Сарьянка. Разрезы Обухово 1, Синие глины 1, Калюты 2 и Калюты 7 характеризуют отложения желонского горизонта в бассейне р. Сарьянка. Сводный разрез, составленный из серии надстраивающих друг друга разрезов, в полном объеме характеризует сарьянские слои саргаевского горизонта (Плах, Заика, 2018). Здесь же приводятся новые результаты палеонтолого-стратиграфических и тафономических исследований, которые вносят значимые литолого-стратиграфические уточнения и важные палеоихтиологические и тафономические дополнения в описания этих разрезов. Одним из результатов этой работы стали фотоизображения сколекодонтов и конодонтов (табл. I) и наиболее характерных скелетных элементов ихтиофауны из этих разрезов: гетеростраков (табл. II–IV), плакодерм (табл. V, VI), саркоптеригий (табл. VII, VIII) и актиноптеригий (табл. IX).

Впервые в девонских отложениях желонского и саргаевского горизонтов Беларуси было проведено изучение изотопного состава стронция в образцах скелетных элементов ихтиофауны. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемой фауне, захороненной *in situ*, могут являться как дополнительным средством корреляции морских отложений на основе

метода SIS, так и инструментом для определения палеофациальной обстановки, морских и пресноводных стадий (McArthur et al., 2012; Кузнецов и др., 2014, 2018). В работах по изучению изотопного состава Sr в ископаемых остатках рыб и их зубов отмечается, что эти ископаемые сложены биоапатитом, в котором отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наследуется без какого-либо фракционирования к среде обитания (Schmitz et al., 1991; Bertram et al., 1992; Holmden et al., 1996; Martin, Scher, 2004). Таким образом, важным преимуществом этого материала является его способность сохранять Sr-изотопную метку среды обитания в отсутствие карбонатов. Во многих работах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ костных остатков рыб использовано для оценки прежде всего пресноводных и морских условий обитания (Schmitz et al., 1991; Tütken et al., 2011), а также стратиграфического возраста (Holmden et al., 1996; Ebner et al., 1997; Qing et al., 1998; Дубинин и др., 2018). Новые Sr-изотопные данные по ископаемым остаткам рыб, обнаруженным в отложениях желонского и саргаевского горизонтов, позволили уточнить палеогеографические построения и выявить значительную степень опреснения при накоплении позднедевонских отложений Латвийской седловины и Оршанской впадины.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЙОНОВ

Девонские отложения распространены на значительной территории Беларуси, занимая около 4/5 ее площади (рис. 1), и на дневную поверхность выходят в пределах Латвийской седловины, Белорусской антеклизы и Оршанской впадины. В юго-восточной части Беларуси девонские отложения вскрываются скважинами.

Л.Ф. Лунгерсгаузен (1930) был первым исследователем, открывшим девонские глины и доломиты на территории белорусской части Латвийской седловины в бассейне р. Сарьянка, притока в верховьях Западной Двины. Однако отсутствие руководящих органических остатков позволило ему отнести эти породы к среднему девону лишь условно. Карбонатные породы он ошибочно сопоставил с доломитами, обнажающимися по р. Западная Двина недалеко от Витебска и по рекам Днепр и Оршица в г. Орше. Позже А.А. Алейников (1933) посетил выходы глин и доломитов на р. Сарьянка и отнес их к франскому ярусу верхнего девона. В послевоенное время З.П. Воробьева (1950) обнаружила ядра брахиопод *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.)?, *Cyrtina demarllii* Bouch. и *Schizophoria* sp. и остатки панцирных рыб в доломитах на р. Сарьянка и на этом основании также сопоставила сарьянские доломиты с доломитами района Витебска.

Позднее представления о стратиграфической принадлежности сарьянских доломитов неоднократно менялись. По литологическому сходству сарьянские доломиты условно отнесли к слоям $b_2 + b_3$ западной части Главного девонского поля (селийская + атзельская пачки плявиньского горизонта) и к псковским слоям плявиньского горизонта восточной части Главного девонского поля (Петров, 1951). В работе (Петров, 1956) сарьянские доломиты были сопоставлены уже со свинордско-бурегскими слоями Главного девонского поля. Позднее В.С. Сорокин (1978) отнес сарьянские доломиты к аналогам альтовских слоев даугавского горизонта Балтийского региона, а В.К. Голубцов (1978) сопоставил сарьянские доломиты со снетогорско-псковскими слоями. Наконец, доломитовая толща по р. Сарьянка была

определена в качестве стратотипа сарьянских слоев саргаевского горизонта франского яруса верхнего девона (Голубцов и др., 1981; Стратиграфический..., 1991).

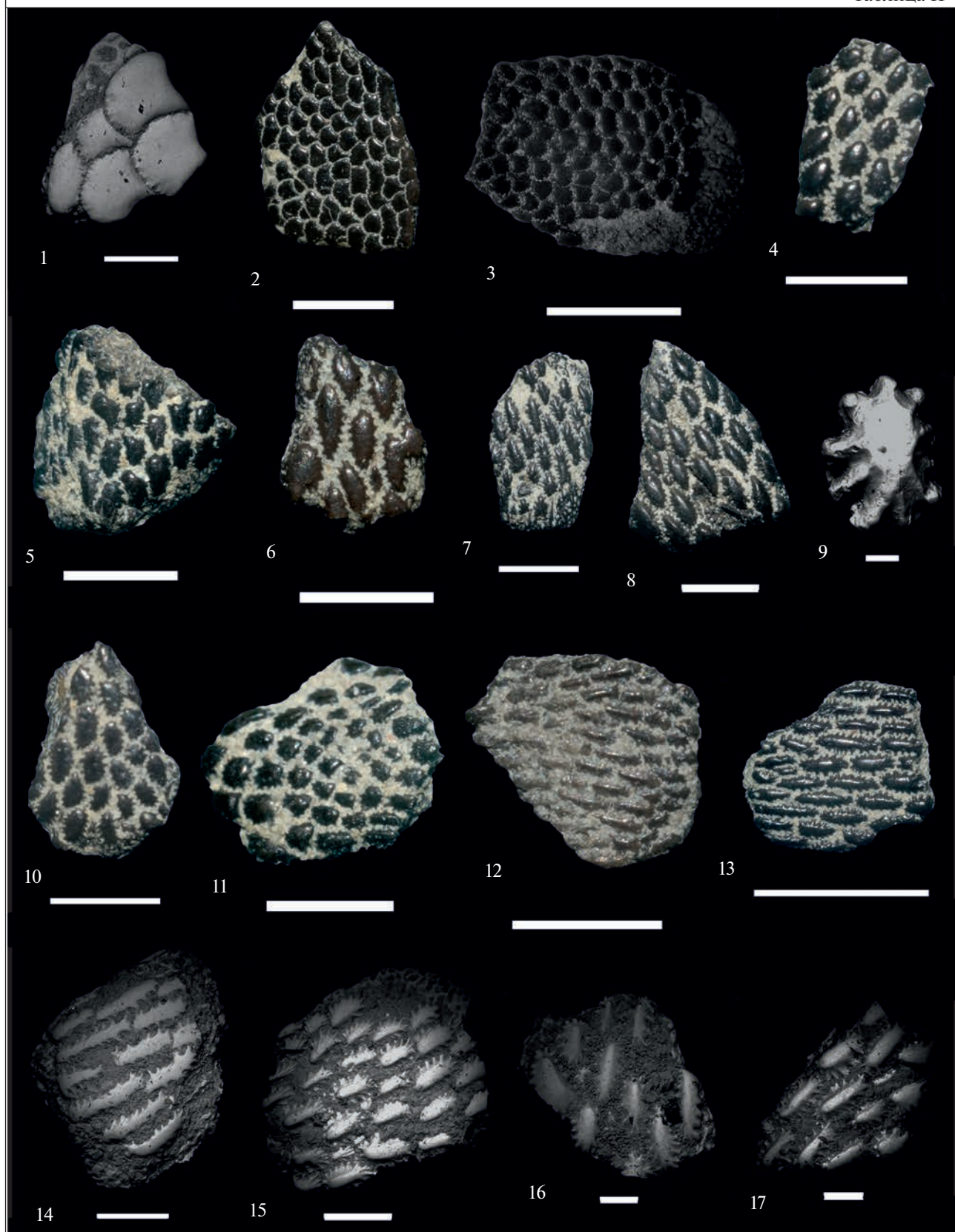
Недавние находки ихтиофауны в сарьянских доломитах обнаружили сходство со снетогорским комплексом позвоночных Главного девонского поля, который распространен в снетогорско-псковском интервале плявиньского горизонта, и позволили сопоставить их с ассоциацией бесчелостных и рыб скрыгаловских слоев саргаевского горизонта Припятского прогиба, Жлобинской седловины и Оршанской впадины на территории Беларуси (Плакс, Кручек, 2009, 2010). Позднее Д.П. Плакс и В.Ю. Заика (Plax, Zaika, 2018) коррелировали сарьянские доломиты предположительно с отложениями сарьянских слоев саргаевского горизонта, развитыми в Припятском прогибе, Жлобинской седловине и Оршанской впадине.

Терригенные отложения, обнажающиеся по берегам р. Сарьянка, согласно Ф.В. Лунгерсгаузену (1930) и А.А. Алейникову (1933), были отнесены к верхнегаульской подсвите гаульской свиты нижнефранского подъяруса на основе литолого-минералогических данных (Лиепиньш, 1963). Лишь спустя четыре десятилетия в песчаниках и глинах (разрез Синие глины 1 и Обухово 1) были впервые обнаружены остатки ихтиофауны, залегающие ниже пачки сарьянских доломитов (Плакса, 2005б). Обнаруженные макро- и микромерные остатки ихтиофауны дали возможность впервые палеонтологически обосновать возраст терригенных отложений и отнести их к желонскому горизонту нижнефранского подъяруса. Новые находки ихтиофауны в обнажениях Калюты 2 и Калюты 7 дополнили их таксономический состав и под-

Таблица II. Остатки гетеростраков из нижнефранских отложений верхнего девона обнажений Обухово 1 и Калюты 2. Длина масштабной линейки 500 мкм для фиг. 1, 16 и 17; 200 мкм для фиг. 9; 1 мм для фиг. 14 и 15; 2 мм для фиг. 2, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11 и 12; 4 мм для фиг. 13; 5 мм для фиг. 3.

1 — *Placosteus undulatus* (Agassiz), экз. № 48/23-3, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи (?), вид снаружи, $\times 50$; желонский горизонт; 2 — *Placosteus undulatus* (Agassiz), экз. № 48/24-34, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 3 — *Placosteus undulatus* (Agassiz), экз. № 29/2-158, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, чешуя, вид снаружи; желонский горизонт; 4 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-37, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 5 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-19, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи (?), вид снаружи; желонский горизонт; 6 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-35, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 7 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-31, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 8 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-32, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 9 — *Psammosteus* sp., экз. № 48/21-1, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, дентиновый бугорок, вид сверху, $\times 90$; желонский горизонт; 10 — *Psammosteus* sp., экз. № 48/24-38, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи, $\times 90$; желонский горизонт; 11 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-20, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры, вид снаружи; желонский горизонт; 12 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-36, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи (?), вид снаружи; желонский горизонт; 13 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/24-18, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 14 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/23-2, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи (?), вид снаружи, $\times 25$; желонский горизонт; 15 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/21-21, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, $\times 25$; желонский горизонт; 16 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/23-6, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи (?), вид снаружи, $\times 35$; желонский горизонт; 17 — *Psammosteus cf. praecursor* Obruchev, экз. № 48/21-22, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи, $\times 37$; желонский горизонт.

Таблица II



твердили желонский возраст (Плакс, Кручек, 2009; Плакс, 2010; Plax, Zaika, 2020). В глинистых отложениях обнажения Калюты 2 среди многочисленных таксонов ихтиофауны был найден вид *Bothriolepis obrutschewi* Gross, позволяющий сопоставить эту часть разреза с верхней частью аматского горизонта Главного девонского поля (Лярская, Лукшевич, 1992; Esin et al., 2000) и верхней частью желонского горизонта Беларуси.

В пределах Оршанской впадины девонские отложения начинаются с витебского горизонта эмского яруса, надстраиваются породами эйфельского и живетского ярусов, выше залегают породы желонского, саргаевского и семилукского горизонтов нижнего и среднего франа (Стратиграфический..., 1991; Обуховская и др., 2018). На границе с Российской Федерацией разрез девона наращивается еще верхнефранскими и нижнефаменскими (задонскими) отложениями (Обуховская и др., 2018). Желонский горизонт сложен преимущественно глинами с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей и доломитов. Эти отложения накапливались в лагунных обстановках краевых мелководных зон морского бассейна (Кручек и др., 2001; Обуховская и др., 2010; Plax, 2017). Саргаевский горизонт представляет крупный, законченный трансгрессивно-регрессивный ритм осадконакопления, в составе которого выделяются ритмы более мелкого порядка, достаточно широко прослеживаемые на изучаемой территории. Сарьянские доломиты трансгрессивно залегают на более глинистых породах скрыгаловских слоев. В их подошве присутствуют прослои известняка, часто органогенно-обломочного доломита, реже мергеля и доломитизированного мергеля. Сарьянские слои формировались в мелководном морском бассейне.

На территории Оршанской впадины выходы девонских карбонатных пород впервые были обнаружены в бассейне р. Днепр в районе Орши (Blasius, 1844). В настоящее время в этом районе девонские доломиты обнажены в карьере Гралево у пос. Руба и, согласно палеонтологическим данным, они относятся к саргаевскому и семилукскому горизонтам (Кручек и др., 2001; Обуховская и др., 2010). Отложения в этом карьере содержат богатую раннефранскую (саргаевскую) фауну рыб (Иванов и др., 2003; Плакса, 2005а). Вероятно, доломитовые мергели, содержащие многочисленные остатки ихтиофауны, также могут относиться к сарьянским слоям саргаевского горизонта нижнего франа (Plax, 2017). Однако однозначно сопоставить эти отложения по ихтиофауне со стратотипическими отложениями сарьянских слоев, развитых в бассейне р. Сарьянка, пока затруднительно по причине отсутствия общих руководящих видов. Не исключено, что эти две удаленные зоны (Латвийская седловина и Оршанская впадина) представляли разные части крупного девонского бассейна.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Основой для выполнения работы послужил палеоихтиологический материал, собранный Д.П. Плаксом за период с 2003 по 2020 гг. из девонских обнажений в бассейне р. Сарьянка (Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Калюты 5а) и по р. Виренка (Виренка 1) в Верхнедвинском районе и в карьере Гралево (пос. Руба, Витебский район). Палеоихтиологический материал из вышеуказанных разрезов представлен разрозненными скелетными элементами: чешуями, тессерами, пластинками (фрагментарными или целыми), зубами,

Таблица III. Остатки гетеростраков из нижнефранских отложений верхнего девона обнажений Обухово 1 и Калюты 2. Длина масштабной линейки 500 мкм для фиг. 1, 2, 3, 4, 6, 7, 9, 10, 11, 13 и 16; 200 мкм для фиг. 14, 15 и 17; 1 мм для фиг. 8; 2 мм для фиг. 12.

1 — *Placosteus undulatus* (Agassiz), экз. № 48/22-6, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры, вид снаружи, ×45; желонский горизонт; 2 — *Psammosteus* sp., экз. № 48/22-4, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×50; желонский горизонт; 3 — *Psammosteus* sp., экз. № 48/21-16, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×50; желонский горизонт; 4 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-13, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×50; желонский горизонт; 5 — *Psammosteus* sp., экз. № 48/24-23, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи; желонский горизонт; 6 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/22-3, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×50; желонский горизонт; 7 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/22-5, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×50; желонский горизонт; 8 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/21-20, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи, ×25; желонский горизонт; 9 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-6, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×40; желонский горизонт; 10 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/21-15, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×40; желонский горизонт; 11 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/23-4, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×35; желонский горизонт; 12 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 29/3-5, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, чешуя, вид снаружи; желонский горизонт; 13 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-9, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×40; желонский горизонт; 14 — *Psammosteus* sp., экз. № 48/21-28, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×80; желонский горизонт; 15 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/21-6, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×80; желонский горизонт; 16 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-10, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×40; желонский горизонт; 17 — *Placosteus undulatus* (Agassiz), экз. № 48/21-2, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, ×80; желонский горизонт.

Таблица III

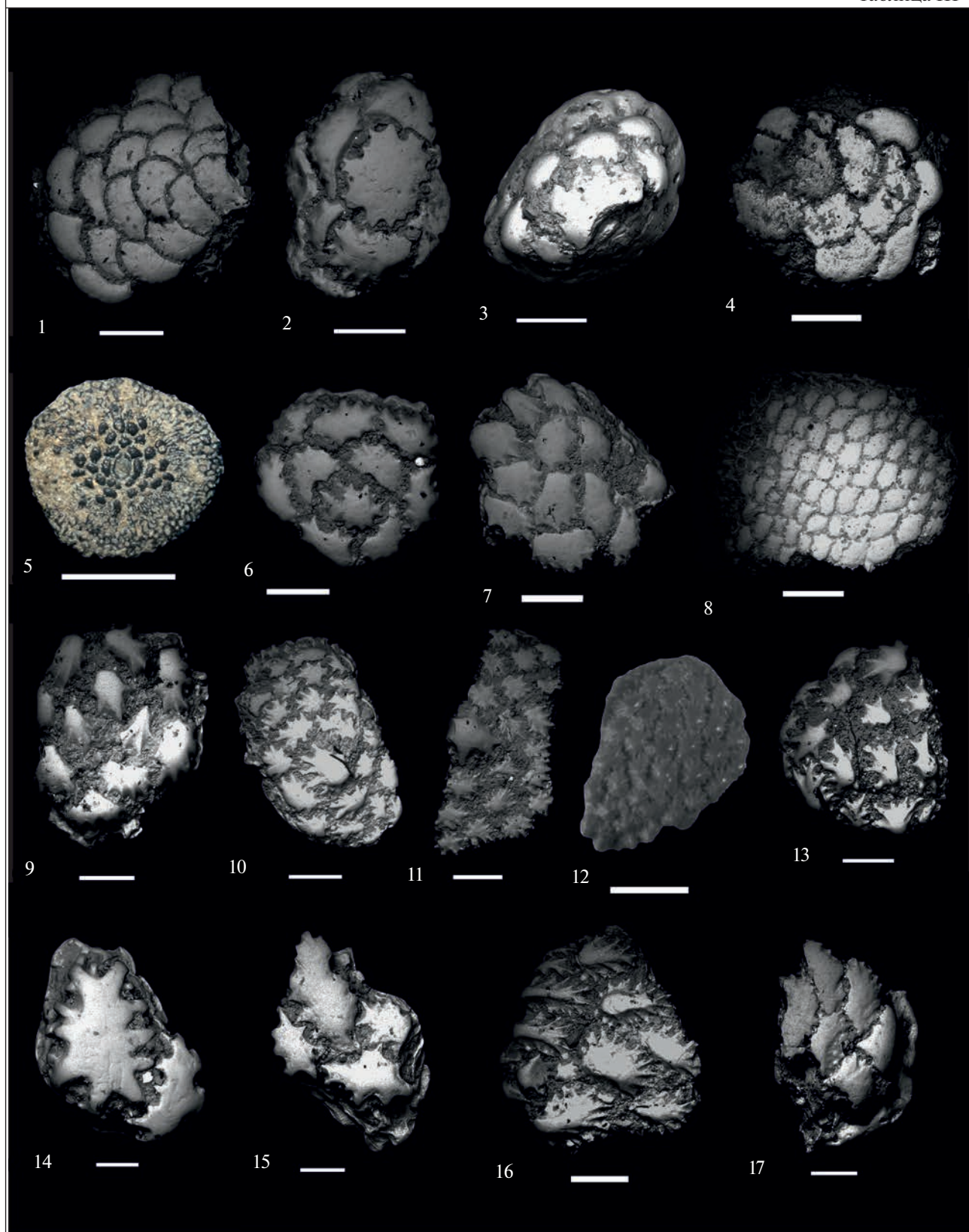


Таблица IV

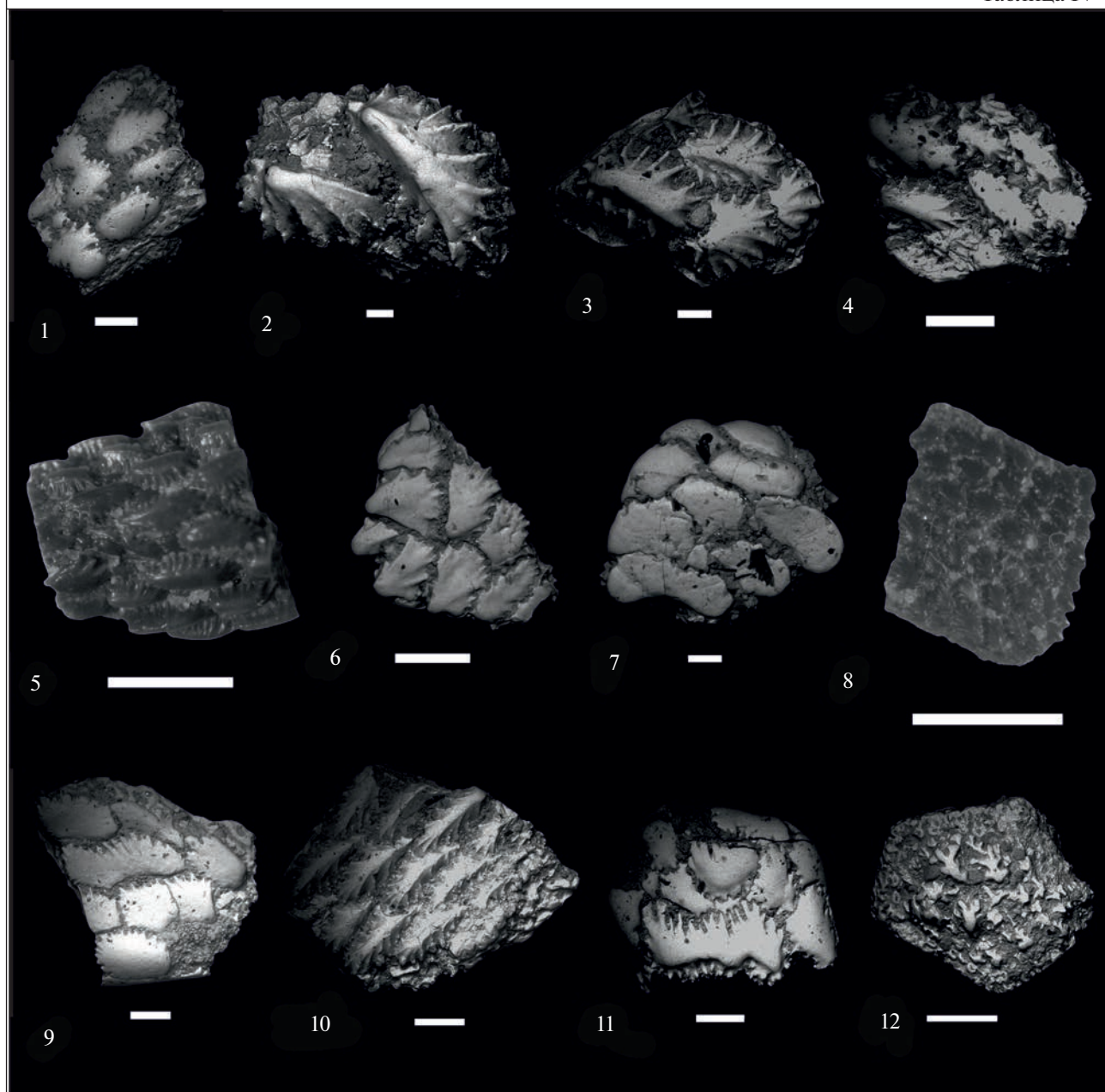


Таблица IV. Остатки гетеростраков из нижнефранских отложений верхнего девона обнажений Обухово 1 и Калюты 2. Длина масштабной линейки 500 мкм для фиг. 1, 4, 6, 9, 10, 11 и 12; 200 мкм для фиг. 3 и 7; 100 мкм для фиг. 2; 2 мм для фиг. 5; 4 мм для фиг. 8.

1 — *Psammosteus* sp., экз. № 48/23-1, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры (?), вид снаружи, $\times 30$; желонский горизонт; 2 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 48/21-27, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры (?), вид снаружи, $\times 100$; желонский горизонт; 3 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-8, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры, вид снаружи, $\times 60$; желонский горизонт; 4 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-7, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки (?), вид снаружи, $\times 50$; желонский горизонт; 5 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 29/2-153, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, фрагмент коньковой чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 6 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 48/22-1, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи, $\times 50$; желонский горизонт; 7 — *Psammosteus* cf. *praecursor* Obruchev, экз. № 48/22-2, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры, вид снаружи, $\times 60$; желонский горизонт; 8 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 29/2-123, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 9 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-5, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры (?), вид снаружи, $\times 30$; желонский горизонт; 10 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 48/21-14, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи, $\times 35$; желонский горизонт; 11 — *Psammosteus praecursor* Obruchev, экз. № 48/20-4, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент тессеры, вид снаружи, $\times 35$; желонский горизонт; 12 — *Psammosteinae* indet., экз. № 48/20-12, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, тессера, вид снаружи, $\times 50$; желонский горизонт.

позвонками, плавниковыми шипами, фрагментами челюстей и покровными костями черепа. Одновременно со сбором палеоихтиологического материала в полевых условиях производилось стратиграфическое и тафономическое изучение и детальное литологическое описание разрезов.

Большая часть изученных остатков ихтиофауны хранится в личной коллекции одного из авторов, часть скелетного материала хранится в Республиканском унитарном предприятии “Научно-производственный центр по геологии” и незначительная часть — в палеонтологической коллекции на кафедре Горные работы Белорусского национального технического университета (г. Минск).

Извлечение скелетных элементов ихтиофауны из пород происходило в лаборатории двумя способами: химическим или механическим. Выбор способа извлечения зависел от твердости породы или сохранности скелетных остатков. Для извлечения остатков ихтиофауны из карбонатных и карбонатно-терригенных пород применялась 9–15%-ная уксусная кислота. Из мягких пластичных глин и песчаных глин скелетные остатки ихтиофауны извлекались без химической обработки путем отмучивания и промывания их в воде. Породы, подверженные кислотной обработке, спустя некоторое время растворялись и образовывали осадок с остатками ихтиофауны. Крупные, визуально видимые экземпляры скелетных элементов бесчелюстных и рыб изымали из осадка, промывали и складывали в специальные коробочки. Осадок, который мог содержать мелкие остатки ихтиофауны, отмучивали от глинистых частиц путем многократной промывки водой либо, с целью ускорения отмывки, просеивали под струей воды на сите (диаметр ячеек 0.1 мм). Отмытый осадок переливали в фарфоровые чашки и высушивали несколько дней в лабораторной комнате при комнатной температуре. Высушенную фракцию осадка (0.1–2.0 мм и более) просматривали под стереоскопическим микроскопом МБС-1. Мелкие скелетные остатки ихтиофауны отбирали вручную влажной кисточкой № 1 или иглой и складывали в камерки Франке. Часть представительных микроостатков ихтиофауны была отобрана из общей массы образцов и смонтирована двухсторонним скотчем на металлический носитель для последующего фотографирования.

Механический способ извлечения остатков ихтиофауны с применением иглы в иглодержателе использовался в том случае, если вмещающая порода легко отделялась от поверхности экземпляра (фрагмента пластинки, чешуи и др.).

Фотографирование макромерных скелетных элементов ихтиофауны осуществлялось с помощью фотоаппаратов PowerShot SX130 IS и Sony A58 с объективом Индустар-50. Электронные микрофотографии остатков бесчелюстных и рыб были вы-

полнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610 LV (JEOL, Япония) (см. табл. V–VII).

Трехмерное изображение скелетных элементов (см. табл. I–V, VII–IX) было получено при сканировании на рентгеновском микротомографическом сканере Skyscan 1172 (Bruker) при напряжении на трубке 100 кВ, силе тока 100 мкА, шаге сканирования (Rotation Step) 0.3° с усреднением (Frame Averaging) по 5 кадрам (РЦ “РДМИ” НП СПбГУ). Разрешение изображения 2.28 мкм/пиксель. Реконструкция результатов сканирования проводилась при помощи прикладного программного обеспечения NRecon (Broker).

Для идентификации скелетных элементов агнат и рыб, помимо внешних морфологических признаков, использовались гистологические данные. Комплексное использование признаков скульптуры и внутреннего строения скелетообразующих тканей позволяло с большей точностью диагностировать вид. Однако фрагментарность и качество сохранности материала не всегда позволяли определить экземпляр до вида. По этой причине некоторая часть определений позвоночных была оставлена в открытой номенклатуре.

Изотопный состав Sr изучен в 12 образцах скелетных остатков ихтиофауны, отобранных в разрезах Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Виренка 1, Калюты 5а и в карьере Гралево. Фрагменты скелетных элементов (чешуя, пластинки) сложены апатитом согласно данным рентгенофазового анализа. Измельченный материал был предварительно промыт в дистиллированной воде, подкисленной соляной кислотой (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Затем отмытый фосфоритовый концентрат обрабатывался 1N раствором HCl в течение суток при комнатной температуре. При этих условиях в раствор переходит большая часть апатита (Овчинникова и др., 2008, 2013; Stüken et al., 2021). Sr выделяли ионообменным способом на катионите Dowex AG50Wx8 (Горохов и др., 2007, 2022). Изотопный состав Sr измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Уровень лабораторного загрязнения при выделении Sr не превышал 4 нг. Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце NIST SRM 987 составило в период работы 0.71027 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн}}$, $n = 9$). В этих же образцах определена концентрация Sr на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре Genius IF (Израиль) в ИГГД РАН (430–2020 мкг/г). При калибровке спектрометра использовали стандарт ГСО № 3333-85. Точность определения Sr до 10%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Литоология нижнефранских разрезов р. Сарьянка и карьера Гралево и тафономическая характеристика ихтиофауны из этих разрезов

В пределах белорусской части Латвийской седловины выходы нижнефранского подъяруса в бассейне р. Сарьянка представлены терригенными отложениями желонского горизонта и карбонатными породами сарьянских слоев саргаевского горизонта. Результаты литологического и палеонтолого-стратиграфического изучения этих отложений в представительных разрезах по р. Сарьянка были освещены в некоторых публикациях (Плакса, 2005б; Плакс, 2010; Плакс, Кручек, 2009, 2010; Plax, Zaika, 2018, 2020). Ниже приводится подробное описание разрезов Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Виренка 1 и Калюты 5а, из которых были отобраны образцы скелетных элементов рыб для определения изотопного состава стронция. Разрезы рассматриваются в порядке их стратиграфического надстраивания от более древних к более молодым. Все наиболее значимые макро- и микромерные скелетные элементы ихтиофауны из этих обнажений приводятся в табл. I–IX.

Отложения **желонского горизонта** франского яруса хорошо представлены в разрезах Обухово 1, Калюты 2, Калюты 7 и Синие глины 1. Детальное описание двух последних разрезов даны в работах (Плакс, Кручек, 2010; Plax, Zaika, 2020), а ниже приводятся описания только разрезов Обухово 1 и Калюты 2.

Разрез Обухово 1 (рис. 2) расположен на левом берегу р. Сарьянка, в 2 км вверх по течению от де-

ревни Обухово. В разрезе обнажаются (снизу вверх) следующие слои:

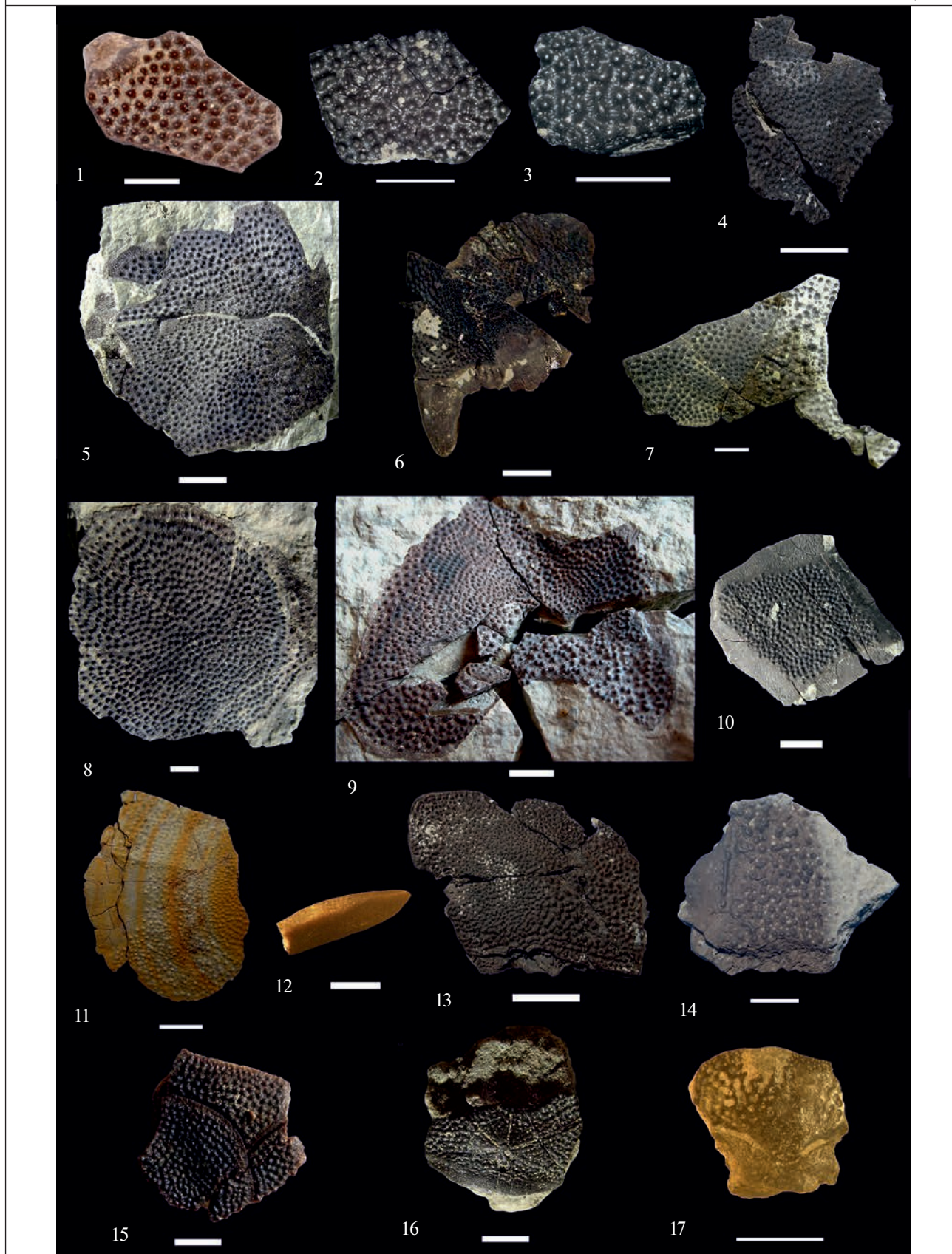
1. Глина голубовато-серая с бурыми пятнами, однородная, жирная, во влажном состоянии вязкая, пластичная. Мощность 1.8 м.

2. Глина песчанистая, алевролитистая, голубовато-серая, плотная, с редким включением мелких валунов (10–15 см), но с многочисленными окатанными или угловатыми гальками полевых шпатов, кварца, гранита, кварцита, гнейсов, песчаников, известняков и доломитов. Для этого слоя характерна волнообразная слоистость. Органические остатки представлены многочисленными мелкими обломками пластинок, чешуями, тессерами, дентиновыми бугорками наружного слоя пластинок *Placosteus* sp., *P. undulatus* (Ag.), *Psammosteus* sp., *P. praecursor* Obr., *P. cf. maeandrinus* Ag., *Psammosteoides* indet., обломками пластинок экзоскелета *Ptyctodontida* gen. indet., *Plourdosteus* sp., *Asterolepis radiata* Rohon, *Bothriolepis* sp., фрагментами плавниковых шипов *Devononchus* sp., *D. concinnus* (Gross), *Acanthodii* gen. indet., зубами *Onychodontiformes* indet. и чешуями *Glyptolepis* sp., *Laccognathus* sp., *Holoptychius* cf. *nobilissimus* Ag., *Osteolepididae* gen. indet., *Dipteridae* gen. indet. и *Sarcopterygii* indet. Скелетные элементы указанных таксонов в основном мезо- и мелкоразмерные. Мощность 1.5 м.

3. Глина песчанистая, светло-коричневая, кремевая, с пропластками бурой, оранжевой и голубовато-серой глины. Характерна волнообразная слоистость. Остатки скелетных элементов агнат и рыб представлены мелкими фрагментами пластинок, тессерами, чешуями, дентиновыми бугорками *Placosteus undulatus* (Ag.), *Psammosteus* sp., *P. cf. maeandrinus* Ag., мелкими обломками пластинок

Таблица V. Остатки плакодерм из обнажений Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Виренка 1, Калюты 5а и карьера Гралево. Все скелетные элементы рыб происходят из нижнефранских отложений верхнего девона. Длина масштабной линейки 1 мм для фиг. 12; 4 мм для фиг. 3; 5 мм для фиг. 1, 2, 10, 14, 15, 16 и 17; 1 см для фиг. 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11 и 13. 1 – *Plourdosteus* sp., экз. № 29/1–42, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 2 – *Plourdosteus* sp., экз. № 48/24–33, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 3 – *Placodermi* indet., экз. № 48/24–28, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 4 – *Plourdosteus* sp., экз. № 1/483–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 5 – *Plourdosteus mironovi* (Obruchev), экз. № 1/163–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, *praeorbitale*, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 6 – *Plourdosteus mironovi* (Obruchev), экз. № 1/198–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, *marginale*, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 7 – *Plourdosteus mironovi* (Obruchev), экз. № 1/484–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 8 – *Plourdosteus mironovi* (Obruchev), экз. № 1/223–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, *anterior ventro-laterale*, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 9 – *Plourdosteus mironovi* (Obruchev, 1933), экз. № 1/212–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, *anterior laterale*, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 10 – *Plourdosteus mironovi* (Obruchev, 1933), экз. № 1/225–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, левое *posterior medio-ventrale*, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 11 – *Plourdosteus* sp., экз. № 117/1–1, обн. Виренка 1, слой 1, гл. 5.0–5.3 м, фрагмент *posterior ventro-lateral*, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 12 – *Ptyctodontida* gen. indet., экз. № 107/15–1, обн. Калюты 5а, слой 7, гл. 0.4–0.9 м, тритор, вид с наклоном сверху; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 13 – *Plourdosteus* ? sp., экз. № 1/123а–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 14 – *Placodermi* indet., экз. № 1/492–1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 15 – *Grossilepis* sp., экз. № 52/8–37, обн. Калюты 6, нижняя часть слоя 2, гл. 1.2–1.6 м, правое *laterale*, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 16 – *Bothriolepis obrutschewi* Gross, экз. № 48/25–3, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, *nuchale*, вид снаружи; желонский горизонт; 17 – *Bothriolepis* sp., экз. № 48/1–21, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, *praemediale*, вид снаружи; желонский горизонт.

Таблица V



Euarthrodira indet., чешуями *Glyptolepis* sp., *Holoptychius* sp., *H. cf. nobilissimus* Ag., *Laccognathus* sp., *Osteolepididae* gen. indet., *Panderichthys* sp., *Dipteridae* gen. indet. и *Sarcopterygii* indet. Мощность 0.6 м.

Разрез Калюты 2 (рис. 3) расположен на левом берегу р. Сарьянка, примерно в 70 м вверх по течению от обнажения Синие глины 1. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Глина голубовато-синяя, влажная, вязкая, пластичная, жирная, комковатая, плотная, неяснослоистая, с мелкими (от 0.5 до 5 мм) обломками кварца, полевого шпата, песчаника и доломита. В 33–35 см от основания слоя присутствует линза комков глин и гравия, сцементированных карбонатным цементом, мощностью 10 см. В этой линзе установлены углефицированные растительные остатки, два сколекодонта *Kettnerites* sp., единичные обломки раковин лингулид, конодонты "*Ligonodina*" sp. и много микро- и мезомерных обломков скелетных элементов бесчелюстных и рыб. Последние встречаются в толще всего слоя глин, но наиболее многочисленны они в указанном прослое. Позвоночные представлены мелкими обломками пластинок, чешуями, тессерами, дентиновыми бугорками *Placosteus undulatus* (Ag.), *Psammosteus* sp., *P. praecursor* Obr., *P. cf. praecursor* Obr., *Psammosteoides* indet., тритопами *Ptyctodontida* gen. indet., "*Ptyctodus*" sp., обломками пластинок экзоскелета *Plourdosteus* sp., *Euarthrodira* indet., *Asterolepis* sp., *A. ?* sp., *A. radiata* Rohon, *Bothriolepis* sp., *B. obrutschewi* Gross, *Placodermi* indet., чешуями *Acanthodes* ? sp., фрагментами плавниковых шипов *Devononchus* sp., зубами *Onychodontiformes* indet. и чешуями *Glyptolepis* sp., *Laccognathus* sp., *Porolepiformes* indet., *Osteolepididae* gen. indet., *Tristichopteridae* gen. indet., *Panderichthys* sp., *Sarcopterygii* indet., чешуями и зубными пластинками *Dipteridae* gen. indet., *Dipteroidei* fam. gen. et sp. indet., *Dipterus* sp., *Grossipterus* sp.,

чешуями *Cheirolepis* sp., *Moythomasia* sp. и *Actinopterygii* indet. Мощность 0.6 м.

2. Глина серая, голубоватая, плотная, однородная, плитчатая, во влажном состоянии пластичная, на поверхности породы наблюдаются выцветы и разводы светло-бурого цвета. Мощность 0.3 м.

3. Глина голубовато-серая, плотная, однородная, комковатая, неяснослоистая, жирная, во влажном состоянии вязкая и пластичная, местами в толще слоя наблюдается мелкооскольчатая глина, на поверхности которой имеются выцветы светло-бурого цвета. Мощность 0.4 м.

4. Глина светло-серая, бледно-зеленоватая (горчичная), плотная, пластичная, на поверхности слоя отчетливо наблюдаются светло-бурые, охристые выцветы и пятна. Контакт с нижележащим слоем отчетливо устанавливается по цвету и текстуре породы. Мощность 0.3 м.

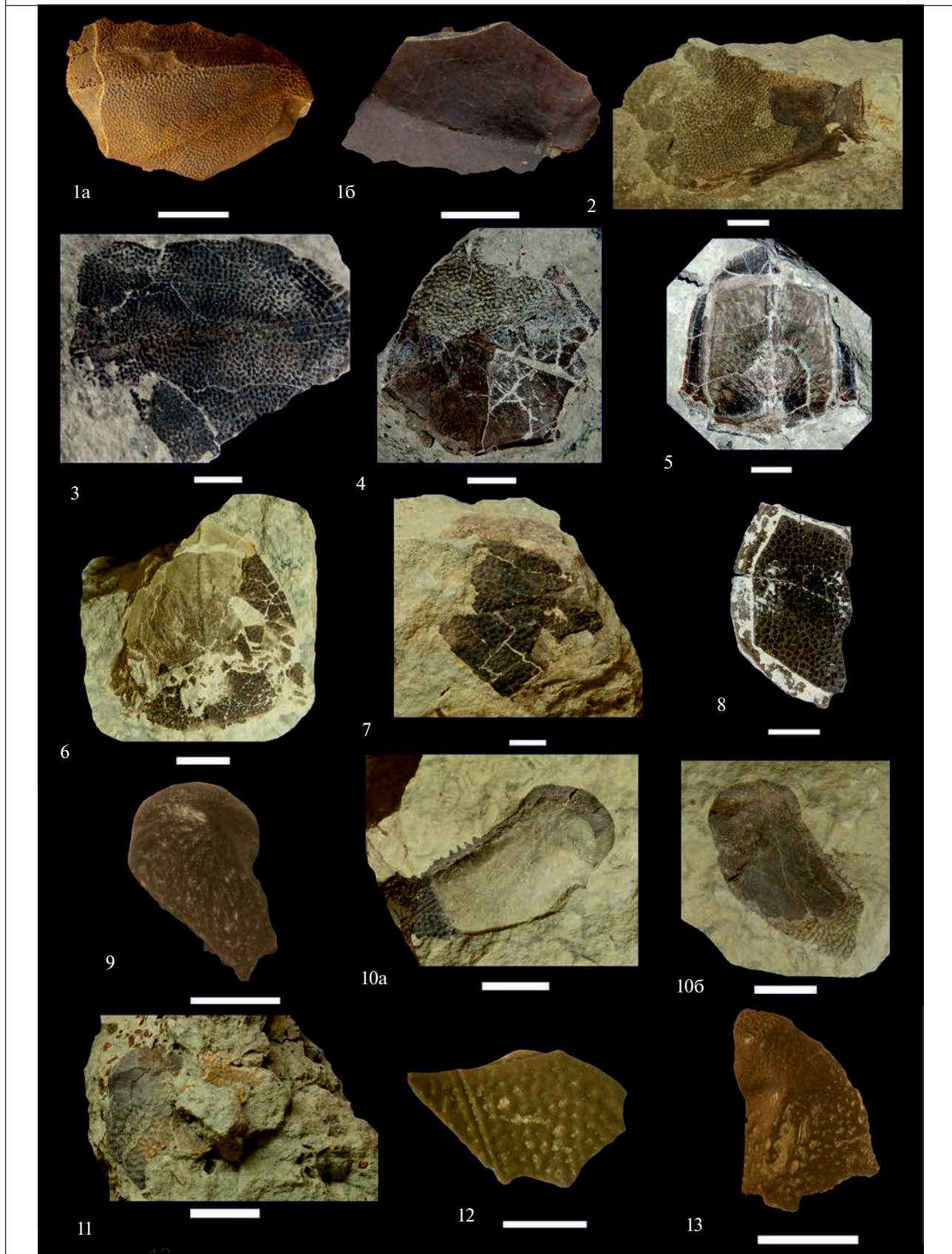
5. Глина светло-серая, желтовато-зеленоватая, плотная, пластичная, неяснослоистая, на поверхности породы наблюдаются желтые, буроватые и охристые выцветы. Мощность 0.2 м.

Новое палеоихтиологическое, тафономическое и литологическое изучение разрезов Обухово 1 и Калюты 2 позволило установить некоторые их особенности. Так, среди бесчелюстных и рыб в глинистых отложениях желонского горизонта в разрезе Обухово 1 преобладают представители гетеростраков и саркоптеригий, реже встречаются представители плакодерм и совсем редко — акантоды. Скелетные элементы актиноптеригий и остатки других ископаемых организмов в отложениях этого обнажения пока не установлены. К сожалению, в этих отложениях также до сих пор не найден зональный вид, который позволил бы отнести их либо к нижней, либо к верхней части желонского горизонта. Комплекс бесчелюстных и рыб, установленный в глинах разреза Калюты 2, гораздо богаче в таксономическом отношении, чем их-

Таблица VI. Остатки плакодерм из обнажений Обухово 1, Калюты 2, Калюты 5а и карьера Гралево. Все скелетные элементы рыб происходят из нижнефранских отложений верхнего девона. Длина масштабной линейки 2 мм для фиг. 12; 3 мм для фиг. 9; 5 мм для фиг. 7, 8 и 13; 1 см для фиг. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 10 и 11.

1 — *Bothriolepis* cf. *panderi* Lahusen, экз. № 107/10-1, обн. Калюты 5а, слой 1, гл. 1.82–2.52 м, правое mixilaterale: а — вид снаружи, б — вид изнутри; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 2 — *Bothriolepis* sp., экз. № 1/496-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, отпечаток mixilaterale, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 3 — *Grossilepis tuberculata* (Gross), экз. № 1/138-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, posterior medio-dorsale, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 4 — *Bothriolepis cellulosa* (Pander), экз. № 1/82-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, anterior medio-dorsale, вид с внутренней стороны; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 5 — *Bothriolepis cellulosa* (Pander), экз. № 1/83-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, posterior medio-dorsale, вид с внутренней стороны; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 6 — *Grossilepis tuberculata* (Gross), экз. № 1/498-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, posterior medio-dorsale, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 7 — *Bothriolepis* sp., экз. № 1/503-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 8 — *Grossilepis tuberculata* (Gross), экз. № 1/66-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент medio-ventrale, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 9 — *Bothriolepis* sp., экз. № 29/2-142, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, Cd 1 левого плавника, вид снаружи; желонский горизонт; 10 — *Bothriolepis* sp., экз. № 1/497-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент пластинки из грудного плавника: а — вид снаружи, б — вид изнутри; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 11 — *Bothriolepis* sp., экз. № 1/499-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент пластинки из грудного плавника, вид снаружи; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 12 — *Bothriolepis* sp., экз. № 29/2-14, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, фрагмент пластинки, вид снаружи; желонский горизонт; 13 — *Bothriolepis* sp., экз. № 48/1-22, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, Cd 1 правого плавника, вид снаружи; желонский горизонт.

Таблица VI



тиокомплекс, выявленный в обнажении Обухово 1, и в нем преобладают в основном представители плакодерм и саркоптеригий, несколько реже встречаются представители гетеростраков и совсем редки акантоды и актиноптеригии. К тому же совместно с остатками ихтиофауны здесь найдены редкие углефицированные растительные остатки, единичные сколекодонты, немногочисленные фрагменты беззамковых брахиопод (лингулид) и несколько конодонтов. Важным является обнаружение в обнажении Калюты 2 зонального вида *Bothriolepis obrutschewi* Gross, который дает возможность сопоставить эту часть разреза с верхней частью аматского горизонта Главного девонского поля (Девон..., 1981; Лярская, Лукшевич, 1992; Mark-Kurik, 2000; Esin et al., 2000) и позволяет отнести отложения этого обнажения к верхней части желонского горизонта Беларуси. К верхней части желонского горизонта, с большой долей вероятности, можно также отнести глинистые разрезы обнажений Синие глины 1, Калюты 7 и Калюты 6 (Плакс, Кручек, 2010), так как они расположены близко друг к другу, характеризуются подобным комплексом ихтиофауны и в общих чертах литологически схожи, даже несмотря на то, что зональный вид *Bothriolepis obrutschewi* Gross в них пока еще не найден.

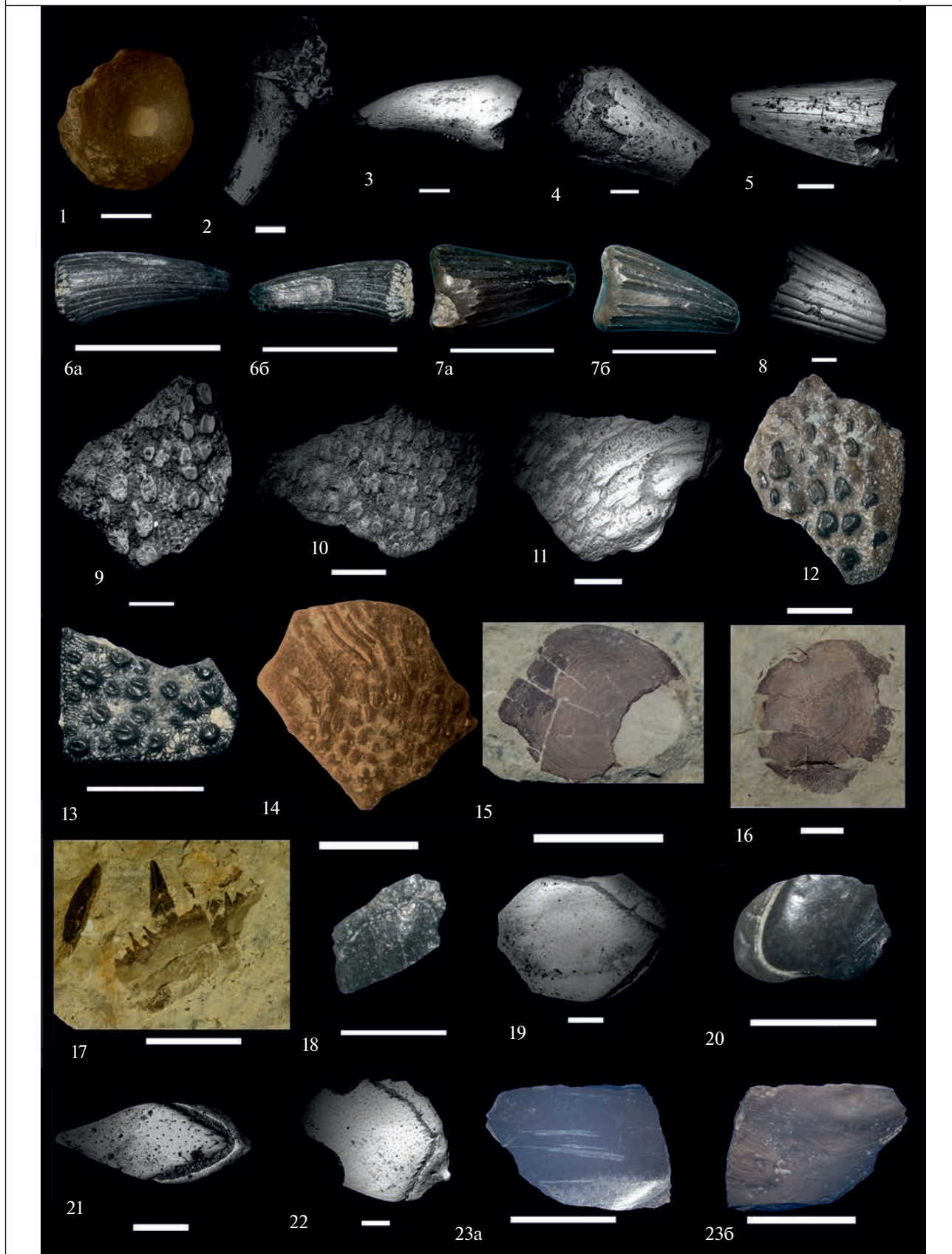
В литологическом отношении глинистая толща обнажения Обухово 1 наполнена песчано-гравийно-галечным материалом. Валуну диаметром около 10–15 см в глинах встречаются редко. Валуну, гравий и гальки обычно все окатанные, но попа-

даются также и слабоугловатые. Скелетные элементы позвоночных встречаются в основном в средней и верхней частях разреза. Представлены они обломками пластинок, тессерами, чешуями, зубами, плавниковыми шипами, позвонками и пр. Больших скоплений они не образуют, расположены обычно беспорядочно. Как правило, размеры мелких фрагментов скелетных элементов варьируют от 0.4 мм до 1.5 см, более крупные остатки ихтиофауны размером 2.5–3 см встречаются крайне редко. Детали внутреннего и внешнего строения у большинства найденных скелетных элементов хорошо сохранились. Они имеют желтовато-оранжевый, светло-кремовый, светло-коричневый, буро-коричневый и темно-коричневый цвет. Сильные деформации остатков очень редки. Нередко скелетные элементы бесчелюстных и рыб слабо окатаны, что свидетельствует об отсутствии длительной транспортировки перед захоронением. С другой стороны, разрозненность остатков и отсутствие сочлененных скелетов позвоночных может выступать свидетельством лишь незначительного перемещения. Наличие многочисленного обломочного материала в глинах этого разреза указывает на перенос его континентальными водами с суши. Такие захоронения обычно характерны для отложений, формировавшихся в неглубоких прибрежно-морских бассейнах с пониженной соленостью, что подтверждается совместным нахождением пород со скелетными элементами ихтиофауны и кластических пород. Отсутствие в отложениях остатков беспозвоночных животных

Таблица VII. Остатки саркоптеригий из обнажений Обухово 1, Калюты 2 и карьера Гралево. Все остатки рыб происходят из нижнефранских отложений верхнего девона. Длина масштабной линейки 500 мкм для фиг. 3, 4, 5, 8, 9, 19, 21 и 22; 200 мкм для фиг. 2; 1 мм для фиг. 10 и 11; 2 мм для фиг. 1, 12 и 18; 3 мм для фиг. 14; 4 мм для фиг. 20; 5 мм для фиг. 6, 7, 13, 16 и 23; 1 см для фиг. 15 и 17.

1 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/24-9, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, позвонок; желонский горизонт; 2 — *Strunius* sp., экз. № 48/23-8, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зуб, вид сбоку, ×60; желонский горизонт; 3 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/21-12, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зуб, вид сбоку, ×35; желонский горизонт; 4 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/21-31, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зуб, вид сбоку, ×40; желонский горизонт; 5 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/21-30, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зуб, вид сбоку, ×40; желонский горизонт; 6 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/24-7, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зуб; а и б — вид с двух сторон; желонский горизонт; 7 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/24-6, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зуб; а и б — вид с двух сторон; желонский горизонт; 8 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/21-11, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зуб, вид сбоку, ×35; желонский горизонт; 9 — *Porolepiformes* indet., экз. № 48/21-24, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, ×35; желонский горизонт; 10 — *Porolepiformes* indet., экз. № 48/23-7, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, ×25; желонский горизонт; 11 — *Glyptolepis* ? sp., экз. № 48/20-1, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, ×25; желонский горизонт; 12 — *Porolepiformes* indet., экз. № 48/25-1, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 13 — *Porolepiformes* indet., экз. № 48/24-22, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 14 — *Glyptolepis* sp., экз. № 29/2-38, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 15 — *Glyptolepis* sp., экз. № 1/504-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, чешуя, вид с внутренней стороны; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 16 — *Glyptolepis* sp., экз. № 1/494-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, чешуя, вид с внутренней стороны; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 17 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 1/500-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, обломок челюсти, вид сбоку; саргаевский горизонт, сарьянские слои; 18 — *Osteolepididae* gen. indet., экз. № 48/24-29, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 19 — *Osteolepididae* gen. indet., экз. № 29/2-138b, обн. Обухово 1, слой 2, гл. 2.2–3.7 м, чешуя, вид снаружи, ×35; желонский горизонт; 20 — *Osteolepididae* gen. indet., экз. № 48/24-17, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 21 — *Osteolepididae* gen. indet., экз. № 48/21-8, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×45; желонский горизонт; 22 — *Osteolepididae* gen. indet., экз. № 48/20-2, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, ×35; желонский горизонт; 23 — *Osteolepididae* gen. indet., экз. № 1/501-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, фрагмент чешуи; а — вид снаружи, б — вид с внутренней стороны; саргаевский горизонт, сарьянские слои.

Таблица VII



также, вероятно, может говорить о некоторых специфичных условиях бассейна седиментации. Стоит отметить, что гидродинамический режим палеобассейна в момент захоронения был активным. Присутствие волнообразной слоистости в глинах свидетельствует об осаждении в прибрежной полосе мелководного моря, в литоральной зоне.

Глинистые отложения разреза Калюты 2, в которых обнаружены остатки ихтиофауны (слой 1), характеризуются значительно меньшим содержанием кластического материала, чем глины разреза Обухово 1. Обломочный материал в основном слабоокатанный, но встречаются и окатанные обломки пород. Размеры их колеблются в среднем от 0.5 до 5 мм. В слое 1 имеется прослой мощностью 10 см, представленный сцементированными комками глин с песчано-гравийным материалом и большим содержанием обломков скелетных элементов бесчелюстных и рыб. Основная масса найденных остатков ихтиофауны в слое 1 приурочена к этому прослою. В остальной части слоя 1 они встречаются гораздо реже. Остатки ихтиофауны, приуроченные к упомянутому прослою, в основном разрозненны и не представляют собой сочлененных скелетов. В указанном прослое иногда встречаются мелкозернистые целые скелетные элементы: мелкие пластинки, тессеры, позвонки, чешуи и зубы. Крупные скелетные остатки ихтиофауны, найденные в этом прослое, не превышают 4 см. В основном же обнаруженные остатки имеют размеры от 0.5 мм до 3 см. Залагают они обычно горизонтально напластованию либо слабо наклонно, формируя скопления. Местами они лежат друг на друге, образуя “слоенный пирог”, иногда расположены под разными углами друг к другу. В остальной части слоя 1 скопления остатков ихтиофауны не зарегистрировано. Сильно деформированных остатков немного. Де-

тали внутреннего и внешнего строения у многих найденных скелетных элементов имеют хорошую сохранность. Остатки ихтиофауны светло-коричневого, коричневого, темно-коричневого до черного цвета. Большинство остатков имеют сравнительно хорошую сохранность или слабо окатаны. Помимо позвоночных, пока только в этом прослое найдены редкие углефицированные растительные остатки, два сколекодонта, единичные обломки лингулид и три конодонта. Остатки, обнаруженные в этом слое, были подвержены транспортировке гидродинамическими процессами, а разнообразие фоссилий предполагает прибрежно-морской палеобассейн.

Отложения **сарьянских слоев саргаевского горизонта** франского яруса в исследуемом районе хорошо представлены в обнажениях Калюты 6, Виренка 1, Калюты 5а и Калюты 5. Подробная литологическая и палеонтологическая характеристика обнажения Калюты 5 представлена в статье (Plax, Zaika, 2018). Ниже приводится описание девона в разрезах Калюты 6, Виренка 1 и Калюты 5а, из которых отобраны образцы для изучения изотопного состава стронция.

Разрез Калюты 6 (рис. 4) расположен на правом берегу р. Сарьянка, в 1.8–1.9 км ниже по течению от устья ручья Турья. Все слои залегают субгоризонтально. В разрезе представлены отложения кровли желонского горизонта и сарьянских слоев саргаевского горизонта (снизу вверх):

Желонский горизонт

1. Глина светло-серая, плотная, влажная, вязкая, пластичная, неяснослоистая. Мощность 0.2 м.

Сарьянские слои, саргаевский горизонт

2. Доломит светло-желтый, желтый, синевато-серый, толстоплитчатый, тонкозернистый. Обнаружены обломки микро-, мезо- и макромерных

Таблица VIII. Остатки саркоптеригий из обнажения Калюты 2. Все остатки происходят из нижнефранских отложений верхнего девона. Длина масштабной линейки 500 мкм для фиг. 4, 5 и 9; 1 мм для фиг. 6 и 10; 2 мм для фиг. 3, 7, 8, 11, 14 и 15; 4 мм для фиг. 1, 2, 12 и 13; 5 мм для фиг. 16.

1 — *Tristichopteridae* gen. indet., экз. № 48/24-12, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент дермальной кости, вид снаружи; желонский горизонт; 2 — *Tristichopteridae* gen. indet., экз. № 48/24-13, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент дермальной кости, вид снаружи; желонский горизонт; 3 — *Dipteroidei* fam., gen. et sp. indet., экз. № 48/24-26, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 4 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/21-29, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, ×35; желонский горизонт; 5 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/20-3, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, ×40; желонский горизонт; 6 — *Sarcopterygii* indet., экз. № 48/23-5, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи, ×25; желонский горизонт; 7 — *Dipteroidei* fam., gen. et sp. indet., экз. № 48/24-30, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 8 — *Dipteroidei* fam., gen. et sp. indet., экз. № 48/24-27, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, фрагмент чешуи, вид снаружи; желонский горизонт; 9 — *Dipterus* sp., экз. № 48/21-13, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зубная пластинка, вид сверху с наклоном, ×35; желонский горизонт; 10 — *Dipterus* sp., экз. № 48/24-2, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, птеригонидная зубная пластинка, вид сверху, ×18; желонский горизонт; 11 — *Dipterus* sp., экз. № 48/24-40, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, птеригонидная зубная пластинка, вид сверху; желонский горизонт; 12 — *Grossipterus* sp., экз. № 48/24-14, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, птеригонидная зубная пластинка, вид сверху; желонский горизонт; 13 — *Dipterus* sp., экз. № 48/24-15, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, преартикулярная зубная пластинка, вид сверху с наклоном; желонский горизонт; 14 — *Dipterus* sp., экз. № 48/24-24, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, птеригонидная зубная пластинка, вид сверху; желонский горизонт; 15 — *Dipterus* sp., экз. № 48/24-25, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, птеригонидная зубная пластинка, вид сверху; желонский горизонт; 16 — *Dipterus* sp., экз. № 48/25-2, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, зубная пластинка, вид сверху; желонский горизонт.

Таблица VIII

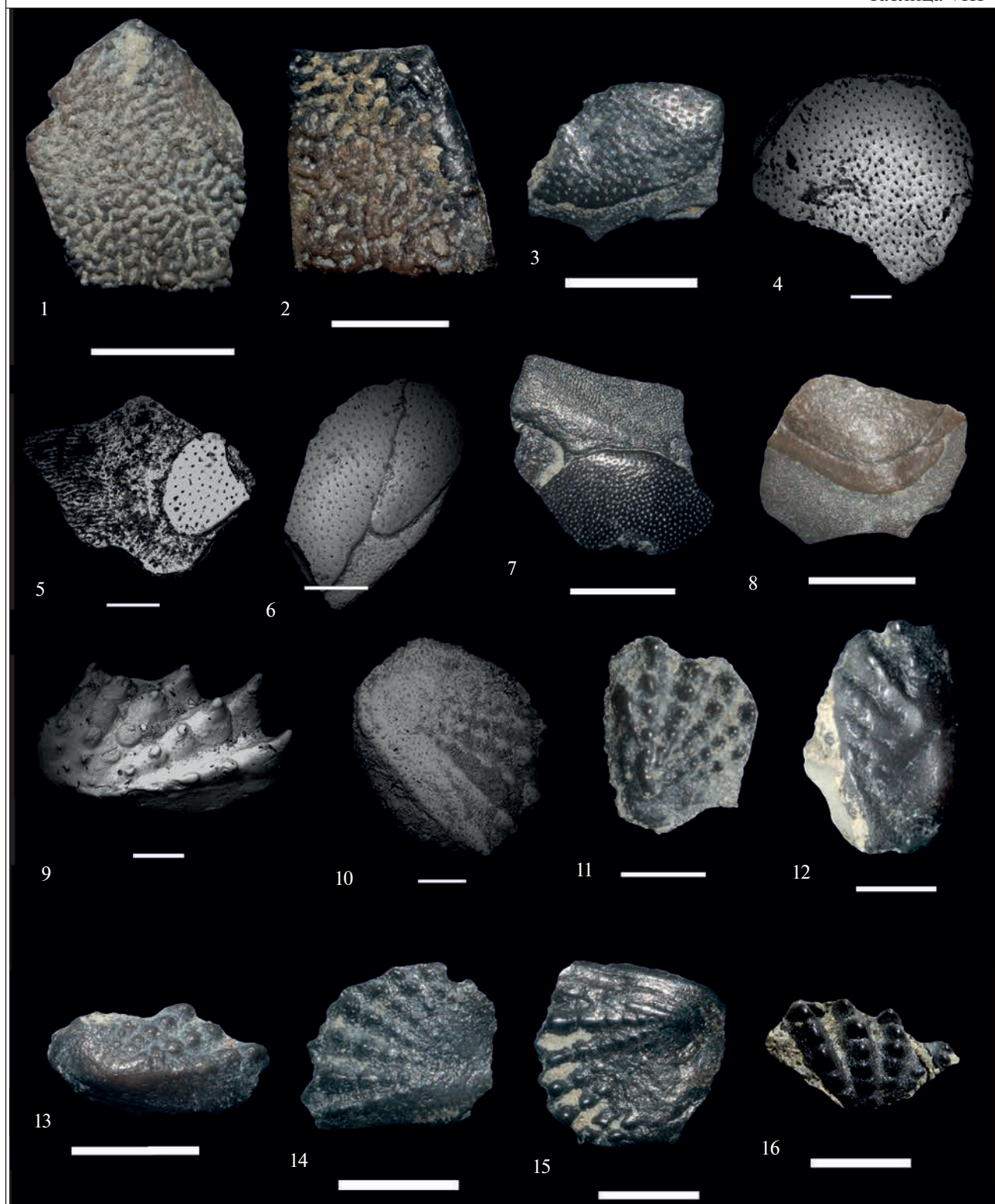


Таблица IX

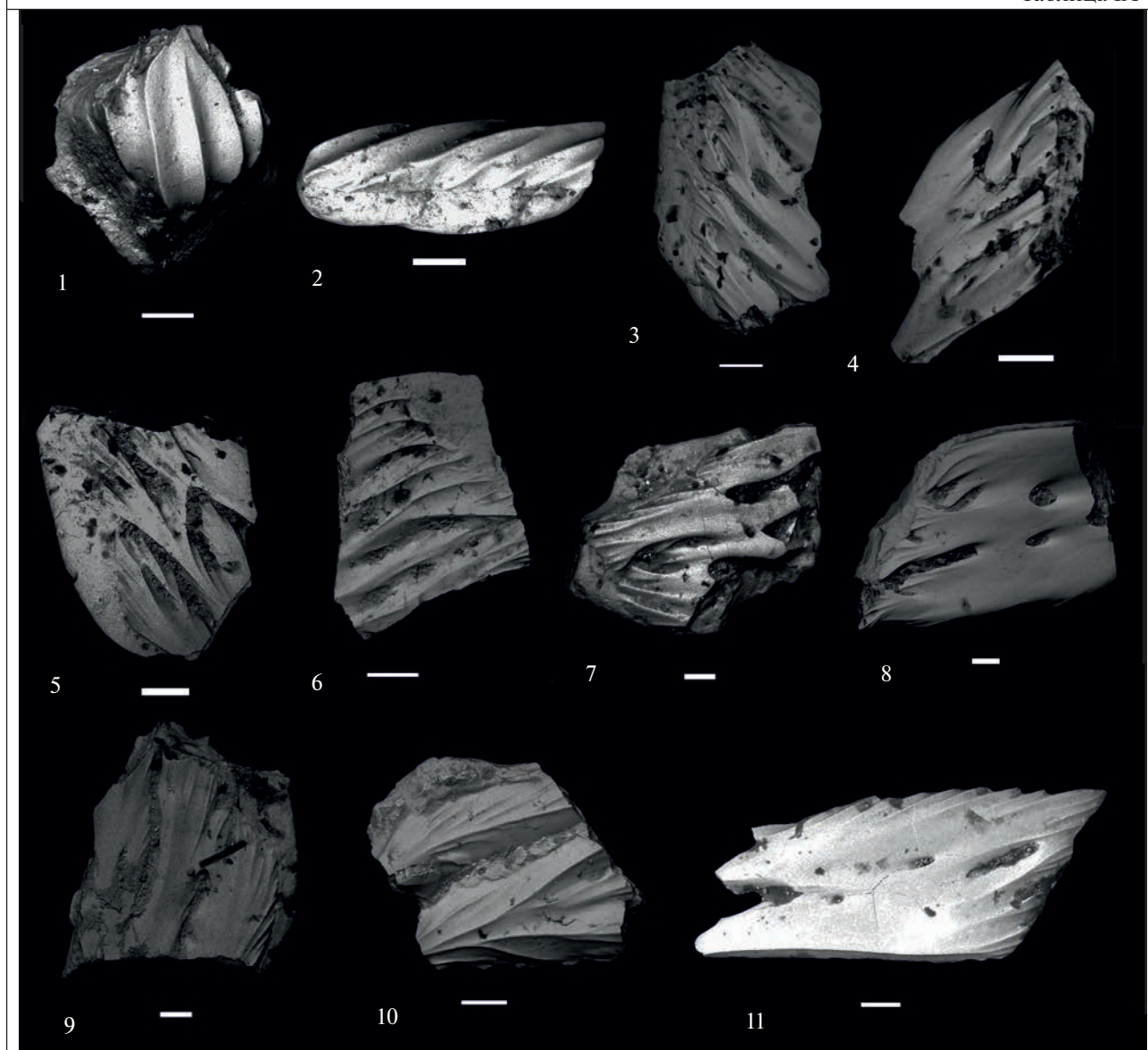


Таблица IX. Чешуи актиноптеригий из нижнефранских отложений верхнего девона обнажения Калюты 2 и карьера Гралево. Длина масштабной линейки 200 мкм для фиг. 3, 4, 5 и 6; 100 мкм для фиг. 1, 2, 7, 8, 9, 10 и 11.

1 — *Cheirolepis* sp., экз. № 48/21-9, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×150; желонский горизонт; 2 — *Cheirolepis* sp., экз. № 48/21-10, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид сбоку, ×130; желонский горизонт; 3 — *Moythomasia* sp., экз. № 48/23-10, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×70; желонский горизонт; 4 — *Moythomasia* sp., экз. № 48/23-11, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×70; желонский горизонт; 5 — *Moythomasia* sp., экз. № 48/21-7, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×70; желонский горизонт; 6 — *Actinopterygii* indet., экз. № 48/23-9, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×75; желонский горизонт; 7 — *Actinopterygii* indet., экз. № 48/21-26, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×100; желонский горизонт; 8 — *Moythomasia* sp., экз. № 48/23-14, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×100; желонский горизонт; 9 — *Actinopterygii* indet., экз. № 48/23-12, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×100; желонский горизонт; 10 — *Actinopterygii* indet., экз. № 48/23-13, обн. Калюты 2, слой 1, гл. 1.95–2.55 м, чешуя, вид снаружи, ×150; желонский горизонт; 11 — *Moythomasia* sp., экз. № 1/215-1, карьер Гралево, гл. 67.0–75.0 м, чешуя, вид снаружи, ×100; саргаевский горизонт, сарьянские слои.

скелетных элементов агнат и рыб, среди которых установлены дентинные бугорки и мелкие фрагменты пластинок *Psammosteus* sp., *P. maeandrinus* Ag., *P. cf. maeandrinus* Ag., *P. cf. cuneatus* Obr., *Psammosteoides* indet., мелкие неопределимые

фрагменты пластинок и четыре фрагмента anterior dorso-laterale cf. *Ctenurella* sp., *Ptyctodontida* gen. indet., мелкие неопределимые фрагменты пластинок и один фрагмент posterior dorso-laterale *Plourdosteus* sp., мелкие фрагменты пластинок *Bothrio-*

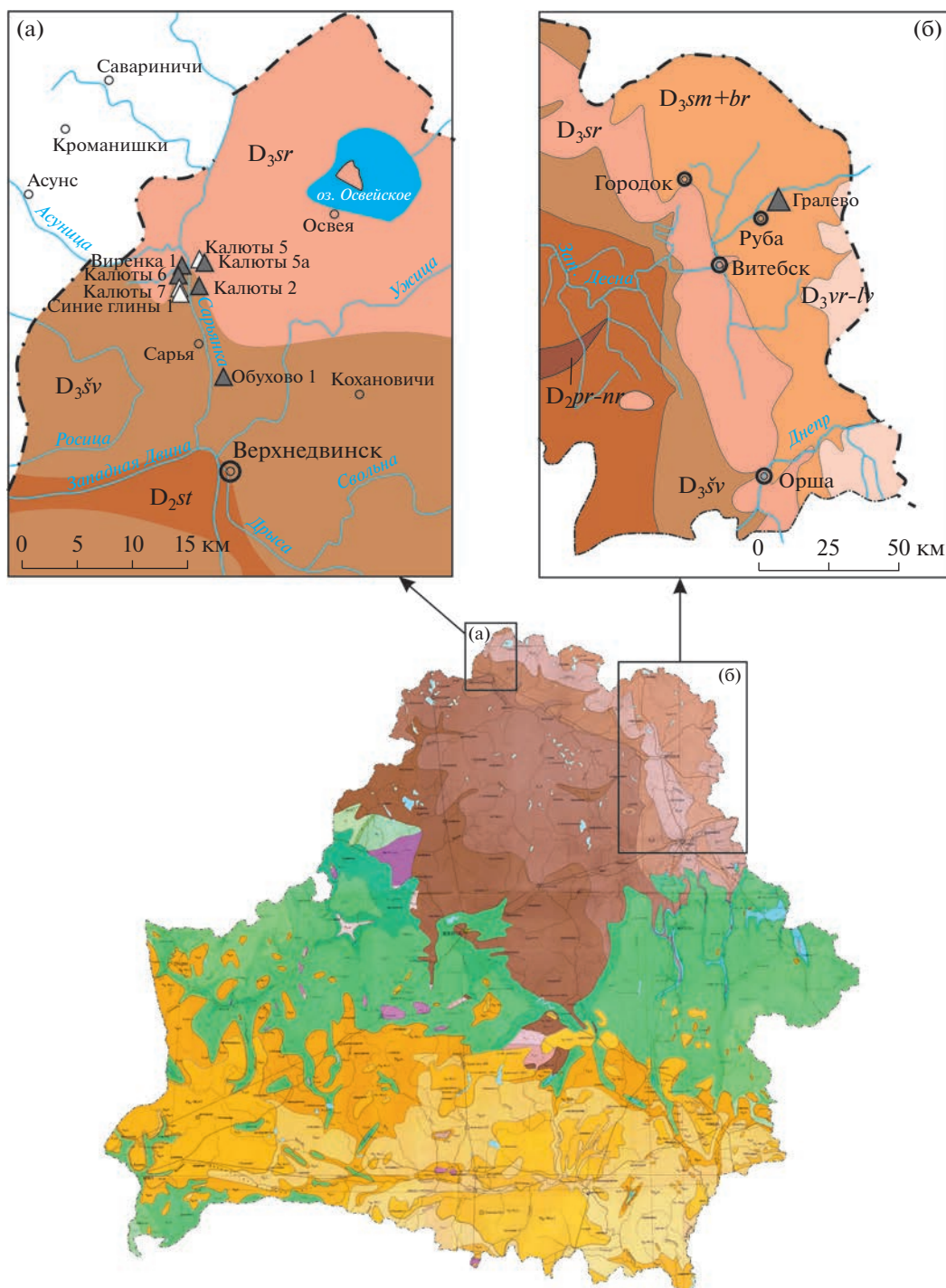


Рис. 1. Геологическая карта Беларуси (Дочетвертичные..., 2002) и фрагменты выходов Главного девонского поля на севере (врезка а) и северо-востоке (врезка б) с положением опорных разрезов верхнего девона. Разрезы, в которых изучена ихтиофауна в этой статье, обозначены серыми треугольниками.

lepis sp., *Bothriolepididae* gen. indet., один фрагмент *laterale* *Grossilepis* sp., мелкие неопределимые фрагменты пластинок *Antiarcha* indet., *Placodermi* indet., чешуи *Acanthodes* sp., *Cheiracanthus kaljutensis* Plax, *Acanthodiformes* indet., фрагменты плавниковых шипов *Acanthodii* gen. indet., зуб *Phoe-*

bodontidae gen. indet., фрагменты чешуй *Onychodus* sp., *O. ?* sp., *Glyptolepis* sp., *Osteolepididae* gen. indet., *Holoptychiidae* gen. indet., *Dipteridae* gen. indet., *Rhinodipterus* sp., *Rhipidistia* indet., *Sarcopterygii* indet., зубы *Strunius* cf. *rolandi* (Gross), *Sarcopterygii* indet., мелкие неопределимые скелетные эле-

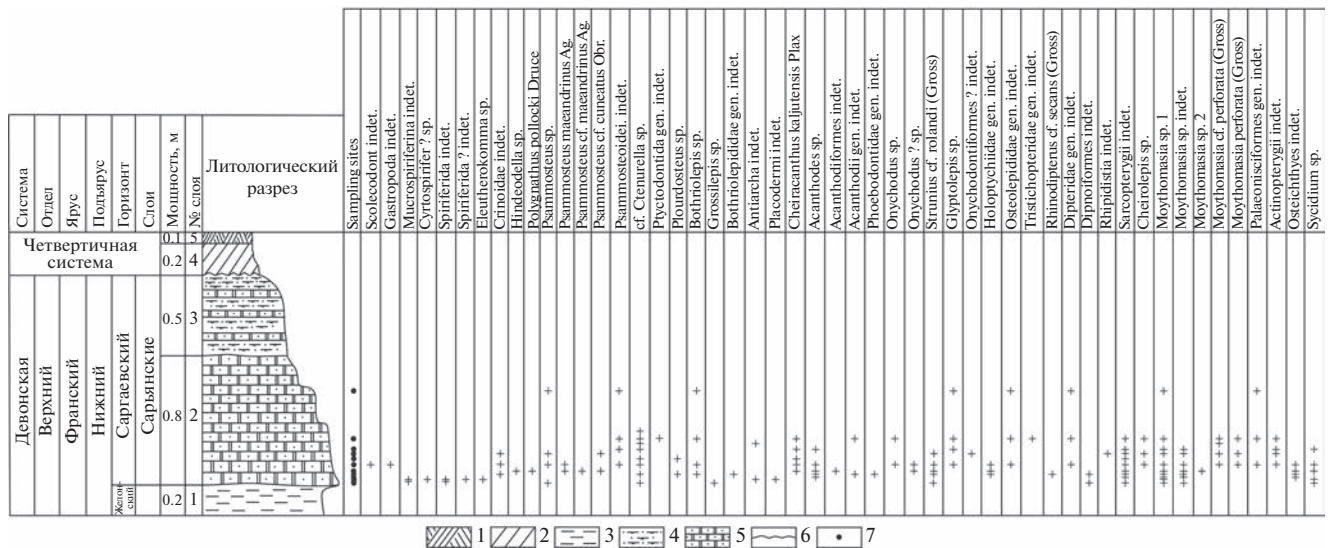


Рис. 4. Геологический разрез верхнедевонских отложений Калюты 6 с указанием распространения органических остатков.

1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинок; 3 — глина; 4 — доломитовая мука; 5 — доломит тонкозернистый (сахаровидный); 6 — поверхность перерыва в осадконакоплении; 7 — места отбора фоссилий.

менты *Onychodontiformes* ? indet., *Tristichopteridae* gen. indet., *Sarcopterygii* indet., зубные пластинки *Dipteridae* gen. indet. и *Dipnoiformes* indet., чешуи и мелкие неопределимые скелетные элементы *Cheirolepis* sp., *Moythomasia* sp. indet., *M. sp. 1*, *M. sp. 2*, *M. perforata* (Gross), *M. cf. perforata* (Gross), *Palaeonisciformes* gen. indet. и *Actinopterygii* indet., мелкие фрагменты неопределимых скелетных элементов, зуб и фрагмент челюсти *Osteichthyes* indet. Наряду с позвоночными здесь также найдены следующие органические остатки: один сколекодонт, немногочисленные ядра и отпечатки брахиопод *Cyrtospirifer* ? sp., *Eleutherokomma* sp., *Mucrospiriferina* indet., *Spiriferida* ? indet., *Spiriferida* indet. (определения Е.В. Сокиран), единичные ядра мелких гастропод, редкие членики криноидей *Crinoidea* indet., два конодонта *Hindeodella* sp. и *Polygnathus pollocki* Druce (определения Ю.А. Гатовского и Л.И. Кононовой), немногочисленные оогонии харовых водорослей рода *Sycidium* Sandb. Мощность 0.8 м.

3. Доломитовая мука светло-желтая, желтая, рыхлая. В толще слоя наблюдаются обломки и пропластки светло-желтых тонкозернистых доломитов с текстурой неясной слоистости. Мощность 0.5 м.

Разрез Виренка 1 (рис. 5) расположен в русле р. Виренка, правого притока р. Сарьянка, в 30–50 м от устья и около 6 км выше пос. Сарья. Вскрывает одну пачку сарьянских слоев саргаевского горизонта:

1. Доломит желтый, светло-желтый, участками с бурыми и ржавыми пятнами, толсто плитчатый (плиты 10–20 см), тонкозернистый, массивный,

крепкий, с реликтами фауны беспозвоночных, с редкими макромерными остатками панцирных рыб *Plourdosteus* sp. (найдена одна неопределимая пластинка и фрагмент posterior ventro-laterale), cf. *Ctenurella* sp., единичными мелкими пластинками *Placodermi* indet., с тонкой субгоризонтальной, горизонтальной слоистостью, местами без явно выраженной слоистости. Мощность 0.3 м.

Разрез Калюты 5а (рис. 6) расположен на левом берегу р. Сарьянка, примерно в 200 м вверх по течению реки от обнажения Виренка 1.

Сарьянские слои, саргаевский горизонт (снизу вверх):

1. Доломит светло-желтый, желтый, участками с бурыми и ржавыми пятнами, тонкозернистый, плотный, с тонкой субгоризонтальной слоистостью, трещиноватый. Органические остатки — реликты ядер брахиопод, отпечатки и ядра цефалопод *Evlanoceras* ? sp. и *Mesunceras* ? sp., единичные микро- и макромерные скелетные элементы рыб — фрагменты пластинок *Bothriolepis* sp., одно mixilaterale *Bothriolepis* cf. *panderi* Lahusen, один фрагмент anterior dorso-laterale cf. *Ctenurella* sp., фрагмент пластинки *Placodermi* indet., обломки чешуй *Osteolepididae* gen. indet. и *Sarcopterygii* indet. Мощность 0.7 м.

2. Доломитовая мука светло-желтого, желтого цвета, латерально замещается доломитом того же цвета, тонкозернистым, массивным. Органические остатки в слое не обнаружены. Мощность 0.15 м.

3. Доломит светло-желтый, желтый, местами с бурыми и ржавыми пятнами, тонкозернистый, плотный, неяснослоистый, иногда с тонкой суб-

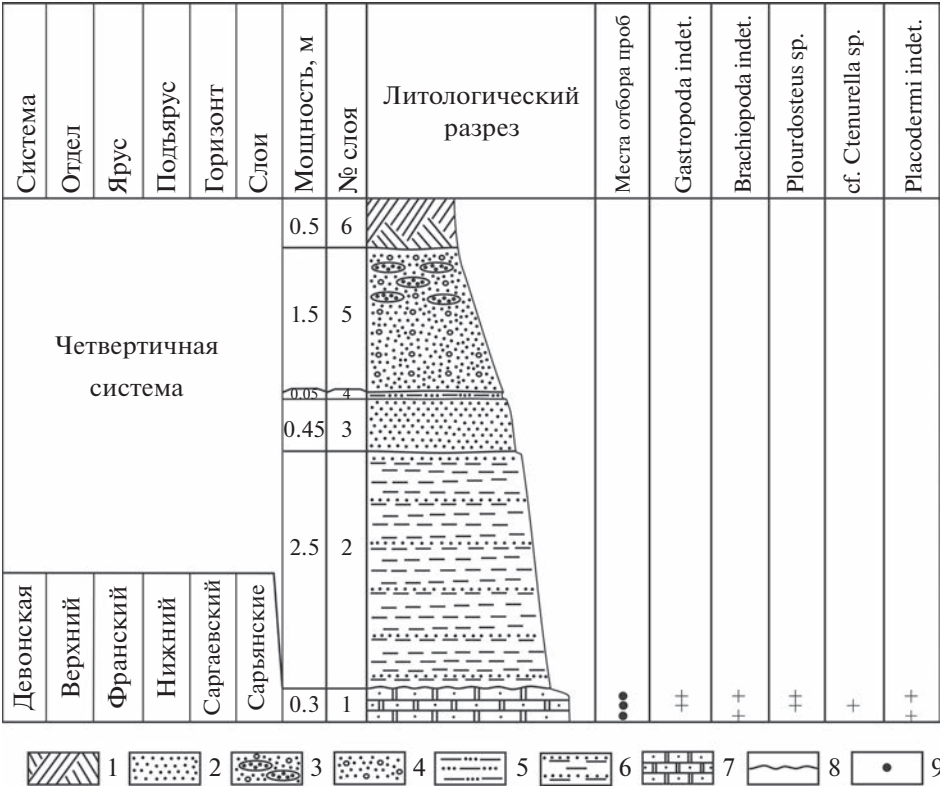


Рис. 5. Геологический разрез верхнедевонских отложений Виренка 1 с указанием распространения органических остатков.
1 – почвенно-растительный слой; 2 – песок, 3 – песок с линзами гравия и гальки; 4 – песок с гравием; 5 – глина песчанистая; 6 – глина с песчаными пропластками и тонкими слойками алевроита; 7 – доломит тонкозернистый (сахаровидный); 8 – поверхность перерыва; 9 – места отбора остатков ихтиофауны.

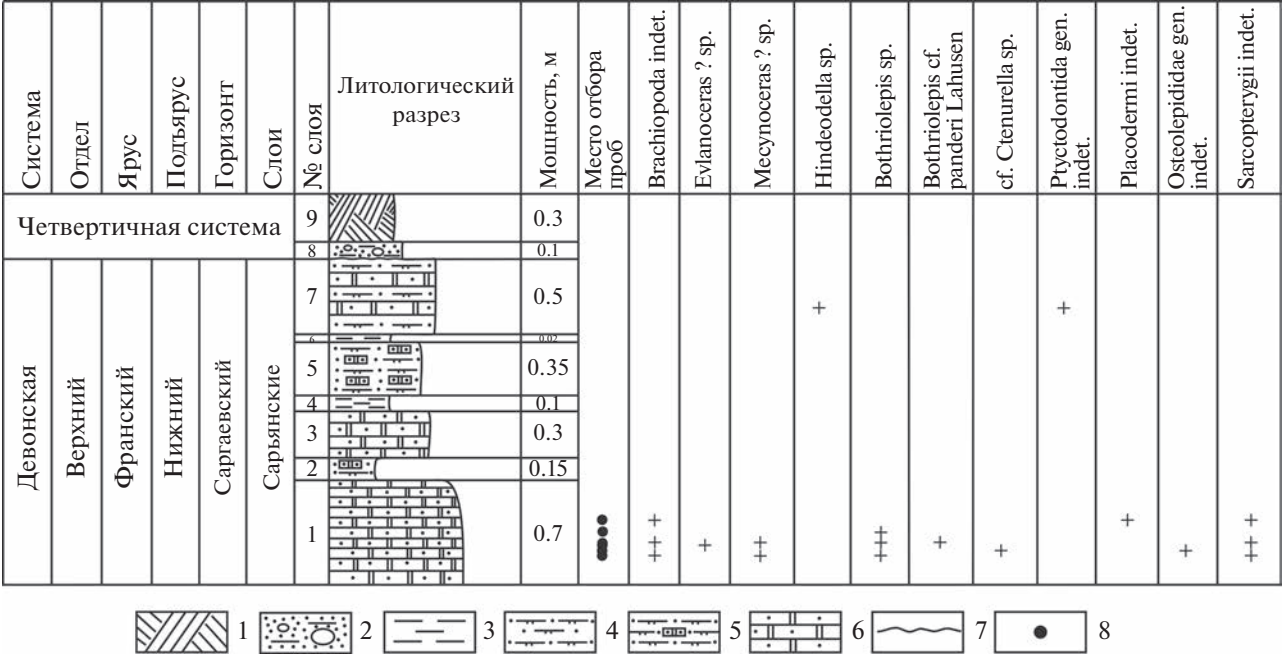


Рис. 6. Геологический разрез верхнедевонских отложений Калюты 5а с указанием распространения органических остатков.
1 – почвенно-растительный слой; 2 – глинистый песок с галькой и валунами; 3 – глина; 4 – доломитовая мука; 5 – доломитовая мука с включениями кусков доломита; 6 – доломит тонкозернистый (сахаровидный); 7 – поверхность перерыва; 8 – места отбора ископаемых.

горизонтальной слоистостью, трещиноватый. Органические остатки визуально не встречены. Мощность 0.3 м.

4. Глина пепельно-серая до черного цвета, участками темно-серая и горчичного цвета, комковатая, влажная, пластичная. Местами содержит углистое вещество. Мощность 0.1 м.

5. Доломитовая мука светло-желтого цвета, с обломками и плитками доломита светло-желтого, желтого, тонкозернистого, плотного. Органические остатки не найдены. Мощность 0.35 м.

6. Глина пепельно-серая, пластичная, плотная, комковатая, однородная. Мощность 0.02 м.

7. Доломит светло-желтый, участками с бурыми и ржавыми пятнами, с тонкой субгоризонтальной слоистостью, тонкозернистый, массивный, местами кавернозный (диаметр каверн 0.5–1 см), трещиноватый. Органические остатки — один конодонт *Hindeodella* sp. и фрагмент тридора *Ptyctodontida* gen. indet. Мощность 0.5 м.

Условия захоронения органических остатков в карбонатных отложениях сарьянских слоев саргаевского горизонта в долине р. Сарьянка отличаются от таковых в терригенных отложениях желонского горизонта. Так, в доломитах разреза Калюты 6 помимо многочисленной ихтиофауны обнаружены единичные сколекодонты, брахиоподы, гастроподы, конодонты, членики криноидей и немногочисленные оогонии харовых водорослей. Брахиоподы представлены ядрами и отпечатками отдельных раковин, замещенных доломитом. Ядра и отпечатки брахиопод распределены очень неравномерно и встречаются в основании карбонатной пачки. Они не образуют скоплений и приурочены к поверхностям напластования породы. Среди брахиопод встречаются особи разных возрастных стадий, которые чаще всего лежат на брюшной створке. Сортировка раковин по размеру не наблюдается. Обломков раковин в породе не обнаружено. Размеры ядер раковин от 5 до 20 мм. Сохранность отпечатков скульптуры раковин в целом удовлетворительная. Ядра гастропод, членики криноидей и конодонты встречаются редко. Они также распределены в породах очень неравномерно и обнаружены только в нижней части разреза. Сохранность их плохая, реже удовлетворительная. Это связано с последующими постседиментационными процессами перекристаллизации и замещения первичного вещества скелетообразующих тканей этих организмов доломитом. В толще доломитов обнаружен также один черный сколекодонт, имеющий хорошую сохранность. Оогонии харовых водорослей образуют небольшие скопления в доломитах и имеют несколько лучшую сохранность, чем ядра брахиопод и гастропод. Все их находки приурочены к нижней части доломитовой толщи.

Остатки ихтиофауны в сарьянских доломитах на р. Сарьянка встречаются наиболее часто и обычно имеют сохранность лучшую, чем все вышеперечисленные группы ископаемых организмов. Они представлены различными скелетными элементами: обломками пластинок плакодерм, тессерами, мелкими фрагментами пластинок и дентиновыми бугорками гетеростраков, обломками плавниковых шипов и чешуями акантодов, единичным зубом хрящевой рыбы, чешуями, зубами и небольшими фрагментами костей костных рыб. Они приурочены к пачке доломитов мощностью до 0.8 м. Установлено, что наиболее богатый комплекс позвоночных присутствует в нижней части карбонатной пачки. В верхней же части разреза этой пачки остатки ихтиофауны встречаются несколько реже. Большинство скелетных элементов ихтиофауны имеют сравнительно хорошую сохранность или слабоокатанные. Все они разрозненны, не представляют собой сочлененных скелетов и не образуют групповых скоплений. Располагаются они, как правило, в устойчивом положении. Среди найденных скелетных остатков встречаются слегка трещиноватые. Размеры скелетных элементов колеблются от 0.3 мм до 4 см. Степень фоссилизации большинства скелетных элементов приблизительно одинакова. Ржавые, бурые и черные налеты и разводы на поверхностях некоторых пластинок являются вторичными, образовались в результате осаждения гидроокислов железа и марганца. Остатки ихтиофауны в ходе захоронения не испытывали длительных перемещений, однако разрозненность и фрагментарность скелетных элементов, а также слабая окатанность некоторых из них могут указывать на незначительную транспортировку. Механическая дифференциация скелетного материала могла происходить под влиянием гидродинамических процессов. Такие захоронения, вероятно, образовались в относительно мелководных прибрежно-морских условиях. Подтверждением этому может служить также совместное нахождение остатков позвоночных с оогониями харовых водорослей, члениками криноидей, ядрами мелких гастропод, отпечатками и ядрами брахиопод. Анализ состава собранных в обнажении Калюты 6 скелетных элементов позвоночных свидетельствует о преобладании изолированных чешуй актиноптеригий, в меньшей степени — пластинок плакодерм над остатками других групп ихтиофауны.

В доломитах обнажения Виренка 1 обнаружены единичные реликты фауны беспозвоночных (коралл *Rugosa* (?), брахиоподы, гастроподы) и очень немногочисленные макро- и микромерные остатки пластинокожных рыб. Рыбные остатки характеризуются гораздо лучшей сохранностью, чем остатки беспозвоночных. Цвет их скелетных элементов светло-желтый и желтый. Остатки распределены в доломитах неравномерно и приуро-

чены в основном к плоскостям напластования породы. Отчетливой сортировки по размерам не наблюдается. Найденные пластинки рыб располагаются внешней орнаментированной стороной к плоскости напластования породы, и на них наблюдаются трещины. Исходя из набора установленных органических остатков, можно заключить, что обнаруженные организмы, как и организмы в обнажении Калюты 6, обитали в мелководном прибрежно-морском бассейне.

В глинах разреза Калюты 5а найдены немногочисленные миоспоры и акритархи плохой сохранности, а также неопределимые углефицированные растительные остатки. Из органических остатков в доломитах найдены редкие реликты ядер брахиопод, единичные отпечатки и ядра цефалопод, а также редкие микро- и макромерные остатки рыб. Все находки беспозвоночных обнаружены в средней и нижней частях разреза и приурочены к плоскостям напластования пород. Большинство остатков рыб обнаружено в средней и нижней частях разреза, единичные находки ихтиофауны сделаны в верхней части разреза. Цефалоподы встречаются поодиночке и не образуют скоплений. По количеству найденных экземпляров цефалоподы (от 5 до 10 см в длину) превосходят находки ядер брахиопод и несколько уступают находкам остатков ихтиофауны. Остатки рыб имеют достаточно хорошую сохранность, разрозненны, групповых скоплений не образуют и распределены неравномерно, параллельно плоскостям напластования. Размеры различных скелетных элементов рыб колеблются от нескольких миллиметров до 4 см. Детали внутреннего и внешнего строения хорошо сохранились. Сочлененных скелетов рыб не обнаружено. Присутствие в отложениях бентосных мелководных цефалопод и брахиопод указывает на мелководный прибрежно-морской бассейн.

Разрез Гралево. Оршанской впадины нижнефранские отложения выходят на дневную поверхность только по берегам рек Днепр и Оршица в г. Орше, а также они обнажены в карьере Гралево и нескольких затопленных карьерах у пос. Руба. Многочисленные остатки раннефранской ихтиофауны впервые были обнаружены именно в доломитовых мергелях в карьере Гралево (Plax, 2017). Стоит отметить, что большая часть находок скелетных элементов рыб происходит из северной части карьера. К сожалению, в настоящее время доломитовые мергели, содержащие остатки ихтиофауны, не доступны для изучения, так как эта часть карьера затоплена. Однако в 2005–2007 гг. Белорусской геологоразведочной экспедицией было произведено бурение скважин на участке Гралево, которые вновь вскрыли доломитовые мергели. Изучение некоторых скважин позволило выявить новые остатки ихтиофауны, характерные представители которой представлены в табл. V–VII и IX. Ниже приводится сводное лито-

логическое описание верхнедевонских пород, вскрытых в северной части карьера (рис. 7).

Сарьянские слои, саргаевский горизонт

1. Доломит серый, кавернозный, крепкий, массивный. Мощность 1.5 м.
 2. Доломит светло-серый, кавернозный, крепкий, массивный, толстоплитчатый. Мощность 0.9 м.
 3. Мергель доломитовый, голубовато-зеленоватый, плотный, содержит много остатков ихтиофауны. Отсюда определены туберкулы псаммостеид *Psammosteus* sp., пластинки пластинокожих рыб *Plourdosteus* sp., *P. mironovi* (Obr.), *Coccosteoidea* indet., *Bothriolepis* sp., *Bothriolepis cellulosa* (Pander), *B. cf. cellulosa* (Pander), *Grossilepis tuberculata* (Gross), чешуи и плавниковые шипы акантод *Acanthodii* gen. indet., чешуи, зубы, фрагменты челюстей саркоптеригии *Glyptolepis* sp., *Strunius* sp., *Struniiiformes* gen. indet., *Osteolepididae* gen. indet., *Holoptychius* sp., чешуи и зубные пластинки *Dipteridae* gen. indet., *Dipterus* sp., *Rhinodipterus* cf. *secans* (Gross), *Sarcopterygii* indet. и чешуи актиноптеригии *Moynthomasia* sp. Мощность 1.1 м.
 4. Доломит серый, темно-серый, плотный, слабокавернозный. Мощность 1.7 м.
 5. Глина голубовато-серая, однородная, пластичная, плотная. Мощность 0.3 м.
 6. Доломит серый, темно-серый, крепкий, кавернозный, в кровле пропласток (около 0.3 м) светло-серого плотного мергеля. Мощность 1.3 м.
- Ведричские слои, саргаевский горизонт*
7. Доломит серый, темно-серый, трещиноватый. Мощность 0.61 м.
 8. Доломит серый, темно-серый, плотный, массивный. Мощность 0.7 м.
 9. Доломит серый, темно-серый, массивный. Мощность 0.3 м.
 10. Доломит серый, массивный, слабокавернозный. Мощность 1.9 м.
 11. Доломит серый, массивный, в нижней части кавернозный. Мощность 0.5 м.
 12. Доломит светло-серый, массивный, слабокавернозный. Мощность 0.5 м.
 13. Доломит серый, светло-серый, массивный, местами трещиноватый. Мощность 0.7 м.
 14. Доломит светло-серый, серый, кавернозный, в кавернах доломитовая мука. Мощность 0.8 м.
 15. Доломит светло-серый, темно-серый, массивный. Мощность 0.7 м.
 16. Доломит светло-серый, массивный. Мощность 0.9 м.
 17. Доломит светло-серый, слабокавернозный, окремненный. Мощность 0.7 м.

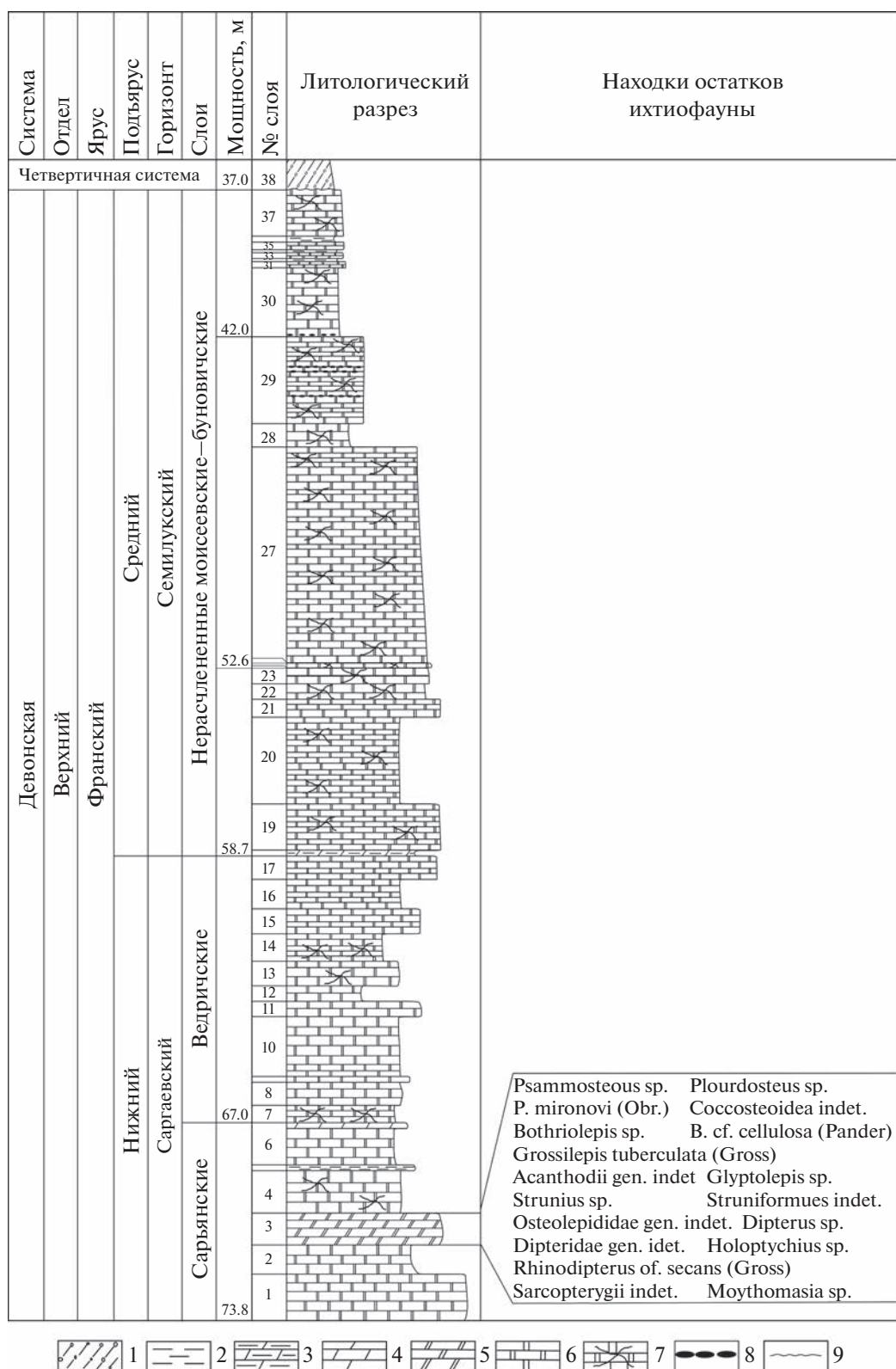


Рис. 7. Геологический разрез верхнедевонских отложений в северной части карьера Гралево с указанием находок остатков ихтиофауны.

1 — супесь с гравием и галькой; 2 — глина; 3 — мергель глинистый; 4 — мергель; 5 — мергель доломитовый; 6 — доломит; 7 — доломит трещиноватый; 8 — кремневые конкреции; 9 — поверхность перерыва.

Семилукский горизонт

18. Мергель глинистый, темно-серый, плотный, плитчатый. Мощность 0.3 м.

19. Доломит мергелистый, серый, слабо трещиноватый. Мощность 1.5 м.

20. Доломит светло-серый, желтовато-серый, трещиноватый, кавернозный. Мощность 2.7 м.

21. Доломит светло-серый, желтовато-серый, массивный. Мощность 0.6 м.

22. Доломит желтоватый, сильнокавернозный (каверны от 3–5 мм до 1.0–1.5 см), трещиноватый, тонкокристаллический, окремненный. Мощность 0.5 м.

23. Доломит темно-серый, светло-желтый, кремневый, в нижней части кавернозный (от 0.5–1.0 до 5.0 см), трещиноватый, окремненный, скрытокристаллический, в середине слоя пропласток (1.5 см) аргиллита углистого, черного цвета, с оогониями харовых водорослей. Мощность 0.5 м.

24. Аргиллит углистый, битуминозный, доломитовый, с оогониями харовых водорослей. Мощность 0.03 м.

25. Доломит темно-серый, кремнистый, массивный. Мощность 0.2 м.

26. Аргиллит углистый, битуминозный, доломитовый, с оогониями харовых водорослей. Мощность 0.01 м.

27. Доломит желтый, в нижней части слоя темно-серый, комковатый, трещиноватый, участками кремнистый, со строматопороидеями, кораллами, брахиоподами, моллюсками и другими остатками беспозвоночных. Мощность 7.0 м.

28. Доломит светло-желтый, кремневый, кремнистый, слабокавернозный (диаметр до 3–5 см). Мощность 0.7 м.

29. Доломит желтый, комковатый, кавернозный, в слое много доломитового песка желтого цвета. Имеются три прослоя светло-серых кремневых конкреций овально-вытянутой формы толщиной от 1 до 8 см. Встречаются обломки кораллов, гастропод и брахиопод, а также губки, строматопороидеи, ходы червей, брахиоподы. Мощность 2.7 м.

30. Доломит светло-серый, кремневый, пористый, кремнистый, комковатый, мелкокристаллический, трещиноватый. В основании светло-серые кремневые конкреции. Встречаются кораллы, моллюски и брахиоподы. Мощность 2.4 м.

31. Доломит светло-серый до черного, кавернозный, комковатый, мелкокристаллический. Мощность 0.2 м.

32. Глина карбонатная, комковатая, плотная, светло-серая с зеленоватым оттенком, местами с выпцветами и пятнами бурого и желтого цвета. Мощность 0.1 м.

33. Доломит светло-серый до черного, сильнокавернозный (до 10 см), комковатый, мелкокристаллический. Мощность 0.2 м.

34. Глина карбонатная, светло-голубовато-зеленая, комковатая, пластичная. Мощность 0.1 м.

35. Доломит светло-серый, пористый (поры до 5–10 см), мелкокристаллический. Мощность 0.25 м.

36. Глина карбонатная, голубовато-серая с зеленоватым оттенком, рыхлая, слабокомковатая. Мощность 0.2 м.

37. Доломит желтовато-серый, кремневый, скрытокристаллический, местами кавернозный, трещиноватый, в кавернах доломитовая мука. Мощность 1.5 м.

Большое количество остатков ихтиофауны в карьере Гралево встречается в голубовато-зеленовато-серых доломитовых мергелях. Остатки распределены обычно вдоль плоскостей напластования, образуют групповые скопления. Иногда встречаются сочлененные скелетные элементы рыб. Преобладают в основном различные пластинки антиарх, чешуи и зубы саркоптеригий, реже встречаются пластинки эвартродир, чешуи актиноптеригий, редко — остатки псаммостеид, чешуи и плавниковые шипы акантодов, фрагменты челюстей саркоптеригий. Обнаруженные скелетные элементы ихтиофауны имеют обычно хорошую и удовлетворительную сохранность. Деформации большинства скелетных элементов рыб незначительны. Из-за хрупкости некоторые пластинки плакодерм часто разрушаются на сравнительно мелкие фрагменты. Следов явной окатанности у них не выявлено. Остатки беспозвоночных в захоронении пока не найдены. Очень редко можно обнаружить единичные углефицированные растительные остатки. В целом характер сохранности остатков свидетельствует о том, что они были захоронены, не испытав длительной транспортировки.

Sr-изотопная характеристика фрагментов ихтиофауны из нижнефранских разрезов р. Сарьянка и карьера Гралево

Фосфатные остатки рыб, захороненные *in situ*, способны сохранять Sr-изотопную характеристику среды седиментации (Schmitz et al., 1991; Bertram et al., 1992; Holmden et al., 1996; Martin, Scher, 2004). В случае открытых и внутренних морей с нормальной соленостью, это открывает возможность использовать отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемой фауне для уточнения возраста стратиграфического горизонта и проведения корреляции на основе метода стронциевой изотопной хемотратиграфии — SIS (Schmitz et al., 1991; Ebner et al., 1997; Qing et al., 1998; McArthur et al., 2012; Дубинин и др., 2018; Кузнецов и др., 2018). Однако значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемой фауне, обитавшей в частично изолированных палеобассейнах, могут отличаться

Таблица 1. Изотопный состав Sr во фрагментах ихтиофауны желонского и саргаевского горизонтов нижнего франа Латвийской седловины и Оршанской впадины Беларуси

№ образца	Вид фрагмента и таксон	Разрез	Положение образца в разрезе, м	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Желонский горизонт, нижний фран				
29/1-62a	Чешуя <i>Sarcopterygii</i> indet.	Обухово 1	1.6–4.9	0.71065
29/2-180	Чешуя <i>Sarcopterygii</i> indet.	Обухово 1	1.6–4.9	0.71102
48/1x-1	Пластика <i>Bothrolepis</i> sp.	Калюты 2	1.95–2.55	0.70932
48/2x-1	Чешуя <i>Dipnoi</i> indet.	Калюты 2	1.95–2.55	0.70922
48/3x-1	Пластика <i>Placodermi</i> indet.	Калюты 2	1.95–2.55	0.70907
48/4x-1	Чешуя <i>Sarcopterygii</i> indet.	Калюты 2	1.95–2.55	0.70898
Сарьянские слои, саргаевский горизонт, нижний фран				
52/1x-1	Чешуя <i>Sarcopterygii</i> indet.	Калюты 6	1.2–1.6	0.70825
107/4x-1	Пластика <i>Bothrolepis</i> sp.	Калюты 5a	1.8–2.5	0.70842
117/1x-1	Пластика <i>Placodermi</i> indet.	Виренка 1	5	0.70831
1/192x-1	Пластика <i>Bothriolepis cellulosa</i>	Гралево	67–75	0.70856
1/193x-1	Пластика <i>Placodermi</i> indet.	Гралево	67–75	0.70837
1/193x-2	Пластика <i>Placodermi</i> indet.	Гралево	67–75	0.70838

от величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских палеобассейнах. Это, в свою очередь, открывает возможность определения уровня солёности палеобассейна (Schmitz et al., 1991; Tütken et al., 2011; Кузнецов и др., 2014), а также отслеживания миграции рыб из морских в пресноводные бассейны (Tütken et al., 2011).

Влияние диагенеза на изотопный состав Sr в биогенном апатите до сих пор специально изучалось на геохимическом уровне. Поэтому некоторые работы показали незначительное различие между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в фосфатных остатках (в рыбьих зубах и конодонтах, вероятно древних прототипах зубов) и в брахиоподах и фораминиферах из вмещающих пород (Koch et al., 1992; Holmden et al., 1996; Ebner et al., 1997; Qing et al., 1998; Martin, Scher, 2004). Тем не менее небольшая разница отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ между морской водой того времени и биоапатитом имеет систематический сдвиг (менее 0.00005–0.0001) и повторяет колебания кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде. Это говорит о том, что, несмотря на возможный изотопный сдвиг (который иногда отсутствует), значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в биоапатите сопоставимо с этим значением в среде обитания (Holmden et al., 1996; Ebner et al., 1997; Qing et al., 1998; Martin, Scher, 2004). Более того, содержание Sr в апатите ископаемых зубов рыб очень высокое и варьирует от 1300 до 2200 мкг/г (Bertram et al., 1992; Holmden et al., 1996; Дубинин и др., 2018), что указывает на способность апатита буферировать эффект пресноводного диагенеза. Таким образом, взаимодействие с поровой водой с относительно низкой концентрацией Sr потенциально не оказывает влияния на исходную величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водной среде, в которой обитала рыба (Schmitz et al., 1991).

Представленный выше литологический анализ показал, что большинство обнаруженных фрагментов ископаемой фауны в нижнефранских отложениях были захоронены *in situ*. На отсутствие значительной транспортировки указывают совместное нахождение разнообразных палеонтологических остатков организмов, которые в прижизненном состоянии обитали совместно, а также минимальные следы окатанности отдельных фрагментов. Гидродинамический режим накопления каждой изученной пачки различался, но в целом это отложения мелководных морских обстановок в пределах сублиторали и проксимальных зон. Наиболее активный гидродинамический режим характерен для разреза Обухово 1, отложения которого несут следы придонных течений и волновых движений в литоральной зоне. В остальных разрезах текстурные признаки пород отражают обстановки прибрежно-морской зоны мелководного палеобассейна.

Изотопный состав стронция определен в разнообразных фрагментах ихтиофауны из шести разрезов, охватывающих желонский и саргаевский горизонты (табл. 1). Скелетные остатки ихтиофауны представляют собой чешуи саркоптеригий (*Sarcopterygii* indet. и *Dipnoi* indet.) и фрагментарные пластинки плакодерм (*Placodermi* indet. и *Bothrolepis*). Образцы желонского горизонта Латвийской седловины отобраны из слоя 2 и 3 в разрезе Обухово 1 и слоя 1 в разрезе Калюты 2. Образцы сарьянских слоев саргаевского горизонта Латвийской седловины отобраны из слоя 1 в разрезе Виренка 1, из середины слоя 1 в разрезе Калюты 5a и основания слоя 2 в разрезе Калюты 6. В доломитовом карьере Гралево Оршанской впадины отобрано 3 образца из интервала 67.0–75.0 м, который относится к сарьянским слоям саргаевского горизонта.

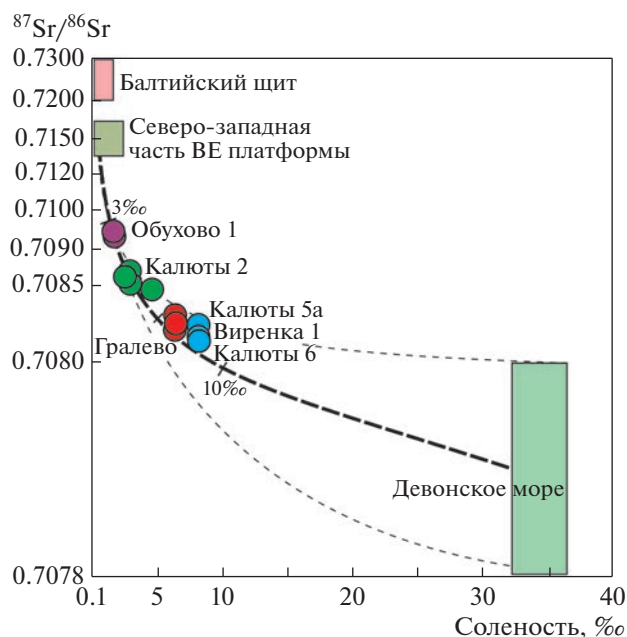


Рис. 8. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемых остатках ихтиофауны из нижнефранских отложений в разрезах Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Виренка 1, Калюты 5а и Гралево. Пунктирными линиями обозначены гипотетические линии смешения состава морской воды раннефранского времени (McArthur et al., 2012) и пресной воды континентального стока в северо-западной части Восточно-Европейской (ВЕ) платформы по данным (Кузнецов и др., 2014).

Среди изученных образцов наиболее низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаружено в образцах из сарьянских слоев разрезов Калюты 6 (0.70825), Калюты 5а (0.70842) и Виренка 1 (0.70831). Похожие низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ показали образцы сарьянских слоев саргаевского горизонта из карьера Гралево — 0.70837–0.70856 (табл. 1). Образцы из желонского горизонта имеют высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разрезах Калюты 2 (0.70898–0.70932) и Обухово 1 (0.71065–0.71102). Следует отметить, что значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемых остатках из сарьянских слоев в разрезах Латвийской седловины и Оршанской впадины имеют близкие пределы вариаций.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во всех ископаемых остатках желонского и саргаевского горизонтов выше, чем это отношение в морской воде раннефранского времени позднего девона: 0.7082–0.7110 против 0.7078–0.7080 (McArthur et al., 2012). Кроме того, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемых остатках различаются в зависимости от литологического состава пород. Наиболее низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70825–0.70856) характерны для ископаемых остатков из карбонатных пород и мергелей, в глинисто-карбонатных и глинистых породах они выше (0.70898–0.71102). Все это может указывать на

то, что изученные осадки отлагались в палеобассейне, который был частично изолирован от океана (рис. 8). Следует отметить, что наиболее низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в остатках рыб согласуются с этими значениями в среднедевонских пластовых гипсах и верхнедевонских пластовых ангидритах Беларуси (0.70820–0.70874; Махнач и др., 2000). Повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в девонских сульфатах Беларуси интерпретировались как отражение значительной роли континентальных вод в мелководном палеобассейне галогенеза, поскольку на суше, служившей источником сноса в эйфельское и франское время, были обнажены породы, обогащенные радиогенным ^{87}Sr : кристаллический фундамент, терригенные и вулканогенные образования верхнего протерозоя и песчано-глинистые отложения кембрия (Махнач и др., 2000).

Анализ изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в системе море–залив–озеро, проведенный ранее при изучении современных раковин моллюсков опресненных водоемов Балтийского моря и Финского залива, показал зависимость значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от солености (Кузнецов и др., 2014). Так, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во внутренних заливах Балтийского моря составляет 0.7095–0.7111, в речных и озерных раковинах повышается до 0.7149 и 0.7222, что резко отличается от значения этого отношения в современном океане (0.7092; Кузнецов и др., 2012). Установленные зависимости отражают смешение в системе морская–пресная вода. В настоящее время Sr-изотопная характеристика воды в реке Нева и в горловине Финского залива отражает усредненное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, сформированное при размыве архейско-протерозойских пород Фенноскандинавского (Балтийского) щита и палеозойских пород северо-запада Восточно-Европейской платформы.

Разнообразные докембрийские вулканические, карбонатные (мраморы), гранитные, песчано-глинистые породы, метаморфические гнейсограниты, сланцы и раннепалеозойские породы (кембрийские глины и ордовикские мергели) могли размываться в девонское время. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в названных породах варьирует от 0.7033 до 0.8582 (Aberg, Wickman, 1987; Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1998, 2007; Махнач и др., 2000; Виноградов и др., 2003; Shields et al., 2003; Kuznetsov et al., 2010; Кузнецов и др., 2021; Alfimova et al., 2022). В настоящее время не существует реконструкций, которые бесспорно представляли бы состав размываемых пород в девонское время при накоплении изученных отложений. Это позволяет нам использовать для оценки континентального стока либо значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученное для современной Невы и отражающее усредненный размыв докембрийского фундамента и палеозойского чехла, либо значение этого отношения, полученное

для Ладожского озера и отражающее усредненный размыв докембрийского фундамента. Поскольку сток р. Нева геологически более разнообразный и широкий, при имеющихся допущениях, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равная 0.7149 наиболее близко отражает состав континентальных вод в девоне на изученной части платформы. Именно это значение нами взято для оценки континентального стока при модельном расчете линии смещения в системе морская—пресная вода в позднем девоне. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морской воды раннефранского времени принято равным 0.7079, как среднее из 0.7078–0.7080 (McArthur et al., 2012). Сопоставление измеренных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в остатках ихтиофауны с модельной линией смещения показывает, что раннефранский палеобассейн содержал значительную примесь континентальной воды. Соленость палеобассейна в сарьянское время была около 5–8‰, а в желонское время — до 3–5‰. Дополнительный расчет при условии, что размывался только докембрийский фундамент и кембрийский чехол (значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Ладожском озере), приводит к получению похожих результатов солености, которые различаются на 1–2‰. Модельный расчет показывает, что соленость раннефранского палеобассейна, в котором обитала изученная ихтиофауна, сравнима с таковой современного Балтийского моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщены опубликованные ранее и полученные нами новые литологические описания разрезов желонского и сарагаевского горизонтов нижнего франа Латвийской седловины на территории Беларуси: Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Виренка 1 и Калюты 5а.

Впервые приведено детальное описание семи-лукских и саргаевских отложений, вскрытых в карьере Гралево Оршанской впадины (Витебская область).

В разрезе Калюты 2 установлен зональный вид *Bothriolepis obrutschewi* Gross (табл. VI), который позволил сопоставить отложения этого обнажения с верхней частью аматского горизонта Главного девонского поля и отнести их к верхней части желонского горизонта Беларуси.

Дополнен таксономический состав ихтиофауны и других органических остатков, выявленных в разрезах Обухово 1, Калюты 2, Калюты 6, Виренка 1 и Калюты 5а, а также в разрезе карьера Гралево. Фотоизображения различных органических остатков представлены в табл. I–IX.

Новые литологические, палеонтологические и тафономические данные позволили уточнить фациальные условия седиментации отложений желонского и сарагаевского горизонтов. В желонское время гидродинамический режим в палеобассей-

не был более активным, чем в саргаевское время. Отложения желонского времени формировались в прибрежной полосе мелководного моря, в литоральной и сублиторальной зоне. В саргаевское время палеобассейн расширился и углубился, но оставался мелководным вблизи прибрежной зоны.

Получены первые Sr-изотопные данные для ископаемых остатков ихтиофауны, захороненной *in situ*, из нижнефранских отложений Латвийской седловины и Оршанской впадины. Полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемых остатках из сарьянских слоев в карьере Гралево Оршанской впадины и из разрезов в долине р. Сарьянка на территории Латвийской седловины варьируют в близких пределах (0.70825–0.70842 и 0.70837–0.70856 соответственно), что свидетельствует о правомерности корреляции этих стратиграфических уровней.

Высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в остатках ископаемой ихтиофауны обоих горизонтов предполагают, что раннефранский палеобассейн был значительно опреснен по сравнению девонским морем. Модельные расчеты показывают, что соленость в палеобассейне сарьянского времени была сравнима с соленостью современного Балтийского моря, а соленость в желонское время была сравнима с соленостью внутренних заливов Балтийского моря.

Благодарности Авторы благодарны Т.Ю. Толмачевой, Б.Г. Покровскому и А.О. Иванову за важные замечания, которые позволили улучшить рукопись. Авторы статьи выражают глубокую признательность Д.А. Степаненко (Белорусский национальный технический университет, Минск) за оказанную помощь в фотографировании мелких скелетных элементов ихтиофауны, В.Г. Лугину (Белорусский государственный технологический университет, Центр физико-химических исследований, Минск) за помощь при съемке на электронном микроскопе. В работе использовалось оборудование РЦ “РДМИ” (НП СПбГУ, Санкт-Петербург) и ЦКП “АИРИЗ” (ИГГД РАН, Санкт-Петербург).

Источники финансирования. Изотопные работы проведены при поддержке РНФ (проект № 18-17-00247п).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алейников А.А. Общая геологическая карта Европейской части СССР, западная половина и северо-восточная четверть 28-го листа 10-верстной карты. Труды ГГУ, 1933.

Виноградов В.И., Головин Д.И., Буякайте М.И., Бурзин М.Б. Этапы эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений центральной части Русской платформы (по данным Rb–Sr и K–Ar изотопно-геохронологических исследований) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 209–214.

- Воробьева З.П. Фауна девонских отложений Белорусской ССР // Изв. АН БССР. 1950. № 6. С. 99–103.
- Геккер Р.Ф., Обручев Д.В., Филиппова М.Ф. Отложения Главного девонского поля // Тр. Ленингр. геологического гидрогеологического треста. 1935. Вып. 9. 82 с.
- Голубцов В.К. Палеонтология и стратиграфия // История геологических наук в Белорусской ССР. Минск: АН БССР, 1978. С. 53–86.
- Голубцов В.К., Кедо Г.И., Кручек С.А., Авхимович В.И., Демиденко Э.К., Линник Л.С., Некрята Н.С., Обуховская Т.Г., Пушкин В.И. Стратиграфическая схема девонских отложений Белоруссии // Материалы по стратиграфии Белоруссии (к Межведомственному стратиграфическому совещанию). Минск: АН БССР, 1981. С. 46–63.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Константинова Г.В., Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Sm–Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Азимов П.Я., Дубинина Е.О., Васильева И.М., Ризванова Н.Г. Sr- и C-изотопная хемотратиграфия метакarbonатных пород палеопротерозойской сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, Северное Приладожье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 2. С. 3–22.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Константинова Г.В., Дубинина Е.О., Липенков Г.В., Ризванова Н.Г. Изотопные составы Sr и Pb в доломитах билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хемотратиграфии и геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 22–51.
- Девон и карбон Прибалтики. Ред. Сорокин В.С., Лярская Л.А., Савваитова Л.С. и др. Рига: Зинанте, 1981. 502 с.
- Дочетвертичные отложения Республики Беларусь. Масштаб 1 : 1250000 // Национальный атлас Беларуси. Государственный комитет по земельным ресурсам, геодезии и картографии при Совете министров Республики Беларусь. Минск: Белкартография, 2002. С. 38–39.
- Дубинин А.В., Кузнецов А.Б., Римская-Корсакова М.Н., Сафин Т.Х. Изотопный состав Nd и Sr в эмали зубов из Fe–Mn конкреций Капской котловины: возраст и источники вещества // Геохимия. 2018. № 12. С. 1173–1184.
- Иванов А.О., Плакса Д.П., Лукашевич Э.В. Раннефранская ихтиофауна окрестностей Рубы (северо-восток Беларуси) // Стратиграфия и палеонтология геологических формаций Беларуси. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2003. С. 142.
- Кручек С.А., Махнач А.С., Голубцов В.К., Обуховская Т.Г. Девонская система // Геология Беларуси. Ред. Махнач А.С. и др. Минск: Ин-т геологических наук НАН Беларуси, 2001. С. 186–236.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
- Кузнецов А.Б., Макарихин В.В., Покровский Б.Г., Константинова Г.В. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ хемотратиграфия и фациальные условия обитания плейстоценовых моллюсков Карелии (пос. Гридино) // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 2. С. 198–202.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. Sr- и C-хемотратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 172–194.
- Лиепиньш П.П. Стратиграфия франских отложений Латвийской ССР // Франские отложения Латвийской ССР. Рига: АН Латв. ССР, 1963. С. 3–94.
- Лунгесгаузен Л.Ф. Уступ у геалогію Беларусі // Працы Горы-Горыцкага навук. таварыства. Бел. АН, аддз. прыроды і нар. гаспадаркі. 1930. Т. 7. С. 181–213.
- Лярская Л.А., Лукашевич Э.В. Состав и распространение бесчелюстных и рыб в силурийских и девонских отложениях Латвии // Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Латвии и Балтийского моря. Рига: Зинанте, 1992. С. 46–62.
- Махнач А.А., Колодны И., Старински А., Спиро Б. Стабильные изотопы стронция в сульфатных минералах Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2000. Т. 44. № 6. С. 92–95.
- Обручев Д.В. Значение ихтиофауны для стратиграфии северо-западного девона // Изв. ГГРУ. 1930. Т. 49. Вып. 9. С. 92–99.
- Обуховская Т.Г., Кручек С.А., Пушкин В.И., Некрята Н.С., Плакс Д.П., Саченко Т.Ф., Обуховская В.Ю., Антипенко С.В. Девонская система // Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП БелНИГРИ, 2010. С. 98–114 (с двумя стратиграфическими схемами по девонским отложениям Беларуси).
- Обуховская Т.Г., Обуховская В.Ю., Кручек С.А. О стратиграфии верхнефранских отложений Оршанской впадины в пределах Беларуси // Литасфера. 2018. Т. 1 (48). С. 88–104.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Маслов А.В., Турченко Т.Л. Pb–Pb возраст преобразования осадочных фосфоритов в нижнерифейских карбонатных отложениях, саткинская свита Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 35–41.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Pb–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.
- Петров Л.С. К сопоставлению разрезов девонских отложений Белорусской ССР и Советской Прибалтики // Сборник материалов по обмену опытом. Геология и разведка. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1951. С. 7–8.

- Петров Л.С. Девонские отложения северо-запада Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1956. 174 с.
- Плакс Д.П. Раннефранская ихтиофауна севера Беларуси // Літасфера. 2010. № 1 (32). С. 60–81.
- Плакс Д.П., Кручек С.А. Об ихтиофауне франских отложений Латвийской седловины бассейна реки Сарьянки (Беларусь) // Палеонтология и совершенствование стратиграфической основы геологического картографирования. LV сессия Палеонтологического общества РАН. Санкт-Петербург, 2009. С. 111–113.
- Плакс Д.П., Кручек С.А. Стратиграфия отложений среднего и верхнего девона Латвийской седловины (по данным изучения ихтиофауны из обнажений в долине реки Сарьянки, Беларусь) // Літасфера. 2010. № 1 (32). С. 43–59.
- Плакса Д.П. Комплекс ихтиофауны из верхнедевонских отложений карьера “Гралево” (пос. Руба, Витебская область) // Палеонтологическая летопись региональных и глобальных событий. LI сессия Палеонтологического общества РАН. Санкт-Петербург, 2005а. С. 96–98.
- Плакса Д.П. Предварительные результаты палеоихтиологического изучения девонских отложений бассейна р. Сарьянки (Витебская область) // Весці НАН Беларусі. Сер. хім. 2005б. № 5. С. 161–164.
- Сорокин В.С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинанте, 1978. 282 с.
- Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. Ред. Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Котляр Г.В. и др. Л.: Недра, 1991. 556 с.
- Aberg G., Wickman F.E. Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in water from streams discharging into the Bothnian Bay, Baltic Sea // Nordic Hydrol. 1987. V. 18. P. 33–42.
- Alfimova N.A., Kuznetsov A.B., Klimova E.V., Bekker A. Archean-Proterozoic unconformity in the Fennoscandian Shield: geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia) // Precambrian Res. 2022. V. 368. P. 106459.
- Bertram C.J., Elderfield H., Aldridge R.J., Morris C.S. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and REEs in Silurian phosphatic fossils // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 239–249.
- Blasius J.H. Reise im Europäischen Rußland in den Jahren 1840 und 1841. Bd. 1–2. Braunschweig, 1844.
- Ebneth S., Diener A., Buhl D., Veizer J. Strontium isotope systematics of conodonts: Middle Devonian, Eifel Mountains, Germany // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1997. V. 132. P. 79–96.
- Esin D., Ginter M., Ivanov A., Luksevics E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Carboniferous on the East European Platform // Courier Forschungsinstitut Senckenberg (Final Report of IGCP 328 project). 2000. V. 223. P. 341–359.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L., Melnikov N.N., Kutuyavin E.P., Pirrus E., Baskakov A.V. Rb–Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the east European Platform: implications for a multi-stage illite evolution // Chem. Geol. 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Holmden C., Creaser R.A., Muehlenbachs K., Bergstrom S.M., Leslie S.A. Isotopic and elemental systematics of Sr and Nd in 454 Ma biogenic apatites: implications for paleoseawater studies // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 142. P. 425–437.
- Koch P.L., Halliday A.N., Walter L.M., Stearley R.F., Huston T.J., Smith G.R. Sr isotopic composition of hydroxyapatite from recent and fossil salmon: the record of lifetime migration and diagenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 108. P. 277–287.
- Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kutuyavin E.P., Turchenko T.L. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ^{13}C -rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. V. 182. № 4. P. 300–312.
- Mark-Kurik E. The Middle Devonian fishes of the Baltic States (Estonia, Latvia) and Belarus // Courier Forschungsinstitut Senckenberg (Final Report of IGCP 328 project). V. 223. 2000. P. 309–324.
- Martin E.E., Scher H.D. Preservation of sea water Sr and Nd isotopes in fossil fish teeth: bad news and good news // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 220. P. 25–39.
- McArthur J.M., Howard R.J., Shields G.A. Strontium isotope stratigraphy // The Geological Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Elsevier, 2012. Chap. 7. P. 127–144.
- Plax D.P. Ichthyofauna from the Devonian deposits of the Orsha Depression (Belarus) // Природные ресурсы. 2017. № 2. P. 12–50.
- Plax D.P., Zaika Yu.V. On the Sargaevo deposits (Frasnian, Upper Devonian) of the Latvian Saddle outcropping within Saryanka River basin (Belarus) // Lithosphere. 2018. № 2 (49). P. 54–82.
- Plax D.P., Zaika Yu.V. On the Zhelon deposits (Frasnian, Upper Devonian) of the Latvian Saddle in the basins of the Saryanka and Rositsa rivers (Belarus) // Природные ресурсы. 2020. № 2. С. 18–35.
- Qing H., Barnes C.R., Buhl D., Veizer J. The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: relationships to geological events and implications for coeval seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 1721–1733.
- Schmitz B., Aberg G., Werdelin L., Forey P., Bendix-Almgreen S.E. Sr-87/Sr-86, Na, F, Sr, and La in skeletal fish debris as a measure of the paleosalinity of fossil-fish habitats // Geol. Soc. Am. Bull. 1991. V. 103. P. 786–794.
- Shields G.A., Carden G.A.F., Veizer J., Meidl T., Rong J.Y., Li R.Y. Sr, C, and O isotope geochemistry of Ordovician brachiopods: a major isotopic event around the Middle-Late Ordovician transition // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 2005–2025.
- Stüeken E.E., Kuznetsov A.B., Vasilyeva I.M., Krupenin M.T., Bekker A. Transient deep-water oxygenation recorded by rare Mesoproterozoic phosphorites, South Urals // Precambrian Res. 2021. V. 360. P. 106–242.
- Tütken T., Vennemann T.W., Pfretzschner H.-U. Nd and Sr isotope compositions in modern and fossil bones – proxies for vertebrate provenance and taphonomy // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 5951–5970.

Рецензенты А.О. Иванов,
Б.Г. Покровский, Т.Ю. Толмачева

Reference Sections, Fossil Ichthyofauna and Sr Isotope Signature of the Lower Frasnian Sediments of the Latvian Saddle and Orsha Depression, Belarus

D. P. Plax^{a, #}, A. B. Kuznetsov^{b, ##}, A. A. Gavrilova^{b, c}, and A. M. Kulkov^c

^a *Belarusian National Technical University, Minsk, Belarus*

^b *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

^c *Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

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

^{##}*e-mail: antonbor9@mail.ru*

The article provides a lithological description of the sections of the Lower Frasnian Stage of the Upper Devonian: the Zhelon Regional Stage and the Saria Beds of the Sargaevo Regional Stage, exposing in the basin of the Saryanka river, the Latvian Saddle. The complete lithological description of the Sargaevo and Semiluki sediments of the Frasnian Stage in the Graleva quarry of the Vitebsk region, Orsha Depression has been presented. Macro- and micro-dimensional remains of heterostracans, placoderms, acanthodians, sarcopterygians, actinopterygians, as well as scolecodonts and conodonts have been found in the Lower Frasnian sediments; their photographic images are presented. For the first time, the Sr isotope composition was measured in the remains of ichthyofauna from the Zhelon and Sargaevo sediments of Belarus. On the basis of palaeoichthyological and taphonomic data, lithology and Sr isotope composition of ichthyofauna fragments, depositional environments in the Zhelon and Saria times were clarified, and the distant sections were correlated. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values in ichthyofauna samples from the Saria Beds in sections of the Latvian Saddle (sections of Kalyuty 5a and 6, Virenka 1) and the Orsha Depression (Graleva quarry) lie within similar ranges: 0.70825–0.70842 and 0.70837–0.70856, respectively. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values in the ichthyofauna from the Zhelon sediments in the Kalyuty 2 and Obukhovo 1 sections (Latvian Saddle) vary within 0.70898–0.70932 and 0.71065–0.71102, respectively. High ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values in the fossil ichthyofauna of both regional stages suggest that the Early Frasnian palaeobasin was significantly desalinated, and the salinity in the Saria palaeobasin was comparable to the salinity of the modern Baltic Sea.

Keywords: ichthyofauna, Sr isotopes, chemostratigraphy, Frasnian, Devonian

УДК 551.21+552.3+551.7.03(476)

РАННЕФАМЕНСКИЙ ТРАХИАНДЕЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА, ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА: U–Pb ВОЗРАСТ И ПЕТРОЛОГИЯ

© 2023 г. О. Ф. Кузьменкова¹, *, А. Г. Лапцевич¹, М. В. Стифеева², А. А. Носова³,
Г. Д. Стрельцова¹, Г. Д. Волкова³, Д. П. Плакс⁴, А. В. Поспелов⁵

¹ Филиал “Институт геологии” республиканского унитарного предприятия
“Научно-производственный центр по геологии”, Минск, Беларусь

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

⁴ Белорусский национальный технический университет, Минск, Беларусь

⁵ Белорусский государственный технологический университет, Минск, Беларусь

*e-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

Поступила в редакцию 27.01.2023 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принята к публикации 21.03.2023 г.

На основе минералого-петрографического и геохимического изучения магматических пород среднего состава припятского комплекса позднедевонской Припятско-Днепровской области магматизма сделан вывод о существовании двух подфаз припятской фазы магматизма: позднефранской (чернинской или сколодинско-чернинской) с калиевой спецификой и раннефаменской (туровско-дроздовской (елецкой)) с калиево-натриевой спецификой. Впервые для пород Припятско-Днепровской области получен U–Pb возраст титанита из трахиандезитов параметрической скважины Прибор – 364 ± 1 млн лет. Эти данные подтверждают фаменский возраст елецкой подфазы припятской фазы магматизма и позволяют определить, с учетом оценок возраста ранних фаз магматизма Припятско-Днепровско-Донецкой палерифтовой структуры 388 ± 12 млн лет, 383.3 ± 3.8 млн лет, 384.7 ± 3.9 млн лет и 383.6 ± 4.4 млн лет в ее Приазовской части и 381 ± 2 млн лет в Припятско-Днепровской области магматизма, продолжительность магматической активности этой рифтовой структуры по меньшей мере в 14 млн лет.

Ключевые слова: Припятско-Днепровская область магматизма, девон, елецкий надгоризонт, титанит

DOI: 10.31857/S0869592X23060054, **EDN:** YCZDFY

ВВЕДЕНИЕ

Динамика развития рифтовых структур, как современных, так и древних, остается одним из наиболее исследуемых вопросов геодинамики континентов. Важным моментом в расшифровке эволюции рифтов является реконструкция отдельных импульсов магматизма и их последующее сопоставление с тектоническими этапами формирования рифтовой структуры. В данной работе мы представляем результаты исследования позднего магматического импульса в Припятском палеорифте – северо-западном сегменте наиболее крупной в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) девонской Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры.

Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая структура протягивается на расстояние около 1000 км с юго-востока на северо-запад, рассекая

Сарматский домен ВЕП (рис. 1). Ее северо-западная часть представлена Припятским прогибом. На востоке Припятского прогиба и частично на сопредельных с ним территориях Гомельской структурной перемычки Воронежской антеклизы, Жлобинской и Брагинско-Лоевской седловин расположена Припятско-Днепровская область магматизма (рис. 1). Позднедевонские магматические породы известны здесь с 1960-х гг. С тех пор был накоплен большой объем фактических геологических и геофизических данных (Махнач, Корзун, 1965а, 1965б; Корзун, Махнач, 1977, 1994; Корзун, 1982; Ляшкевич, 1987; Хомич и др., 1993; Никитин и др., 1994; Веретенников и др., 2000, 2001а, 2001б, 2001в; Лапцевич, 2004; Первов и др., 2004; Михайлов, Лапцевич, 2011, 2012; Михайлов и др., 2011 и др.), что позволило выделить на территории Припятского прогиба вулканогенные толщи евлановско-чернинского и елецко-петриковско-

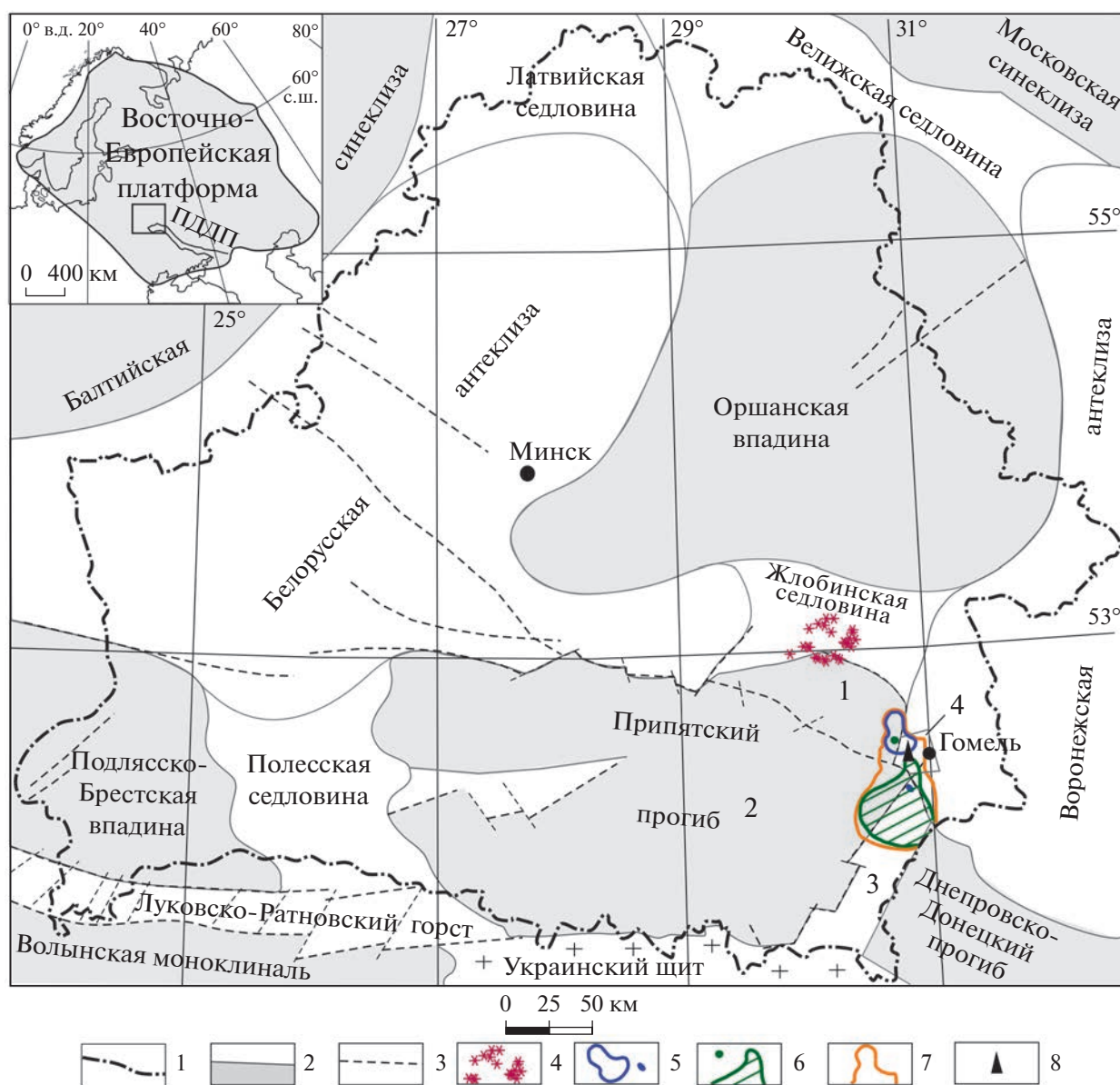


Рис. 1. Положение Припятско-Днепровской области магматизма на схеме тектонического районирования территории Беларуси.

1 – граница Республики Беларусь; 2 – границы тектонических структур, по (Геология..., 2001); 3 – разломы, по (Геология..., 2001); 4–7 – Припятско-Днепровская область магматизма: 4 – трубки взрыва жлобинского комплекса; 5 – урловичский комплекс; 6 – лоевский комплекс; 7 – припятский комплекс; 8 – скважина Прибор. Цифрами на рисунке показаны: 1 – Северо-Припятское плечо, 2 – Припятский грабен, 3 – Брагинско-Лоевская седловина, 4 – Гомельская структурная перемычка. На врезке показано положение Припятско-Днепровско-Донецкой палеорифтовой зоны (ПДДП).

го возраста, разделенные терригенно-карбонатной толщей домановичско-задонского возраста (Корзун, Махнач, 1977; Старчик и др., 2014), и установить по меньшей мере четыре этапа магматизма в пределах Припятско-Днепровской области (Веретенников и др., 2001a).

Несмотря на то, что франско-фаменский возраст вулканогенных толщ в целом обоснован фаунистическими и палинологическими данными для вмещающих их осадочных пород (Пушкин

и др., 1995; Кручек, Обуховская, 1998, 2005; Обуховская и др., 2007), остается много невыясненных моментов в стратиграфическом положении этих толщ, их строении и составе.

На основании петролого-геохимических данных, полученных в ходе глубинного геологического картирования этой территории масштаба 1 : 200 000 в 2016–2020 гг., было обосновано проявление четырех импульсов магматизма Припятско-Днепровской области, каждому из которых

соответствует магматический комплекс (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б). Четыре комплекса формируют единый латерально-временной ряд. Породы жлобинского комплекса (речицкое время, начало позднефранского века) принадлежат к щелочной ультрамафитовой (карбонатит-кимберлит-нефелинитовой) формации; уваровичского комплекса (поздневоронежское время, середина позднефранского века) — к щелочной мафитовой формации (базальтоидов и фонолитов); припятского комплекса (сколодинско-чернинское (?) время, конец позднефранского века) — к щелочной мафическо-салической формации (трахиандезитов); лоевского комплекса (елецкое время (?), раннефаменский век) — к щелочной ультрамафитовой (нефелинитовой) формации.

По результатам изучения нижнекоровых амфиболосодержащих ксенолитов из пород Припятско-Днепровской области магматизма было показано, что девонские расплавы, как ультраосновные щелочные, так и средние щелочные, оставляли скопления кумулуса в виде тел горнблендитов и меланогаббро в низах коры (Volkova et al., 2022).

Возраст магматической активности Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры оценивается в 390–360 млн лет (Wilson, Lyashkevich, 1996). Имеющийся К–Аг возраст даек долеритов Приазовского массива указывает на начало вулканизма в живетском веке около 388 ± 12 млн лет назад (Шаталов, 1986; McCann et al., 2003). Возраст кимберлитов Приазовья определен по результатам Rb–Sr датирования флогопита (383.3 ± 3.8 и 384.7 ± 3.9 млн лет; Юткина и др., 2004) и U–Pb датированием мегакриста циркона (383.6 ± 4.4 млн лет; Shumlyansky et al., 2021). U–Pb возраст циркона и монацита из прослоев тефры в осадочных разрезах Южной Польши, источником которой, наиболее вероятно, был магматизм Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры, составляет от 363.0 ± 3.5 до 365.6 ± 2.9 млн лет (Pisarzowska et al., 2022). Для пород Припятско-Днепровской области магматизма опубликован только возраст амфибола из ксенолита гранулита в ксенотуфе мелалейцититов (жлобинский комплекс, трубка взрыва Красницкая), который оценен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в 381 ± 2 млн лет (Markwick et al., 2001). Геохронологические данные для самих магматических пород до настоящего времени отсутствовали.

В 2016 г. в зоне сочленения Припятского прогиба и Гомельской структурной перемычки (северный склон палеовулкана Центролит) на пикете регионального геофизического профиля Гомель–Могилев нами была заложена параметрическая скважина Прибор с целью изучения строения разреза верхнедевонской вулканогенной толщи (рис. 1). Скважина вскрыла сложно построенный разрез, в

котором принимают участие как эффузивные, так и интрузивные образования (рис. 2).

Цель настоящей работы — уточнение стратиграфической позиции верхнедевонской вулканогенной толщи на примере разреза параметрической скважины Прибор. Для этого авторами помимо литологического и палеонтологического изучения осадочных пород, вмещающих вулканогенную толщу, выполнено U–Pb геохронологическое исследование титанита из трахиандезитов свежего облика, подкрепленное подробным изучением петрологии этих пород.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическое изучение пород проводилось методом поляризационной микроскопии с последующим исследованием минералов с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с элементным анализом в Белорусском государственном технологическом университете (Центр физико-химических методов исследования). Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (JEOL, Япония), оснащенный системой энергодисперсионного микроанализа EDX JED-2201 (JEOL, Япония). Элементный состав минералов определяли при следующих условиях: вакуум в рабочей камере 1 Па; ускоряющее напряжение 20 кэВ; ток зонда 38 нА; накопление спектра происходило в течение ≈ 100 с.

Химический состав пород определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва) на спектрометре последовательного действия PW-2400 Philips Analytical B.V. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Малые элементы определяли методом ионизации в индуктивно связанной плазме с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP MS) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка) по методике, изложенной в (Карандашев и др., 2016). Кислотное разложение образцов проводилось в автоклаве. Контроль полноты разложения осуществляли добавлением ^{161}Dy , ^{146}Nd и ^{174}Yb . Пределы обнаружения элементов составили: 0.005–0.03 мкг/г для REE, Hf, Ta, Th, U; 0.02–0.1 мкг/г для Nb, Be, Co; 0.02–0.1 мкг/г для Li, Ni, Ga, Y; 0.05 мкг/г для Zr; 0.05–0.1 мкг/г для Rb, Sr, Ba; 0.5–0.8 мкг/г для Cu, Zn, V, Cr. В качестве стандарта был использован GSP-2.

U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования титанита проведены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохроно-

логии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Отбор материала для анализа осуществлялся вручную с визуальным контролем гомогенности выбранных фрагментов зерен и отсутствия видимых включений. Предварительная обработка проб титанита включала три этапа: ультразвуковую очистку в 0.01 N растворе HNO_3 , кислотную обработку в 3–6 N растворе HCl и последующее промывание в теплой воде. Разложение проб и химическое выделение Pb и U осуществлялось по методике, показавшей свою высокую эффективность в работе с кальцийсодержащими минералами (Стифеева и др., 2020). Определение изотопного состава Pb и U в гранате выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах PbDat (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Макроостатки ихтиофауны препарированы под микроскопом МБС-1 механическим способом с помощью специальных иглол и кисточек. Диагностика остатков основана на внешних морфологических признаках. В настоящее время материал хранится в Белорусском национальном техническом университете на кафедре Горные работы в палеонтологической коллекции (г. Минск).

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ДОМЕЗОЗОЙСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ПРИБОР

Домезозойская часть разреза скв. Прибор пройдена с 80%-ным отбором керна, для интервалов без отбора керна интерпретация приведена по каротажу (рис. 2). Платформенный чехол вскрыт на глубине 345.0–964.9 м (мощность 519.9 м), кристаллический фундамент — на глубине 964.9–

1200.0 м (вскрытая мощность 235.1 м). В разрезе платформенного чехла представлены осадочные отложения и залегающая на них вулканогенная толща.

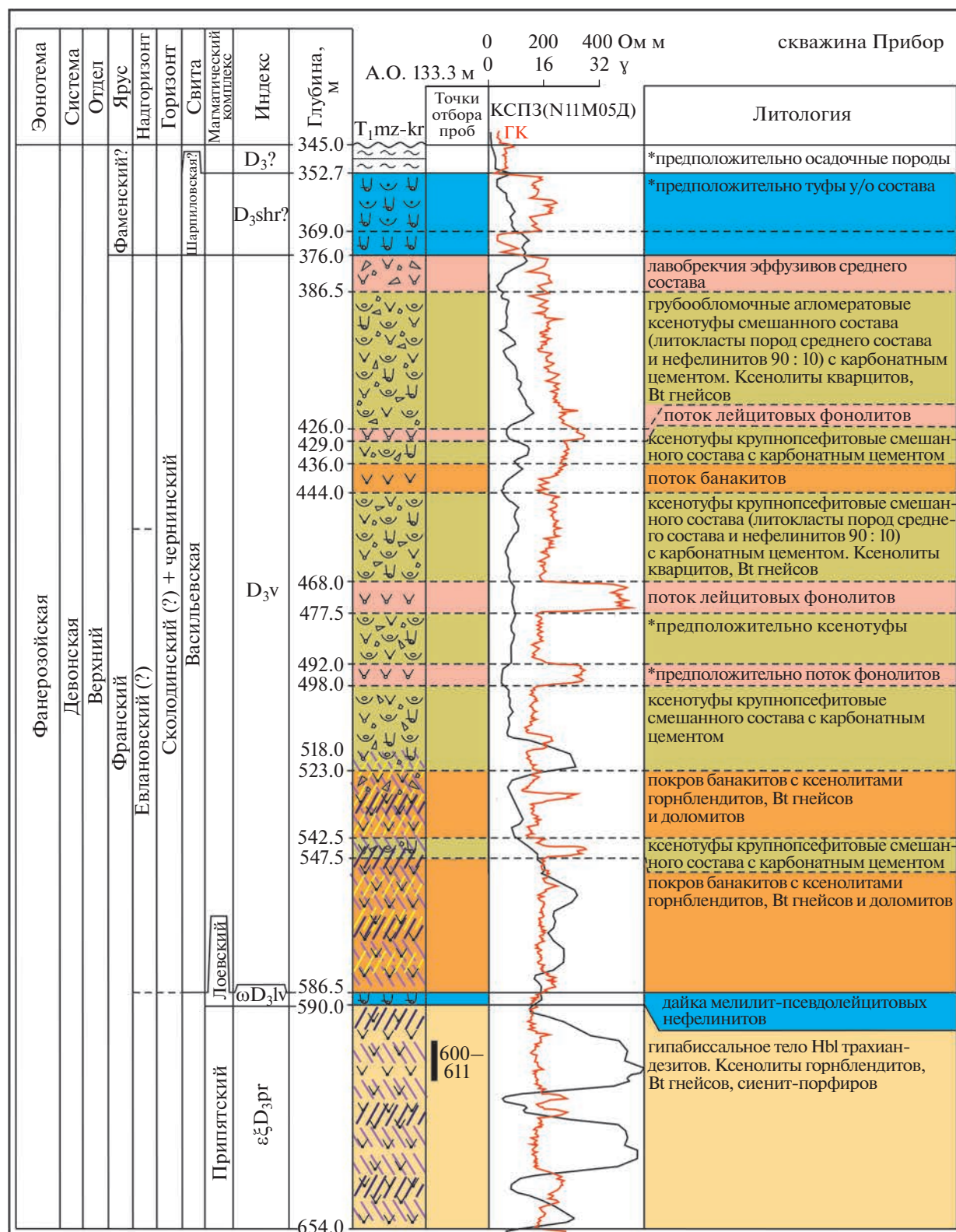
Вулканогенная толща отнесена к васильевской свите (?сколодинский–чернинский горизонты), сложена потоками умеренно-щелочных (банакиты с ксенолитами горнблендитов, гнейсов и доломитов) и щелочных (лейцитовые фонолиты) средних эффузивов с калиевым типом щелочности, перемежающимися с пачками крупнопсефитовых ксенотуфов смешанного состава с доломитовым цементом, содержащих до 10% литокластов нефелинитов и до 2% ксенолитов пород раннедокембрийского фундамента. Нижележащие осадочные породы и кристаллический фундамент прорваны многочисленными малыми интрузиями припятского комплекса, среди которых доминируют умеренно-щелочные сиенит-порфиры с калиевым типом щелочности, содержащие ксенолиты горнблендитов и габброидов. Также присутствуют тела умеренно-щелочных плагиосиенит-порфиров и трахиандезитов (содержат ксенолиты горнблендитов, гнейсов и сиенит-порфиров) с калиево-натриевым типом щелочности, щелочных бостонитов и лампрофиров (минетт) с калиевым типом щелочности. Помимо этого, встречены дайки мелилит-псевдолейцитовых и титан-авгитовых нефелинитов лоевского комплекса с калиевым типом щелочности, эффузивные и эксплозивные аналоги которых предполагаются на глубине 376.0–352.7 м (мощность 24.3 м).

Осадочные отложения (глубина 654.0–964.9 м, мощность 310.9 м) представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами с признаками интенсивного теплового воздействия, а немногочисленные палеонтологические остатки имеют плохую сохранность и позволяют говорить лишь об их средне-позднедевонском возрасте.

На глубине 777.9 м в темно-сером плотном глинистом доломитовом мергеле предположительно эйфельского яруса найден обломок сравнительно крупной пластинки Holonematidae gen. indet. и мелкий фрагмент пластинки Euarthrodira

Рис. 2. Геологический разрез скважины Прибор (дер. Прибор, Гомельский район).

1–3 — эффузивные породы васильевской свиты, D_3v : 1 — трахиандезиты (калиево-натриевый тип, умеренно-щелочные), 2 — банакиты (калиевый тип, умеренно-щелочные), 3 — лейцитовые фонолиты (калиевый тип, щелочные); 4–7 — интрузивные породы припятского комплекса, $\varepsilon_3 D_3 pr$: 4 — плагиосиенит-порфиры (калиево-натриевого типа, умеренно-щелочные), 5 — сиенит-порфиры (калиевого типа, умеренно-щелочные), 6 — бостониты (калиевый тип, щелочные), 7 — лампрофиры — минетты (средние, калиевого типа, щелочные); 8 — субвулканические породы лоевского комплекса, $\omega D_3 lv$ (высокотитанистые нефелиниты калиевого типа, щелочные) и эффузивные породы шарпиловской свиты, $D_3 shr$; 9 — туфы ультраосновного состава псаммитовые; 10 — ксенотуфы смешанного состава псефитовые; 11 — лавобрекчии; 12 — магматические брекчии; 13 — гранитоиды копаньского комплекса, $\gamma PR_1 kr$; 14 — кора выветривания на гранитах; 15 — глины; 16 — алевролиты; 17 — песчаники; 18 — мергели; 19 — доломиты; 20 — сульфаты; 21–23 — минерализация: 21 — флюоритовая; 22 — сульфидная; 23 — карбонатная; 24, 25 — точки отбора палеонтологических проб (24) и проб на U–Pb датирование (25), глубина, м. (*) — предположительно по каротажу (интервал без отбора керна). Сокращения: к/з — крупнозернистые, ср/з — среднезернистые, м/з — мелкозернистые; м-ср/з — мелко-среднезернистые, м-т/з — мелко-тонкозернистые; р/з — разнотоннозернистые; мк/кр — микрокристаллические; у/о — ультраосновной.



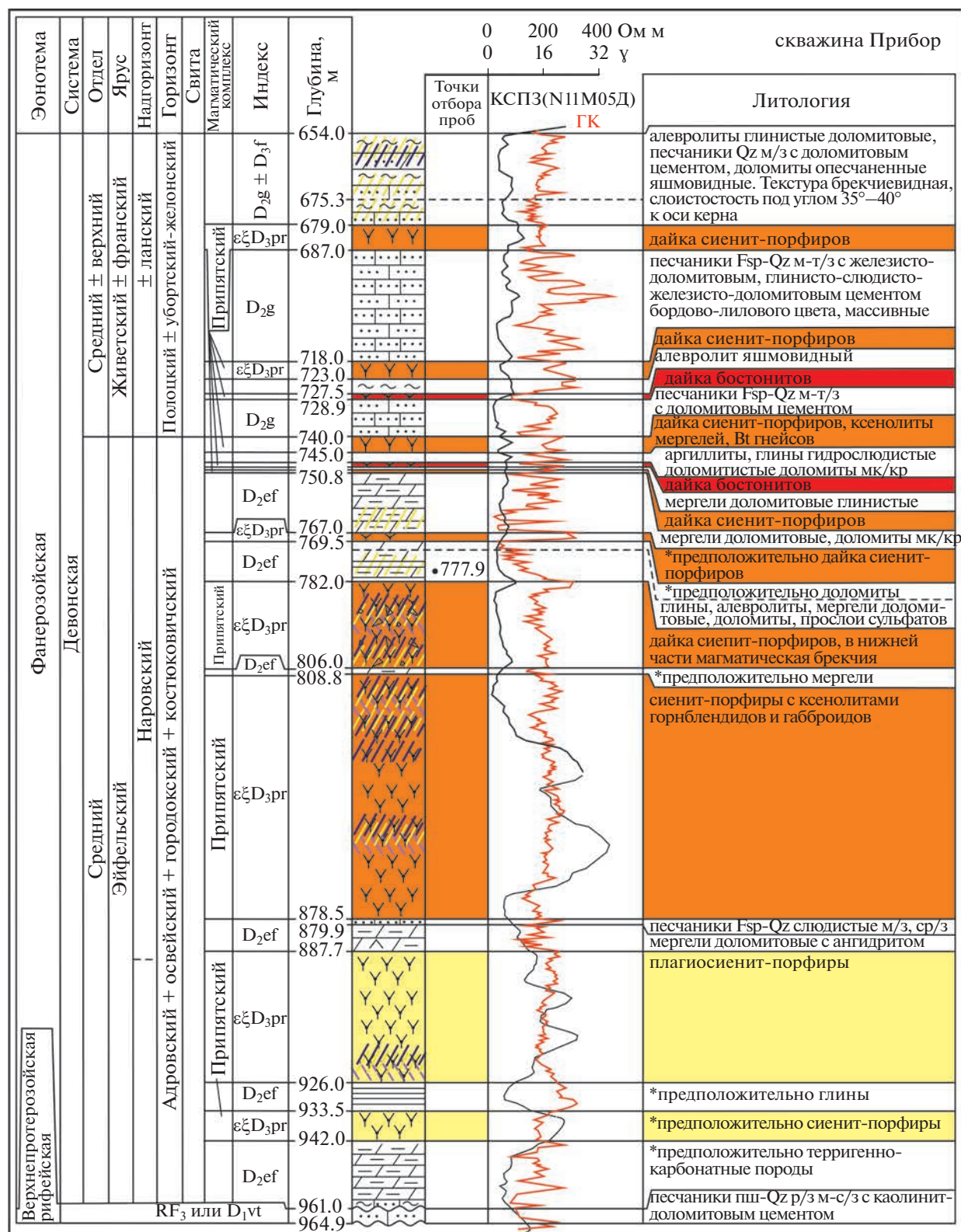


Рис. 2. Продолжение.

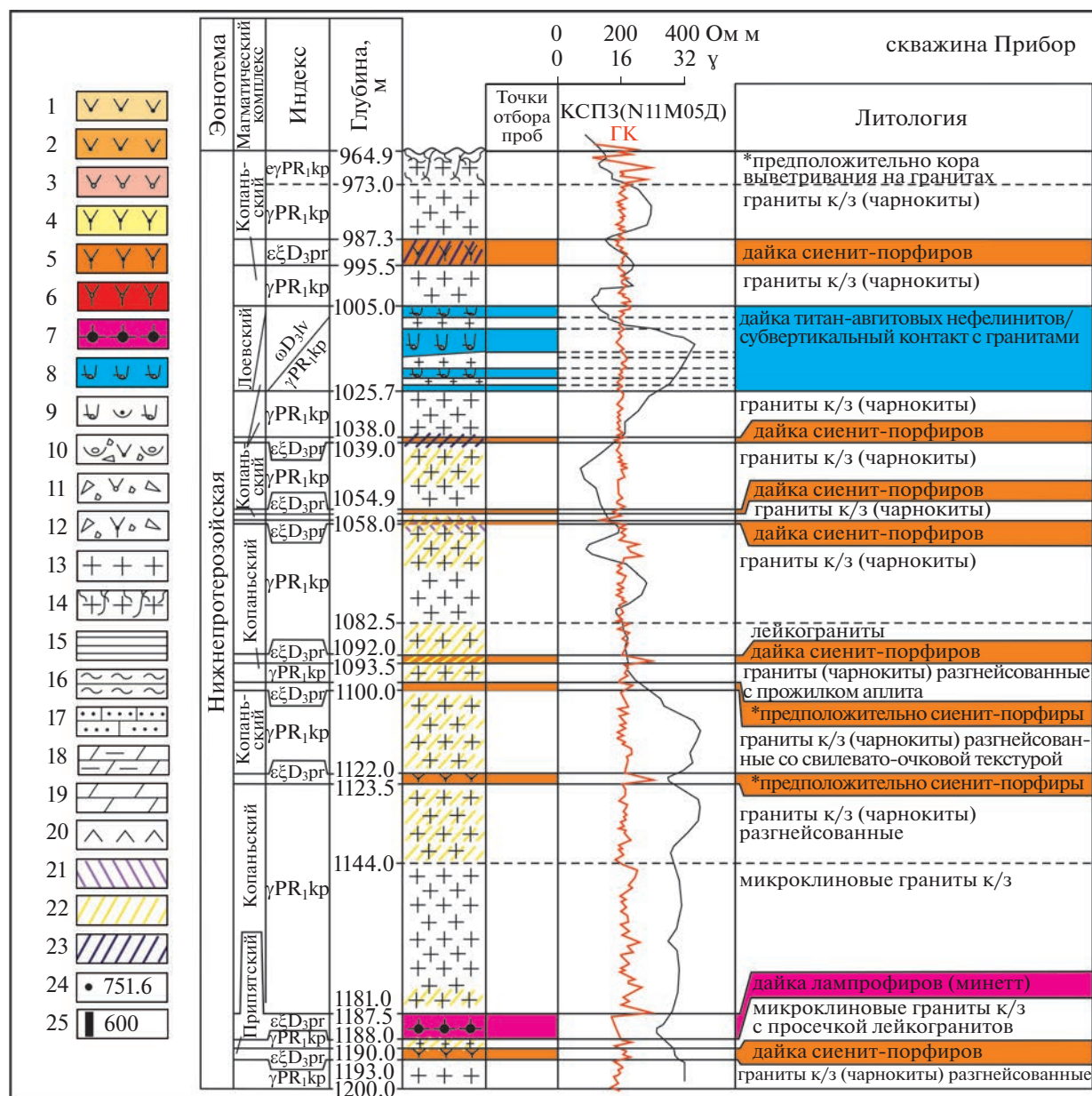


Рис. 2. Окончание.

indet. (рис. 3). Фрагментарность и плохое качество сохранности остатков не позволяют выполнить более точное их определение, поэтому названия таксонов приведены в открытой номенклатуре. Данные таксоны имеют широкий стратиграфический диапазон распространения. На территории Беларуси находки остатков голонематид известны в отложениях как среднего, так и верхнего девона, а остатки эвартродирных плакодерм установлены от верхнеэмских отложений до фаменских (Плакс, 2008; Плакс, 2015, 2017).

Скважина Прибор пробурена практически в центре крупного полифазного батолита копань-

ского комплекса раннего протерозоя и вскрыла граниты-чарнокиты (Толкачикова и др., 2019), участками интенсивно разгнейсованные, с прожилками аплита и интенсивной сульфидной минерализацией, микроклиновые граниты и лейкограниты.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАХИАНДЕЗИТОВ

Геологическая позиция. Трахиандезиты встречаются в разрезе скв. Прибор на глубине 590.0–654.0 м (мощность 64.0 м) под вулканогенной толщей васильевской свиты. Непосредственно на границе толщи и тела трахиандезитов находится

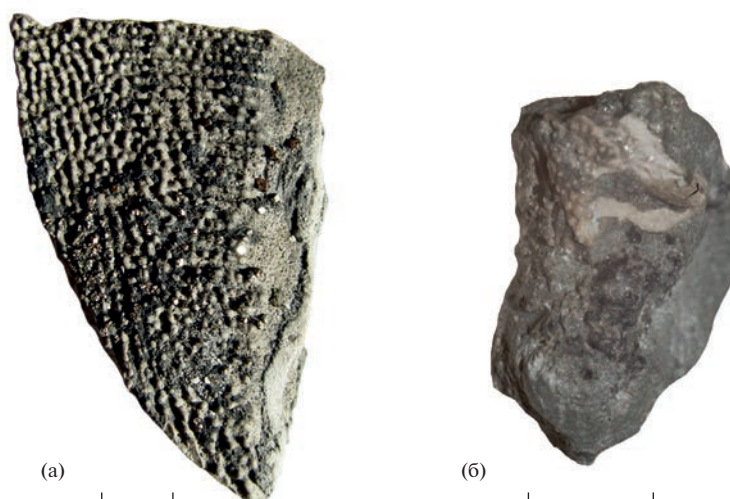


Рис. 3. Остатки ихтиофауны (плакодерм) из среднедевонских отложений скв. Прибор.

а — *Holonematidae* gen. indet., экз. № 119/1-1, скв. Прибор, гл. 777.9 м; фрагмент пластинки, по всей видимости, posterior ventro-laterale (PVL), вид снаружи, длина масштабной линейки 5 мм; б — *Euarthrodira* indet., экз. № 119/2-1, скв. Прибор, гл. 777.9 м; фрагмент неопределимой пластинки в породе, вид снаружи, длина масштабной линейки 2 мм, предположительно эйфельский ярус.

Рис. 4. Фотографии трахиандезитов скв. Прибор.

а — трахиандезит с ксенолитами сиенит-порфира (справа) и гнейса (слева), глубина 601.0 м; б — незональный вкрапленник (мегакрист) магнезиальной роговой обманки в трахиандезите, шашка с эпоксидной смолой, показан профиль точек замеров микрозонда, глубина 636.7 м; в—д — фотографии петрографических шлифов в проходящем свете: в — в центре шлифа незональный вкрапленник магнезиальной Hbl со следами резорбции, в верхнем правом секторе — зональные микровкрапленники железистой Hbl, глубина 601.0 м; г — вверху справа зональный вкрапленник авгита с пойкилитовыми включениями сфена и титаномagnetита, внизу справа вкрапленник Hbl с железистым ядром со следами резорбции, магнезиальной светлой промежуточной зоной и железистой каймой, глубина 636.0 м; д — в центре шлифа скопление микровкрапленников сфена в ассоциации с зональными вкрапленниками авгита и железистой Hbl, глубина 607.0 м; е — предполагаемый порядок кристаллизации минералов.

дайка нефелинитов лоевского комплекса с резкими границами и выраженными зонами эндоконтакта (закалки) мощностью около 0.1 м. В зоне контакта породы трещиноваты и пронизаны нитевидными прожилками и гнездами карбонатного состава. Трахиандезиты подстилаются нерасчлененными карбонатно-терригенными отложениями полоцкого горизонта среднего девона и ланского надгоризонта среднего–верхнего девона, при этом зона контакта пройдена без отбора керн. Трахиандезиты имеют свежий облик в отличие от вышележащих потоков банакитов и фолонитов, которые в силу подводного характера вулканических излияний в различной степени карбонатизированы.

Петрография и состав минералов. Макроскопические трахиандезиты окрашены в темный коричневатый-серый цвет, массивные, вкрапленники составляют 25–30% от объема породы (рис. 4а). Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая. Состав трахиандезитов: 10% роговая обманка (вкрапленники и основная масса); 25% авгит и эгирин-авгит (вкрапленники и основная масса); 15% олигоклаз-андезин (An_{10-38} ,¹ вкрап-

ленники), 15% альбит-олигоклаз (An_{1-10} , основная масса); 25–30% анортоклаз (вкрапленники и основная масса); до 3–5% калиевый полевой шпат (основная масса); 4–6% титаномagnetит, хромистый титаномagnetит; варьирующее количество вулканического стекла; около 1% титанит (сфен); единичные кристаллы апатита (рис. 4в–4д).

¹ Принятые сокращения: Ab — альбит; Aeg-Aug — эгирин-авгит; An — анортит; AnO — анортоклаз; Ap — апатит; Aug — авгит; Bt — биотит; Crx — клинопироксен; Fe-Hbl — железистая роговая обманка; Fsp — полевой шпат; Grt — гранат; Hbl — роговая обманка; Kfs — калиевый полевой шпат; Mg-Hbl — магнезиальная роговая обманка; Or — ортоклаз; Qz — кварц; Ti-Mag — титаномagnetит; Ttn (Sph) — титанит (сфен); REE — редкоземельные элементы; HFSE — высокочargedные элементы; LILE — крупноионные литофильные элементы; La_n , Yb_n , Gd_n — содержание элементов в породе, нормализованное к их содержанию в примитивной мантии; $\#Ca = CaO/(CaO + Al_2O_3)$ — кальциевоcть; $\#Mg = MgO/(MgO + FeO)$ — магнезиальность; FeO_t — суммарное содержание Fe_2O_3 и FeO в пересчете на FeO; Fe_2O_{3t} — суммарное содержание Fe_2O_3 и FeO в пересчете на Fe_2O_3 ; R — коэффициент корреляции; СКВО — среднее квадратичное отклонение.

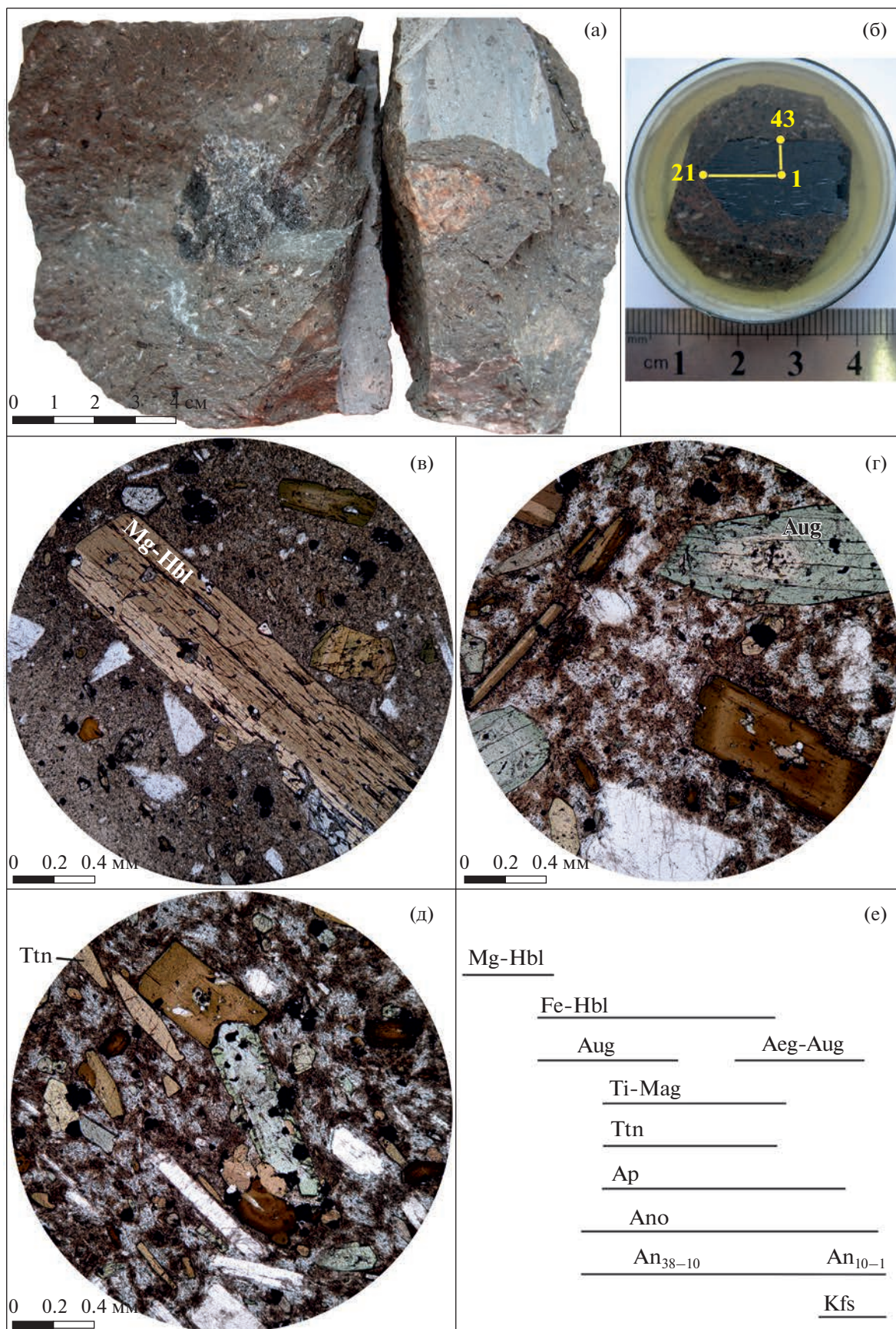


Таблица 1. Химический состав амфиболов и пироксенов из трахиандезитов скв. Прибор

Проба	605.0 м												636.5 м											
	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aug	Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aug	Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug		
Размер зерна, мм	0.5 × 0.8												0.5 × 1.5											
	к	пз	ц	ц	5-5	5-6	5-7	5-10	5-15	7-3	7-4	пз	к	к	ц	к	пз	ц	ц	пз	к	к		
№ точки	5-1	5-2	5-3	5-4	5-5	5-6	5-7	5-10	5-15	7-3	7-4	7-5	8-2	8-3	8-4	9	16	17	18	19	20	21		
SiO ₂	47.41	52.20	50.95	50.50	57.46	55.20	49.13	48.24	50.66	50.26	49.65	56.53	47.45	44.20	50.60	49.40	52.43	52.10	51.28	48.12	51.02	44.50		
TiO ₂	—	0.72	0.61	—	—	—	0.76	0.53	0.38	0.67	0.51	—	0.88	1.34	1.00	0.56	1.08	0.65	0.71	0.82	1.58	1.62		
Al ₂ O ₃	10.53	12.15	10.06	11.25	1.67	3.56	10.68	9.09	10.42	10.38	12.15	1.12	9.71	9.25	8.79	12.28	2.80	3.31	3.05	3.13	3.82	4.77		
FeO _t	14.92	10.77	10.87	11.73	9.25	10.55	14.26	14.90	12.94	12.44	9.64	9.69	15.53	16.49	15.22	10.67	12.77	14.73	13.56	12.89	15.07	12.05		
MnO	0.59	0.34	0.14	0.27	0.70	0.91	0.54	0.47	0.83	0.68	0.38	0.36	0.81	0.70	0.35	0.28	0.85	0.81	0.68	0.97	0.55	0.64		
MgO	11.49	11.42	14.47	13.56	12.47	10.85	11.64	12.85	12.84	12.43	13.98	12.78	11.45	12.38	12.76	13.12	7.99	8.30	7.42	8.21	7.08	6.64		
CaO	10.45	7.16	8.32	8.45	16.83	17.79	9.87	10.37	8.77	7.63	8.73	18.54	10.36	10.68	5.03	8.50	17.16	18.71	18.26	17.71	17.88	17.60		
K ₂ O	0.90	1.84	0.48	0.42	0.21	0.07	0.75	0.73	0.37	0.79	0.31	—	1.10	2.01	0.49	0.68	—	0.13	—	—	0.11	0.12		
Na ₂ O	2.75	3.09	3.86	3.26	1.11	0.87	2.37	2.74	2.41	4.20	4.35	0.97	2.75	2.96	5.77	4.51	1.19	0.94	0.75	0.15	—	1.25		
Сумма	99.04	99.69	99.76	99.44	99.70	99.80	100.00	99.92	99.62	99.48	99.70	99.99	100.04	100.01	100.01	100.00	96.27	99.68	95.71	92.00	97.11	89.19		
#Mg	0.44	0.51	0.57	0.54	0.57	0.51	0.45	0.46	0.50	0.50	0.59	0.57	0.42	0.43	0.46	0.55	0.38	0.36	0.35	0.39	0.32	0.36		
#Ca	0.50	0.37	0.45	0.43	0.91	0.83	0.48	0.53	0.46	0.42	0.42	0.94	0.52	0.54	0.36	0.41	0.86	0.85	0.86	0.85	0.82	0.79		
Проба	605.0 м												636.5 м											
Размер зерна, мм	0.5 × 0.2												0.5 × 1.5											
	к	к	ц	пз	пз	пз	ц	пз	пз	к	ц	ц	ц	ц	пз	пз	к	ц	к	ц	к	к		
№ точки	3-1	3-2	3-3	4-4	10-2	1	2	3	4	6	7	8	9	1	2	3	4	13	14	15	42	43	44	
SiO ₂	40.30	40.59	38.48	44.87	41.58	36.98	38.78	44.41	42.13	38.55	40.76	41.72	38.05	47.01	47.00	45.85	45.07	41.32	40.47	43.85	42.54	41.70	42.33	
TiO ₂	5.26	5.21	4.52	3.77	3.03	4.00	3.66	4.18	3.32	3.13	3.76	4.12	3.86	2.53	3.00	3.25	3.25	4.58	4.24	3.28	3.69	3.02	4.21	
Al ₂ O ₃	10.17	9.93	10.52	11.40	11.71	10.24	11.38	11.27	9.85	10.60	10.73	10.15	10.41	11.87	11.21	10.53	10.84	10.37	11.63	7.98	10.37	11.07	11.68	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1.42	—	0.32	0.21	0.65	—	1.31	—	0.16	0.17	0.38	0.52	0.12	0.20	0.22	0.12	0.34	—	
FeO	20.01	19.48	22.63	19.04	21.74	20.46	20.41	13.24	13.22	22.42	17.21	15.76	19.39	8.25	11.60	11.57	10.90	16.24	18.23	24.46	13.60	23.86	20.68	
MnO	0.92	0.66	1.11	0.00	0.36	0.67	0.56	0.58	0.31	0.62	0.67	0.16	0.65	0.18	0.11	0.54	0.57	0.19	0.76	0.97	0.72	0.74	0.65	
CoO	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	
NiO	0.40	—	0.06	—	—	—	0.11	0.13	—	0.08	—	0.19	—	—	0.41	0.13	0.05	0.45	0.44	—	—	—	—	
MgO	8.06	8.57	7.13	9.16	7.63	6.58	7.82	11.71	11.84	6.91	8.61	9.32	6.85	14.71	13.14	10.98	11.78	8.39	8.11	7.83	10.24	5.94	7.27	
CaO	11.81	11.82	11.23	10.29	11.63	9.68	9.41	10.02	10.10	9.19	9.83	9.59	9.49	8.56	9.57	10.32	9.41	9.27	9.17	8.38	9.62	8.35	9.30	
BaO	—	—	—	—	—	—	0.75	0.13	0.41	—	0.24	—	—	—	—	—	0.19	—	—	—	0.31	0.57	0.18	
K ₂ O	1.09	1.07	1.20	0.00	0.54	0.87	0.73	1.08	0.87	0.95	0.85	0.72	0.94	1.03	0.94	1.50	1.24	0.97	1.10	1.12	0.70	0.80	0.96	
Na ₂ O	1.50	2.53	1.82	0.00	1.66	2.63	2.85	2.54	2.57	2.64	2.65	2.17	2.74	2.58	2.30	2.32	1.86	2.24	2.37	1.81	2.45	2.49	1.54	
Сумма	99.70	99.86	98.70	98.53	99.88	93.53	96.46	99.61	94.83	95.74	95.31	95.21	92.38	97.05	99.45	97.37	95.73	94.14	96.72	99.90	94.36	98.88	98.80	
#Mg	0.29	0.31	0.24	0.32	0.26	0.24	0.28	0.47	0.47	0.47	0.33	0.37	0.26	0.64	0.53	0.49	0.52	0.34	0.31	0.24	0.43	0.20	0.26	

Примечание. ц — центр, пз — промежуточная зона, к — край. Содержания оксидов приведены в мас. %.

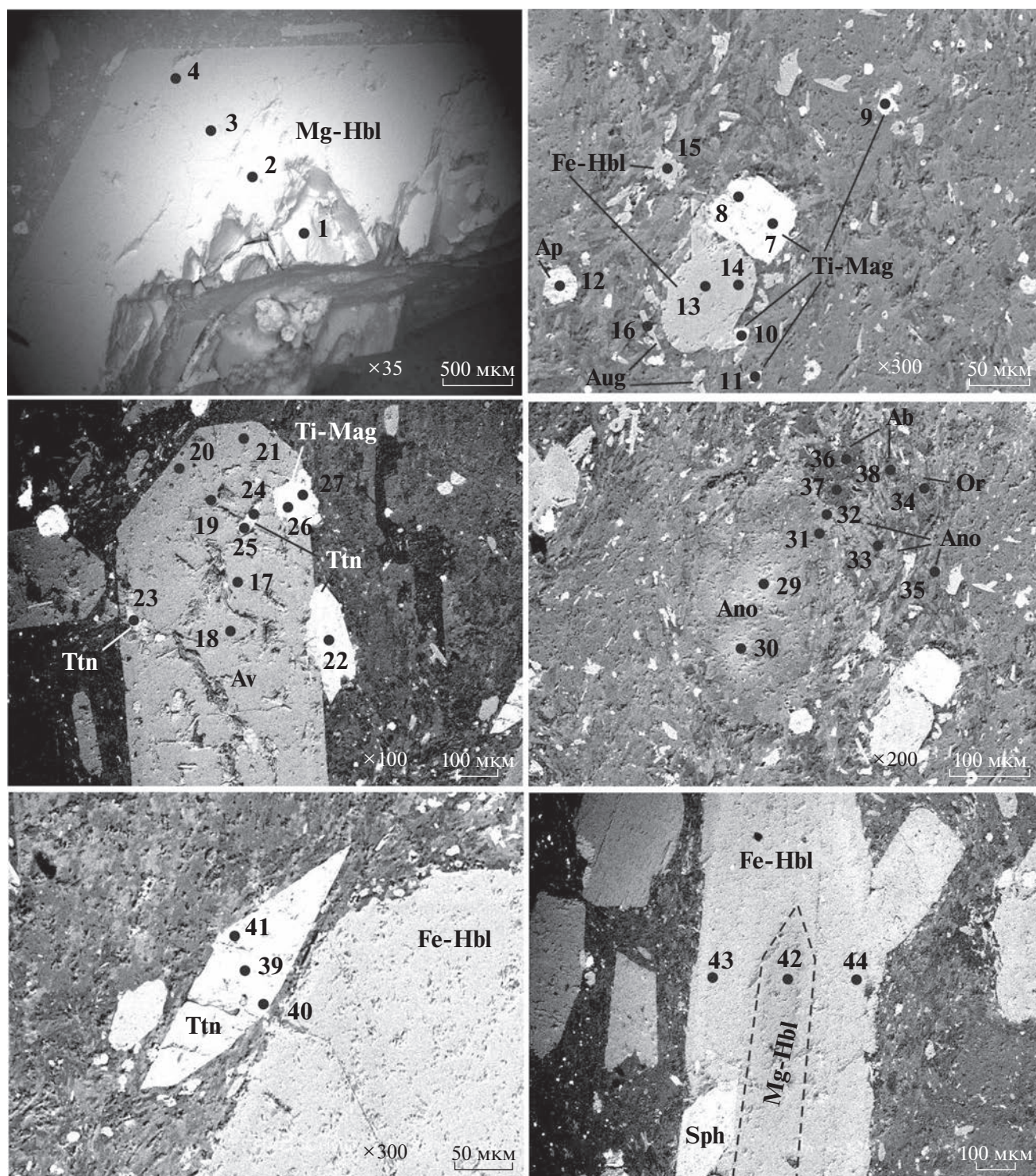


Рис. 5. Электронно-микроскопические фотографии трахиандезитов с точками микрозондового анализа, глубина 636.5 м.

Роговая обманка титанистая ($\text{TiO}_2 = 2.53\text{--}5.21$ мас. %) и имеет две разновидности (табл. 1). Магнезиальная роговая обманка ($\# \text{Mg} = 0.38\text{--}0.64$) образует крупные (до 15×40 мм) незональные без видимых включений зерна удлиненно-

призматической формы, бурого цвета (рис. 4б, 5, 6). Железистая роговая обманка ($\# \text{Mg} = 0.13\text{--}0.26$) представлена зернами короткопризматического габитуса, размером до 1×1.5 мм, насыщенного коричневого цвета, которые иногда образуют

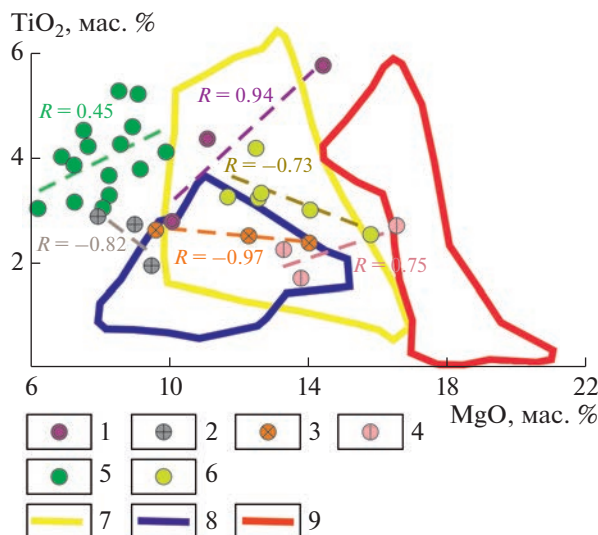


Рис. 6. Вариации MgO и TiO_2 в составе амфиболов из трахиандезитов скважины Прибор и ксенолитов из магматических пород Припятско-Днепровской области магматизма.

1–4 – роговые обманки из ксенолитов (Volkova et al., 2022): 1 – клинопироксенового горнблендита из трахиандезита скв. Уваровичи 105 (припятский комплекс), 2 – амфиболового меланогаббро из трахиандезита скв. Уваровичи 75 (припятский комплекс), 3 – горнблендита из туфа меланефелинита скв. 669 (жлобинский комплекс), 4 – гранат-биотит-клинопироксенового гранулит из туфа мелалейцититов скв. Уваровичи 57д (уваровичский комплекс); 5, 6 – из трахиандезитов скв. Прибор (припятский комплекс): 5 – Fe-Hbl ($\# \text{Mg} = 0.13\text{--}0.37$), 6 – Mg-Hbl ($\# \text{Mg} = 0.38\text{--}0.64$); 7–9 – поля составов амфибола из разных геодинамических обстановок (Volkova et al., 2022): 7 – нижняя кора, внутриплитная обстановка, 8 – нижняя кора, надсубдукционная обстановка, 9 – мантия. R – коэффициент корреляции.

скопления – нодулы размером до первых сантиметров. Зерна Fe-Hbl содержат пойкилитовые включения сфена, апатита, титаномагнетита и проявляют прямую зональность – от центра к краю увеличивается содержание титана (TiO_2 от 2.53 до 5.26 мас. %) и железа (FeO от 10.9 до 24.46 мас. %) и уменьшается содержание магния (MgO от 13.14 до 5.94 мас. %), что отражено в увеличении интенсивности ее окраски в проходящем свете. Также встречаются зерна с ядрами Mg-Hbl и каймами Fe-Hbl; с ядрами Fe-Hbl, промежуточной зоной Mg-Hbl и железистой каймой. Как магнезиальная, так и железистая Hbl, помимо зерен с четкими кристаллографическими очертаниями, образуют зерна со следами резорбции, в том числе ядерных частей (табл. 1, рис. 4–6).

Клинопироксен представлен двумя генерациями: более ранним субкальциевым авгитом (15%) ($\text{Na}_2\text{O} = 0.15\text{--}1.25$ мас. %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.80\text{--}4.77$ мас. %) и более поздним эгирин-авгитом (10%) ($\text{Na}_2\text{O} = 1.57\text{--}5.77$ мас. %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.60\text{--}12.28$ мас. %)

(табл. 1, рис. 7а, 7б). Авгит образует зерна удлиненно-призматического габитуса размером от 0.005×0.04 до 0.5×1.5 мм. Крупные зерна имеют нормальную зональность – от центра к краю увеличивается содержание титана (от 0.65 до 1.80 мас. % TiO_2) и натрия (от 0.16 до 1.39 мас. % Na_2O) и уменьшается содержание магния (от 8.3 до 6.64 мас. % MgO). В краевых зонах отмечены пойкилитовые включения сфена, апатита, титаномагнетита. Эгирин-авгит присутствует в виде короткопризматических зерен размером в среднем 0.05×0.1 мм, иногда до 0.5×0.8 мм. В таких зернах проявлена зональность с уменьшением в краевых частях содержания натрия (от 5.77 до 2.75 мас. % Na_2O) и магния (от 13.14 до 5.94 мас. % MgO) и увеличением содержания железа (от 9.25 до 16.49 мас. % FeO). Характерна тесная минеральная ассоциация эгирин-авгита с апатитом, титаномагнетитом и некрупными зернами роговой обманки (рис. 4г, 4д, 5).

Вкрапленники полевых шпатов таблитчатой формы размером до 1×3 мм представлены в основном олигоклазом-андезином $\text{An}_{10\text{--}38}$ в виде зерен с нормальной зональностью, реже – анортоклазом, для которого характерна буроватая окраска в проходящем свете. В основной массе породы преобладают зерна An_0 размером в среднем 0.01×0.03 мм, в меньшем количестве присутствуют микролиты бесцветного альбита-олигоклаза $\text{An}_{1\text{--}10}$ размером около 0.02×0.05 мм и незначительно – калиевого полевого шпата размером 0.002×0.01 мм (рис. 4в–4д, 5, 7в).

Титаномагнетит равномерно распределен в объеме породы в виде мелких зерен изометричной формы с ромбическими и октаэдрическими сечениями, размером от 0.002 мм в диаметре, достигающих иногда размера микровкрапленников 0.1×0.3 мм. Титаномагнетит (8.27–12.52 мас. % TiO_2) может содержать примесь ванадия (до 1.19 мас. % V_2O_5) и хрома (до 4.96 мас. % Cr_2O_3). В наиболее крупных зернах отмечается зональность: в центре минерал содержит больше ванадия и титана, в краевых зонах – больше марганца и железа (рис. 4в, 4д, 5, 7г).

Титанит (сфен) образует удлиненные зерна коричневого цвета с заметно проявленными гранями {111}. Титанит также встречается в виде включений в Fe-Hbl и Aug. Размер зерен варьирует от 0.02 до 0.5 мм. Для микровкрапленников титанита характерна зональность, связанная с увеличением от центра к краю зерна содержания титана (от 29.31 до 34.72 мас. % TiO_2), железа (от 1.39 до 2.27 мас. % FeO) и натрия (от 0.26 до 1.52 мас. % Na_2O) и уменьшением – кремнезема (от 41.87 до 35.07 мас. % SiO_2) и алюминия (от 2.96 до 1.52 мас. % Al_2O_3). Минерал содержит до 3.08 мас. % SrO , до 1 мас. % Nb_2O_5 , до 3.05 мас. % Y_2O_3 (табл. 2).

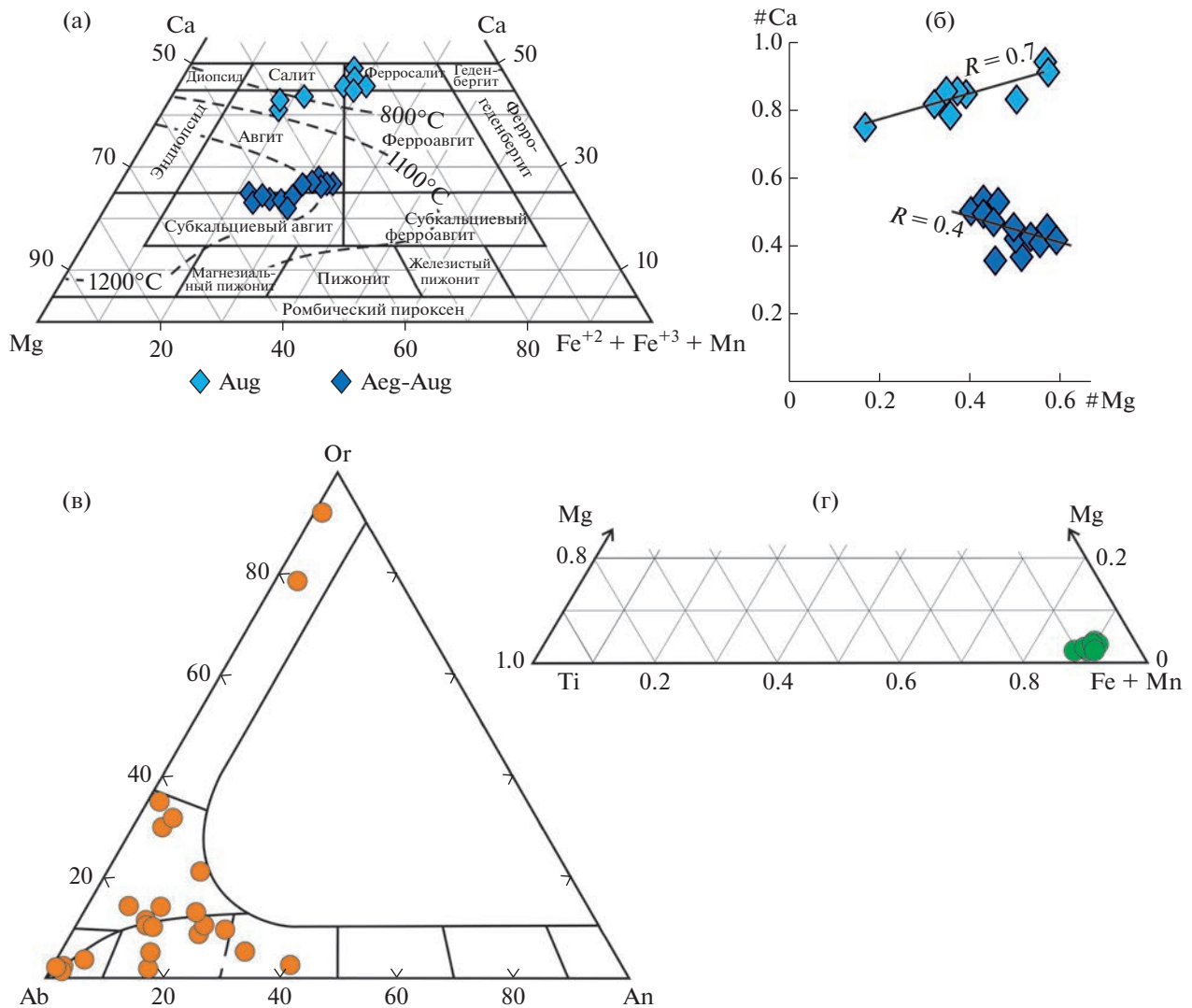


Рис. 7. Диаграммы составов минералов из трахиандезитов скважины Прибор.

а – клинопироксены в координатах Ca–Mg–(Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn), ат. % (по Дир и др., 1965–1966; Lindsley, 1983); б – клинопироксены в координатах #Ca–#Mg (по Нестеренко, Арискин, 1993); в – полевые шпаты в координатах Ab–Or–An, мол. %; г – титаномagnetит в координатах Mg–Ti–(Fe + Mn), ат. %.

В центральной части тела трахиандезитов в незначительном объеме проявлена прожилково-вкрапленная пневматолитовая минерализация флюорит-карбонатного (доломит, кальцит), фторрапатит-пирит-флюорит-карбонатного состава.

Геохимия пород. Составы пород приведены в табл. 3. Трахиандезиты относятся к умеренно-щелочным породам (Na₂O + K₂O = 10.23–11.28 мас. %) с калиево-натриевым типом щелочности (Na₂O/K₂O = 1.64–2.37). При пересчете химических анализов пород на 100% на диаграмме TAS поле их состава находится на границе с областью тефрифонолитов (рис. 8а), что отражено в присутствии Aeg-Aug в их составе. Породы отличаются низкими содержаниями переходных металлов: содер-

жания Cr не превышают 9.0 мкг/г, содержания Ni – 9.2 мкг/г. Породы обеднены Cu (до 30.2 мкг/г), но обогащены Zn (до 175 мкг/г). Они умеренно для щелочных пород обогащены Sr и Ba (до 1775 и 1718 мкг/г соответственно). Для распределения HFSE характерно сильное обогащение Nb (до 128 мкг/г) и незначительное – Zr (до 395 мкг/г). На мультиэлементной диаграмме относительно состава примитивной мантии трахиандезиты обогащены LILE и HFSE, но при этом наблюдаются отрицательные аномалии K, P, Ti, а также Zr относительно Sm (рис. 8в). Суммарное содержание REE в трахиандезитах составляет 343–438 мкг/г, они имеют высокую степень фракционирования ((La/Yb)_n = 30.5–32.08), более выраженную в области легких REE ((La/Sm)_n = 6.33–6.63), чем в

Таблица 2. Химический состав титанита из трахиандезитов скв. Прибор

Размер зерна, мм	0.1 × 0.2	0.05 × 0.05	0.05 × 0.05		0.05 × 0.2		
	ц	ц	ц	ц	ц	к	к
№ точки	22	23	24	25	39	40	41
SiO ₂	39.53	31.95	35.67	36.06	41.87	34.43	35.07
TiO ₂	29.32	32.62	31.56	29.41	29.31	34.34	34.72
Al ₂ O ₃	2.32	1.37	2.39	2.46	2.96	1.79	1.52
Cr ₂ O ₃	—	0.21	—	—	0.48	—	—
FeO _t	1.60	2.63	3.03	2.37	1.39	2.14	2.27
MnO	0.36	0.13	0.04	0.32	—	0.38	0.38
V ₂ O ₅	0.53	1.45	1.76	0.61	—	0.57	0.96
MgO	—	—	0.19	0.18	0.49	—	—
CaO	20.37	22.38	22.73	21.73	22.18	22.77	22.96
K ₂ O	—	—	0.13	0.12	0.19	—	0.19
Na ₂ O	—	—	2.5	0.70	0.26	0.16	1.52
P ₂ O ₅	—	0.9	—	0.51	0.44	0.31	0.04
SrO	3.08	2.75	—	2.99	—	1.86	—
Y ₂ O ₃	1.89	3.05	—	2.56	—	1.18	0.35
Nb ₂ O ₅	1.00	0.55	—	—	0.42	0.07	—
Cs ₂ O	—	—	—	—	—	—	1.55
Сумма	100.00	99.99	100.00	100.02	99.99	100.00	101.53

Примечание. ц — центр, к — край. Содержания оксидов приведены в мас. %.

области тяжелых REE ((Gd/Yb)_n = 2.47–2.55), при этом Eu-аномалия отсутствует (рис. 8б, 8в).

U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТИТАНИТА

Геохронологические U–Pb (ID-TIMS) исследования проведены для двух микронавесок титанита (табл. 4). Содержание урана в титаните достигает 6.2 мкг/г, доля обыкновенного свинца (Pb_c/Pb_t) меняется в пределах 0.30–0.31. Точки изотопного состава титанита располагаются на конкордии (рис. 9) Среднее значение возраста (²⁰⁶Pb/²³⁸U) соответствует 364 ± 1 млн лет (СКВО = 0.84).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распространение трахиандезитов в Припятско-Днепропетровской области. Трахиандезиты имеют широкое распространение в Припятско-Днепропетровской области магматизма. Их тела мощностью до 350 м вскрыты рядом скважин в Припятском прогибе и на Гомельской структурной перемычке на разных стратиграфических уровнях платформенного чехла от среднего девона до нижнего фамена верхнего девона (скв. Уваровичи 65, 68, 72, 74, 74а, 105, 148, Александровская 6, Борщевская 14 и др.)

(рис. 1). На Гомельской структурной перемычке (район г. Гомель–п. Урицкое–д. Азделино) по результатам геофизических исследований (гравиразведка, магниторазведка, сейсморазведка) и по данным многочисленных неглубоких скважин, пробуренных в целях поисков алмазов в 2001–2007 гг. Слуцкой ГРЭ, а также параметрической скв. Прибор установлено крупное округлое в плане тело (лакколлит?) трахиандезитов диаметром около 15 км. В приподнятой части перемычки оно залегает под мезозойскими отложениями на глубине около 300 м, в опущенной — под вулканогенной толщей васильевской свиты на глубине около 600 м. Свежий облик пород, морфология тел и положение на разных стратиграфических уровнях предполагают их субвулканическое происхождение.

Последовательность кристаллизации минералов трахиандезитов. Крупные размеры незональных мегакристов магнезиальной Mg-Hbl и отсутствие в них включений указывают на интрателлурическую природу кристаллов при длительном пребывании в неизменяющихся условиях. Состав Mg-Hbl близок составу амфибола в ксенолите горнблендитизированного туфа меланефелинита жлобинского комплекса (Volkova et al., 2022). Для мегакристов Mg-Hbl характерна прямая корреляционная зависимость содержания титана и магния, точки их составов

Таблица 3. Химический состав трахиандезитов скв. Прибор

Глубина, м	601	602	605	607	609	610	611	617	636
мас. %									
SiO ₂	52.78	53.55	53.81	54.00	53.56	52.20	53.68	52.99	54.02
TiO ₂	1.41	1.38	1.38	1.41	1.35	1.39	1.40	1.45	1.40
Al ₂ O ₃	17.33	17.32	17.54	17.56	17.46	17.20	17.31	17.52	17.46
Fe ₂ O _{3t}	7.42	7.54	7.45	7.61	7.40	7.38	7.65	7.61	7.67
CaO	4.21	4.42	4.33	4.53	3.83	3.57	4.51	4.66	4.45
MgO	1.82	1.85	1.76	1.72	2.17	2.90	1.73	1.79	1.68
MnO	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.15	0.17	0.18	0.18
K ₂ O	3.91	3.25	3.19	3.11	3.58	4.12	3.09	3.51	3.26
Na ₂ O	6.42	7.05	7.27	7.29	6.85	5.68	7.33	7.30	7.12
P ₂ O ₅	0.35	0.36	0.35	0.36	0.35	0.36	0.37	0.36	0.37
П.п.п	3.70	2.62	2.29	1.76	2.82	4.58	2.30	2.14	1.91
Сумма	95.82	96.90	97.25	97.77	96.72	94.95	97.24	97.37	97.61
мкг/г									
Li		34.2				71.8		39.1	
Be		6.13				6.25		6.63	
Sc		3.21				5.33		3.88	
V		112				100		107	
Cr		8.20				9.00		6.61	
Co		10.7				10.9		10.4	
Ni		9.06				8.23		9.16	
Cu		29.3				30.2		29.3	
Zn		117				174		127	
Ga		25.1				25.8		27.0	
Rb		54.2				65.2		50.7	
Sr		1590				1551		1775	
Mo		3.45				3.31		3.74	
Cs		1.79				1.39		1.38	
Ba		1562				1695		1718	
Y		24.9				28.0		28.2	
Zr		364				374		395	
Nb		113				116		127	
La		103				107		110	
Ce		182				191		198	
Pr		17.4				18.6		20.1	
Nd		64.6				69.0		72.6	
Sm		10.1				10.8		11.3	
Eu		2.90				3.06		3.18	
Gd		7.11				7.64		7.89	
Tb		1.00				1.10		1.13	
Dy		5.32				5.79		6.10	
Ho		0.93				1.00		1.05	
Er		2.62				2.83		2.93	
Tm		0.34				0.37		0.40	
Yb		2.31				2.51		2.64	
Lu		0.32				0.36		0.36	
Hf		8.70				9.16		9.78	
Ta		5.53				5.87		6.49	
W		1.40				1.04		1.73	
Pb		20.9				44.6		22.5	
Th		12.5				15.3		13.2	
U		3.21				3.33		3.66	

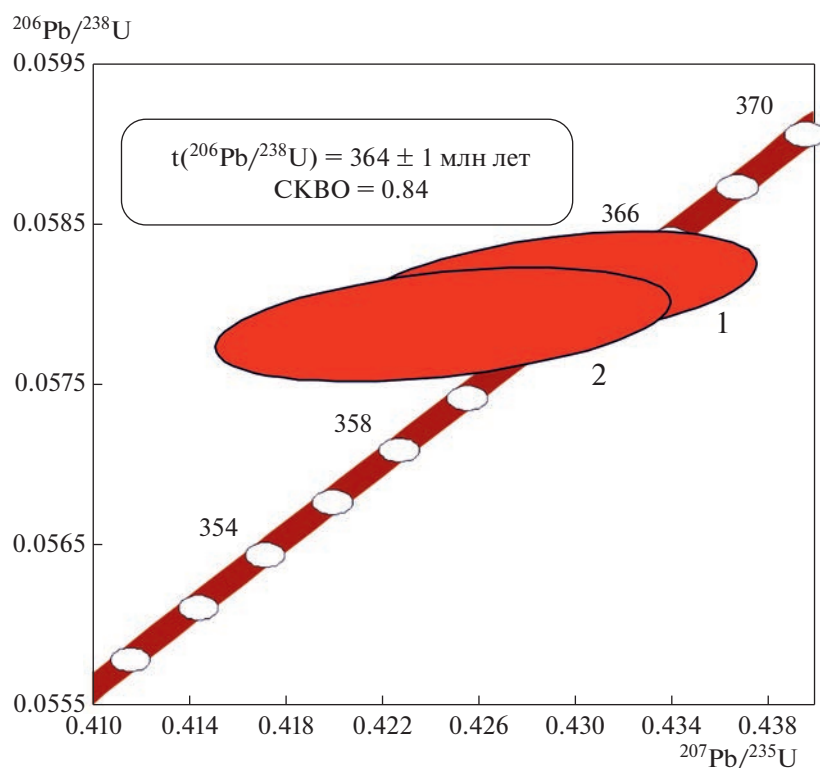


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для титанита из трахиандезитов скважины Прибор, глубина 600–611 м.

Состав Fe-Hbl схож с составом амфибола из ксенолита клинопироксенового горнблендита из аналогичного трахиандезита скважины Уваровичи 105 (Volkova et al., 2022) (рис. 6). Для Fe-Hbl характерна обратная корреляционная зависимость содержания титана и магния, содержание MgO в их составе незначительно, а фигуративные точки состава выходят за пределы полей амфиболов из нижней коры. Модельные расплавы, равновесные с амфиболами клинопироксенового горнблендита, близки по микроэлементному составу со средними породами припятского комплекса, поэтому ксенолиты клинопироксенового горнблендита могут являться захваченным кумулюсом расплавов этих же пород (Volkova et al., 2022).

Таким образом, можно предполагать, что мегакристы Mg-Hbl кристаллизовались из ранних порций расплава щелочного ультраосновного состава на уровне нижней коры и впоследствии были захвачены трахиандезитовой магмой, а зерна Fe-Hbl кристаллизовались из менее глубинного расплава среднего состава. В коровой магматической камере по мере продвижения магмы к поверхности происходило фракционирование щелочного ультраосновного расплава с отделением в кристаллическую фазу оливина, шпинели и Mg-Hbl. Также можно предположить смешение магматического расплава с кислыми выплавками из средней коры и последующее формирование гибридного трахиандезитового расплава, из которого

Таблица 4. Результаты U–Pb изотопных исследований титанита из трахиандезитов скв. Прибор, глубина 600–611 м

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pb _c /Pb _t	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	0.85	1.62	5.65	0.31	51.2	0.0535 ± 8	2.8820 ± 1	0.4291 ± 68	0.0581 ± 2	0.43	362 ± 6	364 ± 1	352 ± 33
2	0.74	1.77	6.22	0.30	51.6	0.0532 ± 9	2.8997 ± 1	0.4245 ± 77	0.0579 ± 3	0.40	359 ± 6	363 ± 2	337 ± 38

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

началась кристаллизация амфибола иного состава — Fe-Hbl. Геохимические метки вклада корового компонента отражены в составе пород положительными аномалиями Pb, значительным фракционированием легких REE и уменьшением фракционирования тяжелых REE (рис. 8б, 8в). В то же время умеренно-щелочной состав трахиандезитов, высокие содержания Nb и HFSE указывают на умеренный коровый вклад.

В процессе подъема магмы в условиях интенсивной конвекции происходила резорбция зерен Hbl и нарастание новых кайм с различными вариантами чередования их составов. Затем расплав пришел в равновесие, и последующая кристаллизация породообразующих минералов происходила последовательно по мере уменьшения температуры и давления (рис. 4е). Вслед за Fe-Hbl начал кристаллизоваться авгит, а затем на завершающем этапе кристаллизации Aug и Fe-Hbl — ассоциация Ttn, Ti-Mag и Ap. Эти минералы формируют сростки и содержатся в пойкилитовых включениях в краевых частях вкрапленников Aug и Fe-Hbl. Из остаточного расплава кристаллизовались полевые шпаты и Aeg-Aug. В пользу последовательной кристаллизации свидетельствуют нормальная зональность зерен плагиоклаза, титанита и клинопироксена, одинаковый химический состав пойкилитовых включений титанита и титаноманнетита с зернами из основной массы породы.

Исходя из четкой петрографической позиции титанита как породообразующего минерала, можно утверждать, что титанит имеет магматическую природу, и время его кристаллизации соответствует этапу консолидации трахиандезита.

Возраст трахиандезитов. Полученное нами значение возраста пород 364 ± 1 млн лет соответствует фаменскому веку позднего девона (от 372.2 ± 1.6 до 358.9 ± 0.4 млн лет; Стратиграфический..., 2019). Оно практически совпадает с возрастом цирконов из тефровых прослоев в осадочных последовательностях Южной Польши (от 363.0 ± 3.5 до 365.6 ± 2.9 млн лет; Piszarska et al., 2022). Это подтверждает предположение о том, что источником тефры мог быть магматизм, проявленный в Припятско-Днепровской области.

В настоящее время стратифицированные толщи эффузивных и пирокластических пород среднего состава Припятско-Днепровской области магматизма на Гомельской структурной перемычке и Северо-Припятском плече относятся к верхнефранскому подъярису (урицкая свита — сколодинский и чернинский горизонты), а в Припятском прогибе и Брагинско-Лоевской седловине — к верхнефранскому-нижнефаменскому подъярису (васильевская свита — чернинский и домановичский горизонты) (Кручек, Обуховская, 2005; Обуховская и др., 2007; Стратиграфические..., 2010).

Результаты проведенных исследований показали, что отложения урицкой и васильевской свит представляют собой единую вулканогенную толщу умеренно-щелочных и щелочных средних эффузивов с калиевым типом щелочности и их туфов. При этом их стратиграфическая позиция, вероятно, соответствует чернинскому или сколодинско-чернинскому (?) горизонту, что требует дальнейшего уточнения. Совместно с интрузивными породами среднего состава с калиевым и калиево-натриевым типом щелочности, обильно пронизывающими нижележащий платформенный чехол и кристаллический фундамент территории, эти вулканогенные толщи объединены нами в припятский магматический комплекс, представляющий третью фазу магматизма Припятско-Днепровской области (после жлобинской и уваровичской) (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б).

В восточной части Припятского прогиба геологи-нефтяники традиционно выделяют нижнюю и верхнюю вулканогенные толщи позднефранского (евлановско-чернинского) и раннефаменского (елецко-петриковского) возраста, в составе которых присутствуют породы как среднего, так и основного-ультраосновного состава (Старчик и др., 2014). Проведенные нами исследования разрезов скважин Припятского прогиба показали, что нижняя вулканогенная толща представлена васильевской свитой, которая, как и в разрезе скважины Прибор, может содержать субвулканические тела нефелинитов лоевского комплекса. При этом нижняя часть вулканогенной толщи может быть сложена основными породами уваровичского комплекса, как в стратотипическом (!) разрезе васильевской свиты (скв. Борщевская 1р, глубина 2718–3487 м) (Корзун, Махнач, 1977; Стратиграфические..., 2010). Это вносит дополнительную неопределенность и требует уточнения стратиграфической позиции васильевской свиты.

Верхняя вулканогенная толща представлена шарпиловской свитой, в объеме которой преобладают пирокластические породы (Кручек, Обуховская, 2005; Стратиграфические..., 2010). Нами было предложено отнести ультраосновные породы этой свиты и их субвулканические аналоги к лоевскому магматическому комплексу (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б). В.Н. Корзун в разрезе скв. Шарпиловская 1р отмечал двухчленное строение верхней вулканогенной толщи и предполагал наличие не одной, а двух дискретных подтолщ — верхней, сложенной потоками нефелинитов и туфами (глубина 1300–1731 м), и нижней, представленной туфами (глубина 1754–2124 м) (Корзун, Махнач, 1977). Наши исследования показали, что двухчленное строение толща имеет также в ряде разрезов других скважин (Александровская 6, Мирная 1, Михальковская 3, Лоевская 2 и др.). При этом верхняя подтолща нефелинитов и их туфов соответствует петриковскому горизонту,

нижняя — туровскому и дроздовскому горизонтам елецкого надгоризонта и сложена туфами среднего состава, литокласты которых представлены измененными трахиандезитами с характерными микровкрапленниками титанита. Возраст пород обоснован палеонтологическими данными для карбонатной части разреза (Пушкин и др., 1995).

Таким образом, наряду с позднефранской (чернинской или сколодинско-чернинской) подфазой магматизма среднего состава с калиевой спецификой, выделена раннефаменная (туровско-дроздовская (елецкая)) подфаза магматизма среднего состава, которая, видимо, имела калиево-натриевую специфику. Елецкий возраст туфов трахиандезитов предполагает близкое время внедрения интрузий этих пород. Полученный нами U—Pb возраст титанита (364 ± 1 млн лет) подтверждает фаменный возраст трахиандезитов. Магматические породы выделенных подфаз имеют значительное геохимическое родство и, очевидно, относятся к единому припятскому комплексу (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б).

ВЫВОДЫ

Трахиандезиты припятского комплекса имеют интрузивную природу. Они образуют гипабиссальные тела (предположительно лакколиты) мощностью до 350 м на разных стратиграфических уровнях платформенного чехла от среднего девона до нижнего фамена верхнего девона.

Туфы трахиандезитов установлены в разрезе карбонатной толщи елецкого надгоризонта нижнего фамена на востоке Припятского прогиба.

Минеральный состав трахиандезитов указывает на возможное смешение расплавов при их образовании. Мегакристы магнезиальной роговой обманки образовались из кумулуса щелочной ультраосновной магмы, кристаллизовавшегося на уровне нижней коры, а вкрапленники железистой роговой обманки — из менее глубинного расплава среднего состава. Магма трахиандезитов могла образоваться в коровой магматической камере в результате смешения дериватов ультраосновного расплава, содержащих мегакристы Mg-Hbl, с более кислыми выплавками из пород средней коры.

Получен возраст образования титанита 364 ± 1 млн лет (U—Pb ID-TIMS), который соответствует времени консолидации трахиандезита.

Полученные данные указывают на то, что, помимо наиболее широко распространенной в Припятско-Днепровской области позднефранской (сколодинско-чернинской) подфазы припятской фазы среднего магматизма калиевой серии, на востоке Припятского прогиба имела место раннефаменная (елецкая) подфаза умеренно-щелочного среднего магматизма калиево-натриевой серии.

С учетом имеющихся данных о возрасте проявления ранних фаз магматизма Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры и на основании полученных результатов можно выделить интервал магматической активности данной рифтовой структуры в 379—365 млн лет.

Источники финансирования. Работа частично выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г. Верхнедевонские вулканогенные образования Гомельской структурной перемычки // Докл. НАН Беларуси. 2000. Т. 44. № 5. С. 107—109.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С. Платформенный магматизм // Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001а. С. 437—458.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Лапцевич А.Г., Михайлов Н.Д. Петрология трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь) // Литасфера. 2001б. № 1 (14). С. 46—55.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г. Верхнедевонские вулканогенные образования района Уваровичей // Докл. НАН Беларуси. 2001в. Т. 45. № 1. С. 100—102.
- Геология Беларуси. Отв. ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Ред. Петров В.П. М.: Мир, 1965—1966. 6 т.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. № 82 (7). С. 6—15.
- Корзун В.П. Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля // Докл. АН БССР. 1982. Т. 26. № 9. С. 831—834.
- Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 164 с.
- Корзун В.П., Махнач А.С. Позднедевонский магматизм Припятского авлакогена // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы Международного совещания “Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов”. М., 1994. С. 195—199.
- Кручек С.А., Обуховская Т.Г. О возрасте вулканитов девонских диатрем территории Беларуси по био-стратиграфическим данным // Проблемы осадочной геологии. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 1998. С. 102—104.
- Кручек С.А., Обуховская В.Ю. О возрасте и этапах проявления девонского вулканизма в Северо-Припятской области Беларуси в связи с поисками алмазных структур // Анализ современного состояния и направления дальнейших геологоразведочных работ на алмазы в

- Беларуси. Материалы научно-практического совещания. Минск, 2005. С. 49–53.
- Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Айзберг Р.Е., Носова А.А., Волкова Г.Д., Манкевич С.С., Юткина Е.В. Латерально-временной ряд породных комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма // *Літасфера*. 2020а. № 1 (52). С. 3–20.
- Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Носова А.А. Верхнедевонские магматические комплексы юго-восточной Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2020б. Т. 64. № 5. С. 599–608.
<https://doi.org/10.29235/1561-8323-2020-64-5-599-608>
- Лапцевич А.Г. Редкие элементы в щелочно-ультраосновных породах трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь) // *Літасфера*. 2004. № 2 (21). С. 126–133.
- Ляшкевич З.М. Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Киев: Наукова думка, 1987. 176 с.
- Махнач А.С., Корзун В.П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1965а. Т. 9. № 1. С. 37–41.
- Махнач А.С., Корзун В.П. Вулканогенно-осадочные породы верхней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1965б. Т. 9. № 3. С. 172–174.
- Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г. Петрографические особенности магматических образований Гомельской структурной перемены // *Літасфера*. 2011. № 1 (34). С. 94–102.
- Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г. Петрографическая характеристика девонского щелочного магматизма Северо-Припятского плеча // *Літасфера*. 2012. № 1 (36). С. 58–67.
- Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г., Владыкин Н.В. Изотопный состав Sr и Nd щелочных магматических пород девона Беларуси // *Літасфера* (Минск). 2011. № 2 (35). С. 113–122.
- Нестеренко Г.В., Арискин А.А. Глубины кристаллизации базальтовой магмы // *Геохимия*. 1993. № 1. С. 77–78.
- Никитин Е.А., Хомич П.З., Левый М.Г., Дроздов В.А., Штефан Л.В. Трубки взрыва кимберлит-лампроитовых пород Беларуси и проблема их алмазоносности // *Літасфера*. 1994. № 1. С. 168–175.
- Обуховская В.Ю., Саченко Т.Ф., Кручек С.А. Стратиграфия франских отложений восточной части Северо-Припятского плеча и сопредельных структур // *Літасфера*. 2007. № 26. С. 29–39.
- Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканиты Жлобинского поля (Республика Беларусь): источники и эволюция магм // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 2. С. 354–373.
- Плакс Д.П. О девонской ихтиофауне Беларуси // *Літасфера*. 2008. № 2 (29). С. 66–92.
- Пушкин В.И., Урьев И.И., Голубцов В.К., Некрята Н.С., Стрельченко Т.В. Стратиграфия нижнефаменских (межсолевых) отложений Припятского прогиба. Минск: Институт геологических наук, 1995. 140 с.
- Старчик Т.А., Айзберг Р.Е., Бескопыйный В.Н. Позднедевонский магматизм и проблемы нефтегазоносности Припятской области рифтогенеза // *Літасфера*. 2014. № 1 (40). С. 3–43.
- Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: МСК России, ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.
- Толкачикова А.А., Гуринович М.П., Бурмистров В.Н., Пискун О.А., Завадич Н.С. Интрузивные чарнокиты палеопротерозоя юго-востока Беларуси. Особенности химического состава // *Літасфера*. 2019. № 51. С. 4–11.
- Хомич П.З., Никитин Е.А., Гришко А.И. Новая область развития кимберлитового магматизма на западе Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. 1993. Т. 37. № 1. С. 83–86.
- Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. Киев: Наукова думка, 1986. 192 с.
- Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А., Князьков А.П., Козарь Н.А., Овчинникова Г.В., Левский Л.К. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 2. С. 157–175.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *Am. Miner.* 1983. V. 68. P. 477–493.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. // *Geol. Surv. Open-File Rep.* 88–542. 1991. P. 88–542.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* V. 4. 2003. 72 p.
- Markwick A., Downes H., Veretennikov N. The lower crust of S.E. Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // *Tectonophysics*. 2001. № 339. P. 215–237.
- McCann T., Saintot A., Chalot-Prat F., Kitchka A., Fokin R., Alekseev A. Evolution of the southern margin of the Donbas (Ukraine) from Devonian to Early Carboniferous times // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2003. V. 208. P. 117–135.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.208.01.06>
- Pisarszowska A., Paszkowski M., Kołtonik K., Budzyń B., Szczerba M., Rakociński M., Sláma J., Zagórska A., Łaptaś A. Geotectonic settings of Variscan explosive volcanism in the light of Famennian tuffites provenance from southern Poland // *Earth-Sci. Rev.* 2022. V. 234. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104218>
- Plax D.P. Stratigraphic ichthyofauna assemblages of the Devonian deposits in the east and southeast of Belarus // *Літасфера*. 2015. № 1 (42). С. 20–44.
- Plax D.P. Ichthyofauna from the Devonian deposits of the Orsha Depression (Belarus) // *Природные ресурсы*. 2017. № 2. С. 12–50.
- Shumlyanskyy L.V., Kamenetsky V., Borodynya B.V. Age and composition of zircons from the Devonian Petrivske kimberlite pipe of the Azov Domain, the Ukrainian Shield // *Mineral. J. (Ukraine)*. 2021. V. 43. № 4. P. 50–55.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.050>
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceanic Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.

Volkova G.D., Nosova A.A., Voznyak A.A., Sazonova L.V., Yutkina E.V., Anosova M.O., Tikhomirova Y.S., Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G. Amphibole-rich xenoliths from Devonian igneous rocks of the Pripyat rift, Southeastern Belarus: a window

intocratonic lower-crust— upper-mantle boundary // *Mineral. Petrol.* 2022. V. 116. Iss. 1. P. 15–46.
<https://doi.org/10.1007/s00710-021-00765-9>

Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // *Tectonophysics.* 1996. № 268. P. 65–81.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00234-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00234-X)

Рецензенты Н.М. Кудряшов,
К.А. Савко, А.Б. Котов

Early Famennian Trachyandesite Magmatism of the Pripyat Paleorift, East European Platform: U–Pb Age and Petrology

O. F. Kuzmenkova^{a, #}, A. G. Laptsevich^a, M. V. Stifeeva^b, A. A. Nosova^c,
G. D. Streltsova^a, G. D. Volkova^c, D. P. Plax^d, and A. V. Pospelov^e

^a State Enterprise “Research and Production Center for Geology”, Branch “Institute of Geology”, Minsk, Belarus

^b Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

^c Institute of Geology of Ore Deposits, Geochemistry, Mineralogy and Petrography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^d Belarusian National Technical University, Minsk, Belarus

^e Belarusian State Technological University, Minsk, Belarus

[#]e-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

On the basis of the mineralogical-petrographic and geochemical study of igneous rocks of intermediate composition of the Pripyat complex of the Late Devonian Pripyat-Dnieper magmatism area, two subphases of the Pripyat magmatism phase have been defined: late Frasnian (Chernin or Skolodino-Chernin) with potassium specification and early Famennian (Turov-Drozdov (Yelets)) with potassium-sodium specification. For the first time, the U–Pb age of titanite from trachyandesites of the parametric borehole Pribor was obtained for rocks of Pripyat-Dnieper magmatism area at 364 ± 1 Ma. These data confirm the Famennian age of the Yelets subphase of the Pripyat phase of magmatism and make it possible to determine the duration of the magmatic activity of this structure at least 14 Ma taking into account the isotope dating of the earliest phases of magmatism in the Pripyat-Dnieper-Donetsk Paleorift Structure as 388 ± 12 Ma, 383.3 ± 3.8 , 384.7 ± 3.9 and 383.6 ± 4.4 Ma in the Azov Region and 381 ± 2 Ma in the Pripyat-Dnieper magmatism area.

Keywords: Pripyat-Dnieper magmatism region, Devonian, Yelets Superhorizon, titanite

УДК 551.763.333+563.12

БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО КАМПАНА–МАОСТРИХТА РАЗРЕЗА БЕШКОШ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ) ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

© 2023 г. П. А. Прошина¹, *, И. П. Рябов^{1, 2}¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия² Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

*e-mail: paproshina@gmail.com

Поступила в редакцию 02.11.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 15.02.2023 г.

Представлены новые данные о таксономическом составе и стратиграфическом распространении бентосных и планктонных фораминифер в кампан-маастрихтском интервале опорного разреза Бешкош (Юго-Западный Крым). По результатам изучения фораминифер в пробах, собранных по системе “образец в образец” для разных видов анализа, выделены биостратоны в ранге слоев и зон. По бентосным фораминиферам выделены комплексные зоны *Angulogavelinella gracilis* LC 18, *Bolivinaoides draco* LC 21 и *Brotzenella praecuta* LC 22 инфразональной схемы деления верхнего мела Восточно-Европейской провинции и слои с *Gavelinella sahlstroemi*, по планктонным фораминиферам — слои с *Laeviheterohelix glabrans* и зона *Guembelitra cretacea*. Все выделенные биостратиграфические подразделения скоррелированы с событиями по магнитостратиграфии, палиноморфам и макрофауне. Зоны и слои по бентосным фораминиферам сопоставлены с биособытиями из кампан-маастрихтских разрезов Европейской палеобиогеографической области; зона и слои по планктонным фораминиферам — с Международной стратиграфической шкалой и региональной стратиграфической схемой Польши. Расширено представление о составах комплексов фораминифер: впервые в разрезе Бешкош (и бешкошской свите) выявлены 15 видов (9 родов) спирально-винтовых планктонных фораминифер, принадлежащих семействам *Heterohelicidae* и *Guembelitraidae*. Установлено 38 видов (25 из которых — впервые) 25 родов бентосных фораминифер.

Ключевые слова: планктонные фораминиферы, бентосные фораминиферы, биостратиграфия, верхний мел, кампанский ярус, маастрихтский ярус, Крым, бешкошская свита

DOI: 10.31857/S0869592X23060091, EDN: OFSRYM

ВВЕДЕНИЕ

Гора Бешкош является одним из наиболее полных и мощных разрезов маастрихта в Горном Крыму. Литологическое строение разреза и находки макро- и микрофауны, в том числе фораминифер, неоднократно становились предметом внимания предшественников (Alekseev, Koraevich, 1997; Барабошкин и др., 2020; Гречихина, Крупина, 2022). Краткое описание комплексов планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ) из разреза Бешкош представлено в статье А.С. Алексеева и Л.Ф. Копаевич (Alekseev, Koraevich, 1997). Авторы установили последовательность из 5 зон по БФ схемы верхнего мела Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) (Найдин и др., 1984), а также зону *Globotruncanites stuarti* по ПФ стратиграфической схемы Н.И. Маслаковой (1978). Эти результаты позволили подтвердить кампанский и маастрихтский возраст отложений.

После закрепления в 2001 г. лимитотипа нижней границы маастрихта (Oudin, Lemaire, 2001), она располагается внутри зоны по ПФ *Gansserina gansseri*. Из-за редкости находок аммонита *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), первое появление которого является главным критерием проведения границы, возникают затруднения в определении основания маастрихта и его корреляции в разных разрезах даже в пределах одной палеобиогеографической области (Барабошкин и др., 2019). Кроме того, в стратотипе маастрихта отсутствуют белемниты, широко распространенные в разрезах ЕПО, что делает невозможным прямое соотношение аммонитовой и белемнитовой схем. Исторически граница между кампаном и маастрихтом в разрезах Западной Европы (Christensen et al., 2000) и на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕР) (Найдин, 1958; Найдин и др., 1984) проводилась именно по белемнитам. Традиционно основание маастрихта в России распо-

лагается внутри зоны *Belemnella lanceolata* (Барабошкин и др., 2019), что сильно затрудняет возможность корреляции с Международной стратиграфической шкалой (МСШ).

В связи с утверждением границы кампанского и моострихтского ярусов МСШ возникла необходимость ее комплексного обоснования в наиболее полном и представительном разрезе. К настоящему времени Е.Ю. Барабошкиным с соавторами (2020) проведено детальное комплексное изучение (литологический, магнитостратиграфический, изотопный, макрофаунистический и палинологический методы) кампан-моострихтских отложений разреза г. Бешкош (бешкошская свита по (Плотникова, 1984)). В этой статье авторы подтвердили проведение границы кампанского и моострихтского ярусов в разрезе Бешкош в подошве пачки XX (Alekseev, Koraevich, 1997), но предполагают наличие в пограничном интервале значительного перерыва (Барабошкин и др., 2020).

Целью настоящего исследования является расширение биостратиграфической характеристики разреза по фораминиферам, которое позволит более точно установить положение ярусной границы и оценить длительность выявленного ранее перерыва.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Опорный разрез терминального кампана—моострихта Бешкош расположен в юго-западной части полуострова Крым, к востоку от г. Бахчисарай (рис. 1). Детальное описание разреза Бешкош приведено по (Барабошкин и др., 2020). Координаты нижней точки разреза 44°44′04.3″ с.ш., 43°55′22.1″ в.д., ее высота над уровнем моря 327 м. Общая мощность разреза составляет около 160 м. Нами изучен каменный материал из точек наблюдения 3110, 3136 и 3171 полевых сборов Е.Ю. Барабошкина (МГУ, ГИН РАН) и А.Ю. Гужилова (СГУ).

Микрофауну извлекали из проб массой 200–400 г, отобранных по системе “образец в образец” для разных видов анализа. Использована стандартная методика кипячения с пищевой содой (NaHCO₃) для отмучивания слаболитифицированных глинистых разностей мергелей и методика сплавления с гипосульфитом (Na₂S₂O₃) (Remin et al., 2012) для прочных карбонатов в лаборатории микропалеонтологии Геологического института РАН. Для удаления пелитовой составляющей дополнительно использована ультразвуковая дезинтеграция. Полученные отмывки фракционировали на ситах с диаметром ячеек 0.063, 0.25 и 0.315 мм. ПФ изучены в 79 пробах, БФ — в 54 под биноклем Bresser Advance ICD. Сформированная коллекция содержит более 4000 экземпляров ПФ и 900 БФ. Не менее 600 из них сфотографированы в двух (ПФ) и трех (БФ) проекциях на

сканирующих микроскопах TESCAN VEGA-II в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисьяка РАН, TESCAN 2300 в Геологическом институте РАН и TESCAN MIRA 2 LMU в лаборатории диагностики наноматериалов и структур СГУ им. Н.Г. Чернышевского. Определение большинства родов и видов ПФ стало возможным только после детального изучения под сканирующим микроскопом.

В последние годы активно пересматривается и совершенствуется систематика гетерогелицид. Нами применена классификация, представленная на платформе <https://www.mikrotax.org/pforams> (Huber et al., 2016), с уточнениями по (Georgescu, Abramovich, 2008, 2009; Georgescu et al., 2008; Georgescu, 2009; Arz et al., 2010). В работе использовано зональное расчленение по ПФ кампан-моострихтского интервала по (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Вишневская и др., 2018; Huber et al., 2022; Peryt et al., 2022).

При определении БФ мы руководствовались работами А. Леблиха и Х. Тэппан (Loeblich, Tappan, 1987, 1992), которые легли в основу базы данных по их систематике World Register of Marine Species (Hayward et al., 2022). Зональное расчленение по БФ дано по (Беньямовский, 20086), корреляция биособытий в пределах ЕПО проведена с учетом исследований по отдельным регионам (Brotzen, 1945; Trümper, 1966; Stenesdat, 1971, 1973; Koch, 1977; Hart et al., 1989; King et al., 1989; Gawor-Biedowa, 1992; Walaszczyk et al., 2016).

Сохранность раковин от удовлетворительной до прекрасной. Характерные таксоны представлены в табл. I–IV. Коллекция № 4923/(ПФ) хранится в Геологическом институте РАН, Москва. Коллекция № 263/(БФ) хранится на кафедре исторической геологии и палеонтологии СГУ им. Чернышевского, Саратов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР ПО РАЗРЕЗУ БЕШКОШ

Нумерация пачек приведена по А.С. Алексееву (1989), детальное литологическое описание разреза представлено в статье Е.Ю. Барабошкина с соавторами (2020) (рис. 2).

Пачка XIX. Глинистые мергели светло-серые, белые. Видимая мощность (ВМ) 33.5 м. Подразделяется на 2 подпачки:

Подпачка XIXa. Чередование более глинистых светло-серых и менее глинистых белых мергелей мощностью 1–2 м. ВМ 15 м.

Встречены планктонные фораминиферы: *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Pl. planata* (Cushman), *Praegublerina pseudotessera* (Cushman), *Laeviheterohelix glabrans* (Cushman), *Lv. pulchra* (Brotzen), *Lv. dentata* (Stenesstad), *Hartella harti* (Georgescu et Abramovich), *Pseudotextularia nuttalli*

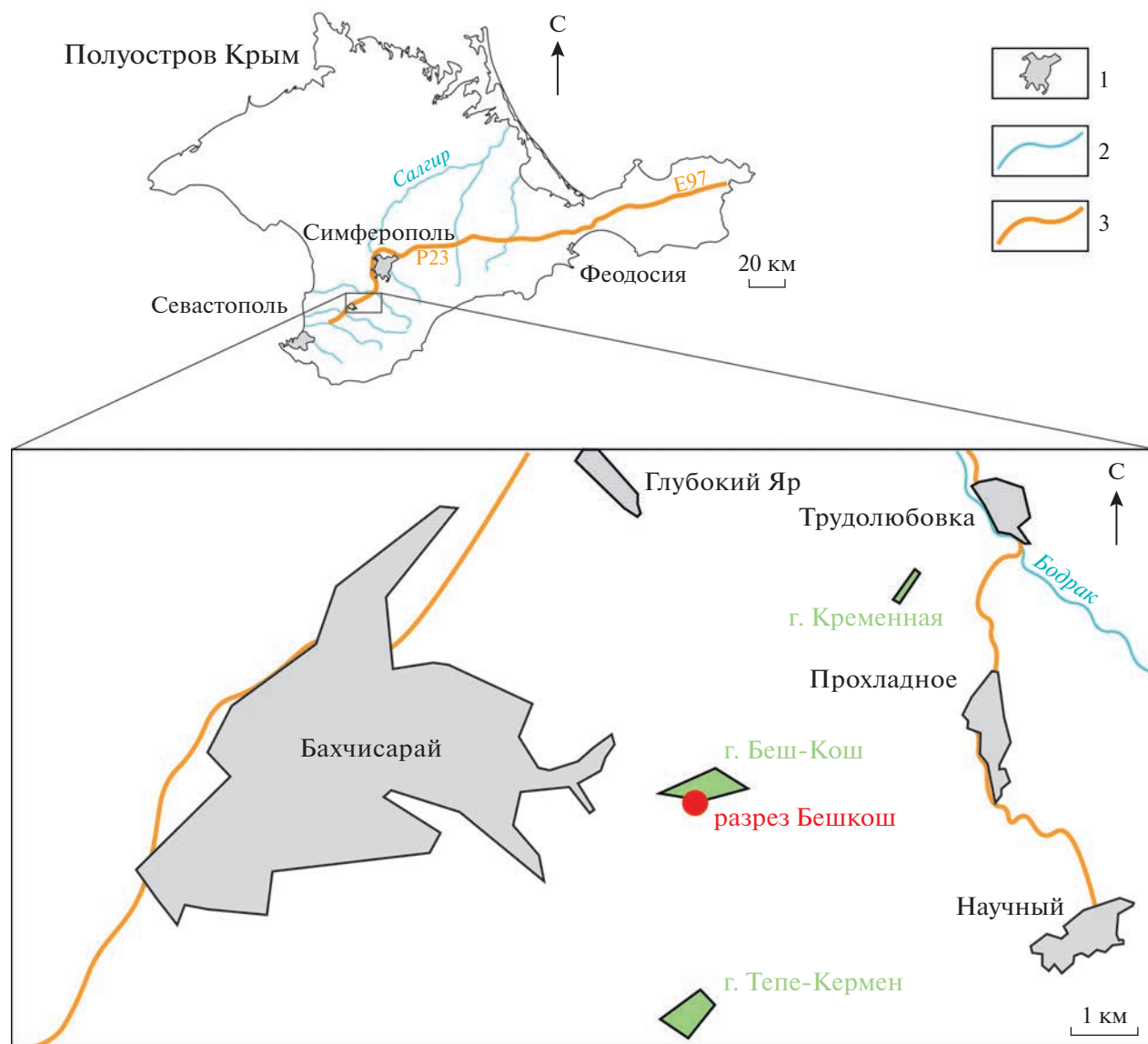


Рис. 1. Положение разреза Бешкош.
1 — населенные пункты, 2 — реки, 3 — дороги.

(Voorwijk), *Ps. intermedia* De Klasz, *Ps. elegans* (Rzehak), *Heterohelix sphaeralis* (Georgescu).

Обнаружены бентосные фораминиферы: *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), *Cibicides vultzianus* (d'Orbigny), *C. aktulagayensis* (Vassilenko), *Verneuillina muensteri* Reuss, *Laevidentalina* sp., *Coryphostoma incrassata* (Reuss), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Gyroidina turgida* Hagenow, *Sitella laevis* (Beissel), *Tricarinata* sp. Раковины характеризуются хорошей сохранностью и постоянной встречаемостью во всех образцах, кроме обр. 4 и 5. Преобладают представители рода *Coryphostoma* (17–21% от общего числа раковин).

Подпачка XIXb. Белые мергели менее глинистые, чем нижележащие. ВМ 18.5 м.

В сравнении с нижележащей подпачкой существенно возрастает количество раковин ПФ (рис. 2). Встречены *Planoheterohelix globulosa*, *Pl. planata*, *Praegublerina pseudotessera*, *Laeviheterohelix glabrans*, *Lv. dentata*, *Hartella harti*, *Pseudotextularia nuttalli*, из нижней части установлена находка *Gublerina acuta* De Klasz.

Среди БФ продолжают встречаться *Angulogavelinella gracilis*, *Cibicides vultzianus*, *C. aktulagayensis*, *Verneuillina muensteri*, *Laevidentalina* sp., *Coryphostoma incrassata*, *Gavelinella pertusa*, *Stensioeina pommerana*, *Gyroidina turgida*, *Sitella laevis*, *Tricarinata* sp., наряду с ними присутствуют *Brotzenella taylorensis* (Carsey), *Br. monterelensis* (Marie), *Pseudovigierina cristata* (Marsson). На уровне обр. 22

установлен комплекс крупных (>0.4 мм) агглютированных фораминифер *Heterostomella carinata* (Franke), *Spiroplectammina baudouiniana* (d'Orbigny), *S. navarroana* Cushman, *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Voloshinovella laffitei* (Marie), *Marssonella oxycona* (Reuss). В кровле подпачки исчезает *Angulogavelinella gracilis* и появляются *Bolivinoidea draco* (Marsson), *B. doreeni* Finlay, *Gavelinella complanata* (Reuss), *Spiroplectinella dentata*, *Neoflabellina suturalis* (Cushman), *N. cf. praereticulata* (Hiltermann), *N. reticulata* (Reuss), *Pullenia marssoni* (Cushman et Todd). Все раковины характеризуются хорошей сохранностью, за исключением хрупких *Neoflabellina*, представленных отдельными фрагментами.

Пачка XX. Белые, светло-серые и серые алевитистые биотурбированные мергели. Мощность (М) 47.5 м. Подразделяется на 3 подпачки:

Подпачка XXa. Чередование белых мергелей, аналогичных таковым из пачки XIX, и мергелей с алевитовой примесью. М 9 м.

Продолжают встречаться ПФ *Planoheterohelix globulosa*, *Pl. planata*, *Praegublerina pseudotessera*, *Laeviheterohelix glabrans*, *Lv. dentata*, в основании пачки появляются *Pseudoguembelina costulata* (Cushman) и *Planoheterohelix labellosa* (Nederbragt). В верхней части подпачки количество экземпляров ПФ резко сокращается, исчезает вид *Pseudotextularia nuttalli*.

Здесь и выше по разрезу видовое разнообразие БФ значительно снижается: встречены *Coryphostoma incrassata* (Reuss), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Cibicides veltzianus* (d'Orbigny), редко *Sitella laevis* (Beissel).

Подпачка XXb. Светло-серые алевитистые биотурбированные мергели с единичными пятнами окремнения. М 17.5 м.

ПФ представлены единичными раковинами *Planoheterohelix globulosa*, *Praegublerina pseudotessera*, *Laeviheterohelix glabrans*, *Pseudotextularia elegans*.

Среди БФ обнаружены *Coryphostoma incrassata*, *Gavelinella pertusa*, *Cibicides veltzianus*.

Подпачка XXc. Серые алевитистые биотурбированные мергели с пятнами окремнения. М 21 м.

Встречены ПФ *Planoheterohelix globulosa*, *Pl. planata*, *Pl. labellosa* (Nederbragt), *Laeviheterohelix glabrans*; последняя находка *Hartella harti* происходит из средней части подпачки.

БФ в средней части подпачки представлены *Coryphostoma incrassata*, *Gavelinella pertusa*, *Cibicides veltzianus*, *Praeglobobulimina imbricata* (Reuss); на уровне обр. 3136-9 установлены редкие *Brotzenella praeacuta* (Vassilenko), *Coryphostoma plaita* (Carsey), *Cibicoides bembix* (Marsson), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Sitella laevis* (Beissel).

Пачка XXI. Породы близки к подпачке XXc, но слагают вертикальный обрыв и крутую часть экспонированного склона над ним. М 24.5—25 м.

ПФ представлены единичными *Planoheterohelix globulosa*, *Pl. planata*, *Praegublerina pseudotessera* и *Laeviheterohelix glabrans*, а БФ — *Coryphostoma incrassata*, *Gavelinella pertusa*, *Cibicides veltzianus*; в верхней части присутствуют *Spiroplectinella dentata*, *Praeglobobulimina imbricata*, *Viveja beaumontiana* (d'Orbigny).

Пачка XXII. Мергели желтовато-серые, алевитовые, до тонкопесчаных сверху, биотурбированные, с окремнением. М 30—31.5 м.

ПФ представлены *Planoheterohelix globulosa*, *Pl. planata*. В верхней части подпачки последний раз встречены *Praegublerina pseudotessera*, *Laeviheterohelix glabrans*, *Pseudoguembelina costulata* (Cushman) и *Planoheterohelix labellosa* (Nederbragt). Вместе с тем с основания пачки (уровень обр. 3136-32) появляются сначала единичные, а выше по разрезу многочисленные раковины вида *Guembelitra cretacea* Cushman.

БФ установлены лишь в кровле пачки: *Spiroplectinella dentata*, *Praeglobobulimina imbricata*, *Coryphostoma plaita* (Carsey), *Cibicoides bembix* (Marsson). В камерах, соответствующих образцам из пачки XXII из рабочих материалов к статье (Alekseev, Kopaevich, 1997), постоянно присутствуют виды *Cibicides spirovinctatus* Galloway et Morrey, *Cibicoides bembix*, *Gavelinella complanata*, *G. umbilicatulata* и *Brotzenella praeacuta*.

Пачка XXIII. Глауконит-кварцевые известняки и известковые песчаники. М 22 м.

Встречены ПФ *Guembelitra cretacea* Cushman, редкие *Planoheterohelix globulosa*, в основании пачки исчезают *Pl. planata* и *Pseudotextularia elegans* (Rzehak).

БФ редкие, преимущественно мелкие (<0.2 мм), плохой сохранности, преобладают виды *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), *Pseudovigerina rugosa* Brotzen, встречены *Gavelinella complanata*, *Coryphostoma plaita* (Carsey), *Pyramidina cimbrica* (Troelsen Ms.), *Cibicoides bembix* (Marsson), *C. veltzianus* (d'Orbigny), *Gyroidina turgida* Hagenow.

Пачка XXV. Светло-серые известняки. М 10 м.

Встречены единичные, скорее всего переотложенные, очень мелкие раковины *Planoheterohelix globulosa* и *Guembelitra cretacea* Cushman.

БФ малочисленны, но разнообразны: *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), *Coryphostoma incrassata* (Reuss), *Pseudovigerina rugosa* Brotzen, *Cibicoides bembix* (Marsson), *C. veltzianus* (d'Orbigny), *Gyroidina turgida* Hagenow, *Viveja beaumontiana* (d'Orbigny), *Pyramidina cimbrica* (Troelsen Ms.), в верхней части появляется *Gavelinella danica* (Brotzen). Сохранность раковин удовлетворительная, что, вероятно, связано с процессами их переотложения.

БИОСТРАТИГРАФИЯ

Бентосные фораминиферы

Установленное нами вертикальное распределение видов БФ по разрезу Бешкош позволяет обособить выделение биостратиграфических подразделений в ранге комплексов зон и слоев с фауной. Необходимость выделения слоев сопряжена с диахронностью биособытий зональной стратиграфической схемы по БФ для ВЕП в пределах всей ЕПО (Беньямовский, Копаевич, 2016; Брагина и др., 2016). Несмотря на таксономическое сходство сообществ БФ сопредельных территорий, необходимо учитывать, что сообщества БФ на территории современного Крыма в позднемиоценовое время испытывали влияние и тетических, и бореальных водных масс (Копаевич и др., 2007).

Зона *Angulogavelinella gracilis* LC 18 установлена в интервале обр. 3110-2–3110-39 подпачек XIXa–XIXb по первому появлению вида-индекса и характерным *Cibicides voltzianus*, *C. aktulagayensis*, *Verneuilina muensteri*, *Coryphostoma incrassata*, *Gavelinella pertusa*, *Stensioeina pommerana*, *Gyrodina turgida*, *Sitella laevis*, *Laevidentalina* sp., *Tricarinata* sp. В верхней части подпачки XIXa (обр. 3110-17) комплекс обновляется за счет появления *Bolivinoidea miliaris*, *B. australis*, *Brotzenella menneri*, *Br. taylorensis*, *Gavelinella gankinoensis*, *Pseudouvirina cristata*, *Neoflabellina suturalis*, *N. cf. praereticulata*. На уровне обр. 3110-22 установлено высокое содержание раковин БФ, представленных крупными агглютинированными *Heterostomella carinata*, *Spiroplectammina baudouiniana*, *S. navarroana* Cushman, *Ataxophragmium crassum*, *Voloshinovella laffitei*, *Marssonella oxucona* – видами, известными как из кампан-маастрихтских, так и из более древних отложений (Hart et al., 1989; Gawor-Biedowa, 1992; Беньямовский, 2008a, 2008б).

Первое появление *A. gracilis* (Marsson) прослеживается в верхнем кампане на востоке ЕПО (рис. 3). В схеме деления верхнего мела Прикарпатья это биособытие установлено в верхней части иноцерамовой зоны *Sphaeroceras pertenuiformis* и аммонитовой зоны *Didymoceras donezianum* зон (Walaszczyk et al., 2016), а в схеме для ВЕП (Вишневская и др., 2018) – в верхней части зоны CC22b по наннопланктону. Уровень появления

A. gracilis на западе ЕПО отмечен лишь в верхней части зоны *Belemnella lanceolata* Южной Швеции (Brotzen, 1945), но известен вид *A. bettenstaedti* (Hofker) [= *A. gracilis* (Marsson)] (Frenzel, 2000), установленный в отложениях зон *Belemnella lanceolata* и *Belemnella lanceolata* Северного моря и Северо-Западной Германии (King et al., 1989; Schönfeld, 1990).

Возраст зоны *Angulogavelinella gracilis* принимается как позднекампанский.

Следует отметить, что появление *B. miliaris* в пределах ЕПО характерно для верхнего кампана (рис. 3, 4), а на территории ВЕП *B. miliaris* принят как вид-индекс одноименной среднекампанской зоны LC 16 (Беньямовский, 2008б). Она отвечает нижней части наннопланктонной зоны CC22b (рис. 4; Вишневская и др., 2018). Вероятно, зафиксированное нами появление *B. miliaris* внутри позднекампанской зоны *A. gracilis* LC 18 на уровне обр. 3110-17 не является первым в разрезе. Для исследования диахронности этого события в пределах Юго-Западного Крыма необходимо изучать разрезы более древних уровней кампана.

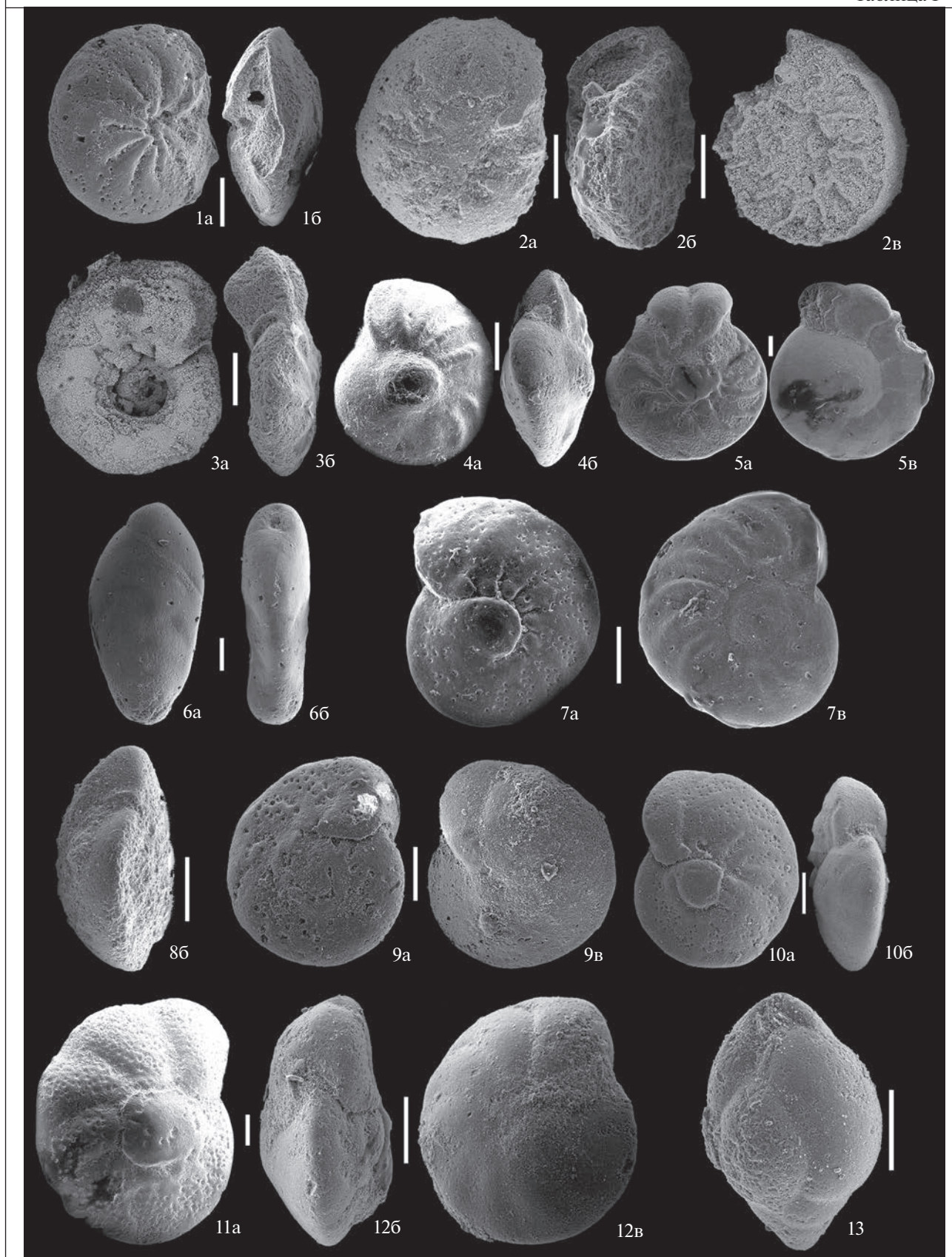
Зона *Bolivinoidea draco* LC 21 установлена в интервале обр. 3110-40–3136-6 подпачек XIXb–XXc по появлению вида-индекса (Koch, 1977; Беньямовский, 2008б; Walaszczyk et al., 2016). Сообщество БФ обновляется за счет появления *Gavelinella complanata*, *G. gankinoensis*, *Bolivinoidea doreni*, *Pullenia marssoni*, *Neoflabellina reticulata* и *Spiroplectinella dentata*. Такой видовой состав характерен для зоны *Gavelinella midwayensis*, выделенной ранее выше в разрезе – в интервале пачек XXc–XXI (Alekseev, Kopaevich, 1997). Тогда зональный вид в разрезе Бешкош установлен не был, из-за чего основание зоны определялось по появлению первых единичных *B. draco*, которые нами обнаружены ниже – в верхней части подпачки XIXb.

В западной провинции ЕПО событие *B. draco* установлено в верхней части белемнитовой зоны *Belemnella occidentalis*, а в Прикарпатье – на уровне зон *Belemnella junior* и подзоны “*Inoceramus*” *ianjonaensis* (рис. 4) (Walaszczyk et al., 2016). В разрезах ВЕП уровень появления *B. draco* приурочен к основанию наннопланктонной зоны CC24 (Вишневская и др., 2018). Поэтому нами

Таблица 1. Бентосные фораминиферы из разреза Бешкош. а – вид с брюшной стороны, б – вид с периферического края, в – вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 – *Angulogavelinella gracilis* (Marsson, 1878), обр. 3110-10, экз. SSU IPR № 263/3110-10-7; 2 – *Stensioeina pommerana* Brotzen, 1936, обр. 3110-10, экз. SSU IPR № 263/3110-10-5; 3 – *Gavelinella pertusa* (Marsson, 1878), обр. 3110-10, экз. SSU IPR № 263/3110-10-6; 4 – *Brotzenella monterelensis* (Marie, 1941), обр. 3110-17, экз. SSU IPR № 263/3110-17-12; 5 – *Brotzenella monterelensis* (Marie, 1941), обр. 3110-22, экз. SSU IPR № 263/3110-22-22; 6 – *Coryphostoma incrassata* (Reuss, 1851), обр. 3110-10, экз. SSU IPR № 263/3110-10-9; 7 – *Brotzenella taylorensis* (Carsey, 1926), обр. 3110-17, экз. SSU IPR № 263/3110-17-10; 8 – *Cibicides aktulagayensis* (Vassilenko, 1950), обр. 3110-38, экз. SSU IPR № 263/3110-38-31; 9 – *Cibicides aktulagayensis* (Vassilenko, 1950), обр. 3110-8, экз. SSU IPR № 263/3110-10-8; 10 – *Brotzenella taylorensis* (Carsey, 1926), обр. 3110-41, экз. SSU IPR № 263/3110-41-50; 11 – *Cibicides voltzianus* (d'Orbigny, 1840), обр. 3110-22, экз. SSU IPR № 263/3110-22-21; 12 – *Cibicides voltzianus* (d'Orbigny, 1840), обр. 3110-17, экз. SSU IPR № 263/3110-17-14; 13 – *Sitella laevis* (Beissel, 1891), обр. 3110-38, экз. SSU IPR № 263/3110-38-27.

Таблица I



вмещающие отложения датируются второй половиной раннего маастрихта.

Отметим, что совместно с видом-индексом зоны *B. draso* LC 21 (верхняя часть нижнего маастрихта) в разрезе Бешкош появляется вид-индекс нижележащей зоны *N. reticulata* LC 19 (терминальный кампан—основание нижнего маастрихта) стратиграфической схемы В.Н. Беньямовского (2008б) (рис. 4). В нашем материале этот вид представлен лишь фрагментарными обломками, на которых тем не менее отчетливо видно характерную сетчатую скульптуру раковины (табл. II, фиг. 13). Более того, на этом же уровне в разрезе появляется вид-индекс зоны *Gavelinella complanata* LC 20 (Беньямовский, 2008б) (нижняя часть нижнего маастрихта). Синхронное появление видов-индексов *N. reticulata*, *Gavelinella complanata* и *B. draso* дает основание предполагать наличие перерыва в объеме терминальной части кампана—нижней части нижнего маастрихта (зоны LC 19 и LC 20) в разрезе Бешкош.

Зона *Brotzenella praeacuta* LC 22 установлена в интервале обр. 3136–9–3136–45 пачек XXc–XXII по появлению вида-индекса. Комплекс обновляется за счет появления *Cibicidoides bembix*, *Coryphostoma plaita*, *Praeglobobulimina imbricata* (рис. 2), а в верхней части — *Viveja beaumontiana*. В биостратиграфической схеме верхнего мела по БФ для ЕПО Д.П. Найдина (Найдин и др., 1984) основание зоны проводится в верхней части нижнего маастрихта, так же как и в схеме В.Н. Беньямовского, скоррелированной с данными по ПФ, радиоляриям и наннопланктону (Вишневская и др., 2018). Исследования верхнего мела Поволжья позволили соотнести основание зоны LC 22 с основанием наннопланктонной зоны CC25. Таким образом, этот интервал разреза соответствует верхам нижнего маастрихта и низам верхнего маастрихта (Беньямовский, 2008б; Вишневская и др., 2018).

Ранее зона *Brotzenella praeacuta* была установлена в разрезе Бешкош А.С. Алексеевым и Л.Ф. Копаевич выше, в верхней части пачки XXI, а во второй половине этой зоны (обр. 29, 30, 31, 32, пачка XXII) авторами были сделаны находки *Br.*

praeacuta и *C. bembix* (Alekseev, Kopaevich, 1997). Эти результаты подтверждают наши представления о возрасте пачки XXII, которая нами охарактеризована по БФ только в кровле (рис. 2) вследствие неподходящих для микрофаунистического анализа проб (палеомагнитное опробование разреза).

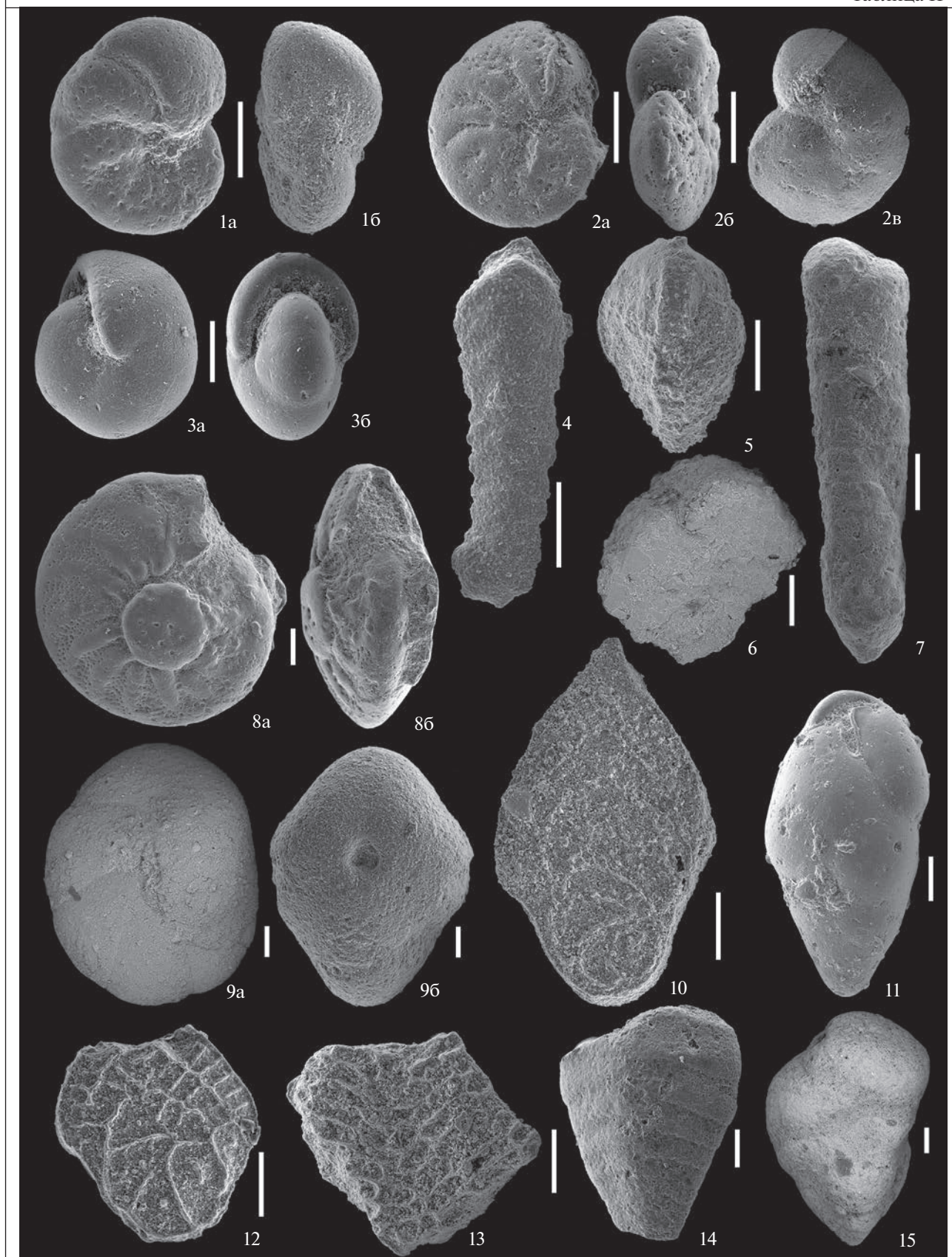
Вид *Br. praeacuta* не известен в разрезах Западной Европы, поэтому подошва верхнего маастрихта в настоящей работе проведена по первому появлению *Praeglobobulimina imbricata* в средней части подпачки XXc. Этот вид появляется вблизи основания зон *Gavelinella danica*, *Hoploscarphites tenuistriatus* и *Belemnites junior* в подошве верхнего маастрихта Восточной Польши (рис. 3) (Gawor-Biedowa, 1992).

Слои с *Gavelinella sahlstroemi* выделяются впервые в интервале обр. 3136–45–3171–20 (верхняя часть пачки XXII, пачка XXIII) по появлению вида-индекса, как наиболее представительного и легко отличимого по характерной скульптуре на спинной стороне раковины (табл. III, фиг. 14). Комплекс представлен *Pseudoungerina rugosa*, *Pyramidina cimbrica*, *Cibicidoides voltzianus*, *C. bembix*, *Gyroidina turgida*, *Coryphostoma incrassata*, в верхней части пачки XXV появляется *Gavelinella danica*. Зональный вид-индекс БФ для верхней части маастрихтского яруса — *Falsoplanulina mariae* (Jones) [= *Hanzawaia ekblomi* (Brotzen)], а характерные представители рода *Bolivina* (*Bolivina* (*Cushman*), широко известные в пределах ЕПО (Magniez-Jannin, 1995; Беньямовский, 2008б; Walaszczyk et al., 2016; Georgescu, 2018), в данном интервале разреза Бешкош отсутствуют. Отметим, что находки вида *F. mariae* в разрезе Бешкош указывались в предыдущих исследованиях (Alekseev, Kopaevich, 1997; Гречишина, Крупина, 2022). В результате переизучения рабочей коллекции по разрезу Бешкош А.С. Алексеева и Л.Ф. Копаевич мы не обнаружили этот вид-индекс. Утверждение Н.О. Митрофановой (Гречишиной) о находках вида-индекса верхнего маастрихта *F. mariae* по всему разрезу Бешкош (Гречишина, Крупина, 2022, с. 85) представляется недостаточно обоснованным. В частности, в нижней части разреза этот вид не может встречаться, это слишком древний для него интервал.

Таблица II. Бентосные фораминиферы из разреза Бешкош. а — вид с брюшной стороны, б — вид с периферического края, в — вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 — *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja, 1948), обр. 3110–40, экз. SSU IPR № 263/3110–40–41; 2 — *Gavelinella complanata* (Reuss, 1851), обр. 3110–40, экз. SSU IPR № 263/3110–40–61; 3 — *Pullenia marssoni* (Cushman et Todd, 1943), обр. 3110–41, экз. SSU IPR № 263/3110–41–47; 4 — *Spiroplectoides rosula* (Ehrenberg, 1854), обр. 3110–40, экз. SSU IPR № 263/3110–40–36; 5 — *Pseudoungerina cristata* (Marsson, 1878), обр. 3110–40, экз. SSU IPR № 263/3110–40–42; 6 — *Spiroplectinella dentata* (Alth, 1850), обр. 3110–27, экз. SSU IPR № 263/3136–27–56; 7 — *Spiroplectammina navarroana* Cushman, 1932, обр. 3110–22, экз. SSU IPR № 263/3110–22–18; 8 — *Brotzenella menneri* (Keller, 1946), обр. 3110–22, экз. SSU IPR № 263/3110–22–20; 9 — *Voloshinovella laffitei* (Marie, 1956) [= *Orbignyna ovata* Hagenow, 1842], обр. 3110–22, экз. SSU IPR № 263/3110–22–25; 10 — *Neoflabellina suturalis* (Cushman, 1935), обр. 3110–38, экз. SSU IPR № 263/3110–38–28; 11 — *Praeglobobulimina imbricata* (Reuss, 1851), обр. 3136–27, экз. SSU IPR № 263/3136–27–55; 12 — *Neoflabellina cf. praereticulata* Hiltebrand, 1952, обр. 3110–38, экз. SSU IPR № 263/3110–38–29; 13 — *Neoflabellina reticulata* (Reuss, 1851), обр. 3110–41, экз. SSU IPR № 263/3110–41–51; 14 — *Spiroplectammina baudouiniana* (d'Orbigny, 1840), обр. 3110–21, экз. SSU IPR № 263/3110–21–16; 15 — *Heterostomella carinata* (Franke, 1914), обр. 3110–22, экз. SSU IPR № 263/3110–22–26.

Таблица II



К сожалению, в статье не представлено изображение раковин *F. mariae*, поэтому нельзя обсудить морфологию этих раковин и показать, что это другой вид.

Нами в качестве вида-индекса принят *G. sahlstroemi* (Brotzen), известный из верхней части верхнего маастрихта Восточной Польши (Gawor-Biedowa, 1992) и палеоцена Южной Швеции (Brotzen, 1948). На уровне обр. 3171–15 отмечается появление *P. cimbrica* – событие, ранее установленное в основании зоны *Belemnitella junior* верхнего маастрихта Германии (Trümper, 1966; Koch, 1977) и зоны *Hoplосcaphites constrictus crassus* верхней части верхнего маастрихта Восточной Польши (рис. 3). Выявленный комплекс БФ в достаточной степени схож с комплексами БФ из Восточной Польши, поэтому возраст слоев с *G. sahlstroemi* принимается как позднемаастрихтский.

В палеоценовых отложениях пачки XXV продолжают встречаться единичные переотложенные раковины из пачки XXIII.

Планктонные фораминиферы

Несмотря на длительный период изучения маастрихтских отложений Крыма, многие вопросы стратиграфии до сих пор носят дискуссионный характер. Зональное расчленение маастрихта Крымско-Кавказского региона по ПФ предложено Н.И. Маслаковой (1978) и дополнено Л.Ф. Копачевым (Вишневская и др., 2018). Виды-индексы предложенных зон *Globotruncana stuarti* (нижний маастрихт) и *Abathomphalus mayaroensis* (верхний маастрихт) в разрезах Крыма встречаются исключительно редко. Более того, в монографии Н.И. Маслаковой (1978) представлены изображения раковин зональных видов из Северного и Северо-Западного Кавказа, Республики Тринидад и Франции (Маслакова, 1978, табл. II, фиг. 1; табл. V, фиг. 1; табл. VII, фиг. 5; табл. XXIII, фиг. 4; табл. V, фиг. 4; табл. VIII, фиг. 1 и табл. XXV, фиг. 4), но не из Крыма.

ПФ из разреза Бешкош были изучены А.С. Алексеевым и Л.Ф. Копачевым (Alekseev, Kopaevich, 1997). Были выявлены 13 видов ПФ, и в интервале пачек XX–XXII установлена зона *Globotruncanita*

stuarti, однако ее описание не приведено, а изображенные раковины вида-индекса (табл. I, фиг. 15, 16) происходят из параллельного разреза Чахмахлы. Тогда было установлено, что 80–90% от общего количества раковин ПФ составляют экземпляры гетерогелицид, однако выявлен единственный вид *Pseudotextularia elegans* Rzehak (пачки XXI–XXII) и единичные находки гетерогелицид с многорядным строением раковины *Ventilabrella* sp. (пачка XXI) (Alekseev, Kopaevich, 1997). Нами расширено представление о видовом разнообразии спирально-винтовых таксонов до 15 видов 9 родов (рис. 2). С учетом наших новых данных ниже представлено описание биостратиграфических подразделений по ПФ.

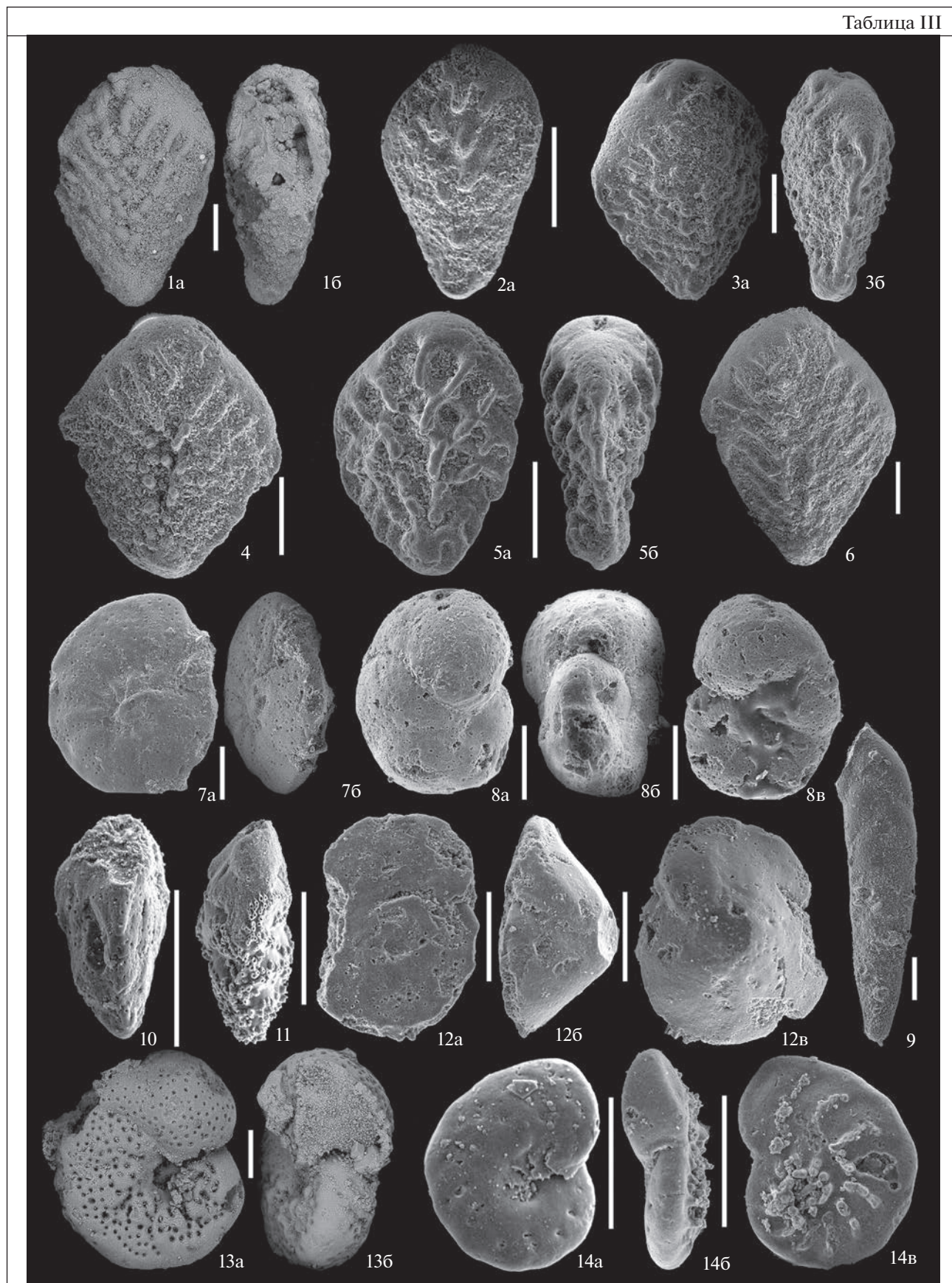
Слои с *Laeviheterohelix glabrans* установлены по появлению и постоянному присутствию вида-индекса (обр. 3110–2–3136–28, пачки XIXa–XXI). Характерными таксонами являются *Laeviheterohelix dentata* и *Hartella harti*. Нижняя часть слоев (обр. 3110–2–3110–52, пачки XIXa–XXa) насыщена раковинами ПФ, здесь резко преобладают *Planoheterohelix globulosa*, *Pl. planata* и *Praegublerina pseudotessera*, им сопутствуют редкие *Pseudotextularia nuttalli*, *H. sphaeralis*, *Ps. elegans* (рис. 2). В верхней части слоев (обр. 3110–53–3136–28, пачки XXa–XXI) численность раковин ПФ существенно снижается (редко достигая 30 экземпляров/образец, рис. 2), состав комплекса резко сокращается, исчезают *Pr. pseudotessera*, *Ps. nuttalli*, *H. sphaeralis*. Ранее в этом интервале разреза А.С. Алексеевым и Л.Ф. Копачевым были выявлены ПФ глоботрунканы: в единственном образце из терминальной части пачки XIX вид *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), в интервале пачек XIX–XXb – *Rugoglobigerina kelleri* (Subbotina), а в пачках XIX–XXII – *R. rugosa* (Plummer), *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. arca* (Cushman), *G. ventricosa* (White), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Abathomphalus intermedium* (Bolli) (Alekseev, Kopaevich, 1997).

Вид-индекс *Laeviheterohelix glabrans* известен из отложений терминального кампана–маастрихта (начиная со второй половины зоны *Gansserina gansseri* вплоть до кровли зоны *Pseudogumbelina hariaensis*) (Georgescu, Abramovich, 2009). Инте-

Таблица III. Бентосные фораминиферы из разреза Бешкош. а – вид с брюшной стороны, б – вид с периферического края, в – вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 – *Bolivinoidea australis* Edgell, 1954, обр. 3110–17, экз. SSU IPR № 263/3110–17–11; 2 – *Bolivinoidea peterssoni* Brotzen, 1944, обр. 3110–40, экз. SSU IPR № 263/3110–40–65; 3 – *Bolivinoidea miliaris* Hiltermann et Koch, 1950, обр. 3110–20, экз. SSU IPR № 263/3110–20–15; 4 – *Bolivinoidea miliaris* Hiltermann et Koch, 1950, обр. 3110–41, экз. SSU IPR № 263/3110–41–46; 5 – *Bolivinoidea draco* (Marsson, 1878), обр. 3110–41, экз. SSU IPR № 263/3110–41–69; 6 – *Bolivinoidea doreeni* Finlay, 1940, обр. 3110–41, экз. SSU IPR № 263/3110–41–48; 7 – *Brotzenella praeacuta* (Vassilenko, 1950), обр. 3136–9, экз. SSU IPR № 263/3136–9–52; 8 – *Viveja beaumontiana* (d'Orbigny, 1840), обр. 3171–23, экз. SSU IPR № 263/3171–23–20; 9 – *Coryphostoma plaita* (Carsey, 1926), обр. 3136–47, экз. SSU IPR № 263/3136–47–58; 10 – *Pyramidina cimbrica* (Troelsen Ms., 1945), обр. 3171–15, экз. SSU IPR № 263/3171–15–13; 11 – *Pseudovigierina rugosa* Brotzen, 1945, обр. 3171–1, экз. SSU IPR № 263/3171–1–4; 12 – *Cibicidoides bembix* (Marsson, 1878), обр. 3171–20, экз. SSU IPR № 263/3171–20–17; 13 – *Gavelinella danica* (Brotzen, 1940), обр. 3171–23, экз. SSU IPR № 263/3171–23–23; 14 – *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen, 1948), обр. 3171–1, экз. SSU IPR № 263/3171–1–1.

Таблица III



ресно, что в слоях с *Lv. glabrans* встречен недавно описанный вид *Hartella harti* филолинии *glabrans-harti*, известный только из верхнемаастрихтских отложений Атлантики и Израиля (средняя часть ПФ зоны *Abathomphalus mayaroensis*—*Pseudoguembelina hariaensis*; Georgescu, Abramovich, 2009). Возраст слоев с *Laeviheterohelix glabrans* принимается как терминальный кампан—ранний маастрихт (верхняя часть зоны *G. gansseri*—*Racemiguembelina fruticosa*). Данные по ПФ согласуются с датировкой по диноцистам (слои ДН-1—ДН-3, обр. 3110-1—3110-43 — пограничный кампан-маастрихтский интервал, слой ДН-4—ДН-7, обр. 3110-44—3136-19 — верхи нижнего маастрихта) (Барабошкин и др., 2020). Слои с *Lv. glabrans* могут быть сопоставлены со слоями с *Rugoglobigerina* схемы ВЕП (Вишневская и др., 2018) и зоной *Rugoglobigerina rennyi* Прикарпатья (Peryt et al., 2022) (рис. 5) по обильному содержанию в этом интервале раковин ругоглобигерин.

В интервале образцов 3136-32—3171-15 (пачки XXII—XXIII) по первому появлению вида-индекса выявлена зона **Guembelitra cretacea**. Стратотип зоны установлен в Прикарпатья (Peryt et al., 2022), нами встречен общий со стратотипом вид *Planoheterohelix globulosa*. В стратотипе зона *G. cretacea* коррелируется с нижней частью зоны *Abathomphalus mayaroensis*—*Plummerita hantkeninoides* по ПФ и с верхней частью белемнитовой зоны *Belemnella junior*—*Belemnella casimiroensis*. В разрезе Бешкош А.С. Алексеевым и Л.Ф. Копачевич в пачке XXII установлено появление вида *Globotruncana mariei* Banner et Blow (Alekseev, Kopaevich, 1997). Комплекс зоны *G. cretacea* можно с долей условности сопоставить со слоями с *Pseudotextularia elegans* верхнего маастрихта ВЕП (Вишневская и др., 2018) (рис. 5).

Тем не менее пачки XXII и особенно XXIII представлены крайне мелководными отложениями, что обуславливает отсутствие в этом интервале не только типичных глубоководных и тепловодных таксонов, но даже низкие численность и разнообразие (рис. 2) вплоть до полного отсутствия мелких спирально-винтовых форм. Вследствие этого оценить полноту верхнего маастрихта в разрезе Бешкош по ПФ трудно, виды-индексы зон терминального маастрихта МСШ — *Pseudoguembelina*

hariaensis Nederbragt и *Plummerita hantkeninoides* Bronnimann — отсутствуют в разрезе.

Зона *Guembelitra cretacea* прослежена нами и в Восточном Крыму, в разрезе г. Клементьева (Прошина, 2022).

ДИСКУССИЯ

Граница кампана—маастрихта

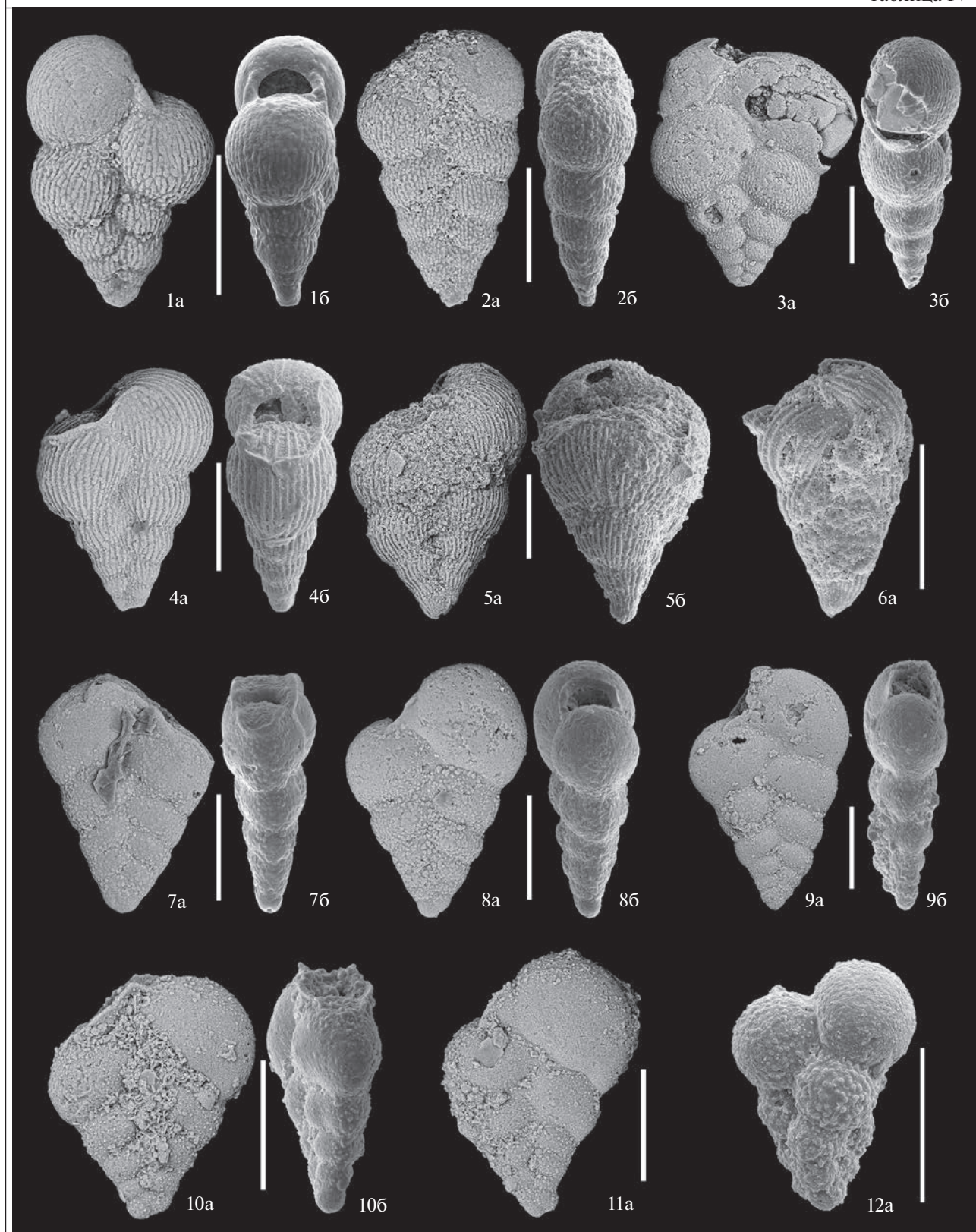
В разрезе Бешкош в терминальной части пачки XIX—основании пачки XX выявлен ряд ключевых биособытий позднего кампана—маастрихта (рис. 6). Ранее в обсуждаемом интервале установлено исчезновение диноцист *Samalandia mayi* McMinn и первое появление *Alterbidinium varium* Kirsch (Барабошкин и др., 2020), которые характеризуют лимитотип маастрихта в карьере Терси, Франция. Также из основания пачки XX происходит аммонит *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), появление которого является биостратиграфическим маркером подошвы маастрихта (Odin, Lamaurelle, 2001). В кровле пачки XIX выявлены значительно различающиеся петромагнитные комплексы, на основании чего было сделано предположение о возможном стратиграфическом перерыве, который приходится на первую половину раннего маастрихта. Тем не менее объем гитуса на границе кампана и маастрихта в бешкошской свите остается не вполне определенным (Барабошкин и др., 2020).

Нами в обсуждаемом интервале установлено первое появление БФ *Bolivinoidea draco* (Marsson), которое характеризует во многих разрезах ЕПО вторую половину раннего маастрихта (рис. 3, 4). На материалах глубоководного бурения в пределах Атлантического и Индийского океанов М.Д. Георгеску (Georgescu, 2018) ревизовал семейство *Bolivinoidea* Loeblich et Tappan, 1984 и показал, что *B. draco* впервые появляется раньше — в начале раннего маастрихта. Тем не менее этот вид является индексом БФ зоны LC 21, которая охватывает вторую половину раннего маастрихта на ВЕП (Беньямовский, 2008б). Синхронно с *B. draco* в разрезе Бешкош появляются виды-индексы нижележащих зон — *Neoflabellina reticulata* LC 19 (терминальный кампан—основание нижнего маастрихта) и *Gavelinella complanata* LC 20 (нижняя часть нижнего маастрихта). Их совместное появ-

Таблица IV. Планктонные фораминиферы из разреза Бешкош. а — вид сбоку, б — вид со стороны периферического края. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 — *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840), обр. 3110-5, экз. № 3110-5-32; 2 — *Pl. planata* (Cushman, 1938), обр. 3110-6, экз. № 3110-6-72; 3 — *Praegublerina pseudotessera* (Cushman, 1938), обр. 3110-15, экз. № 3110-15-129; 4 — *Heterohelix sphaeralis* (Georgescu, 2014), обр. 3110-14, экз. № 3110-14-123; 5 — *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk, 1937), обр. 3110-11, экз. № 3110-11-102; 6 — *Pseudoguembelina costulata* (Cushman, 1938), обр. 3136-41, экз. № 3136-41-62; 7 — *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen, 1936), обр. 3110-6, экз. № 3110-6-52; 8 — *Lv. glabrans* (Cushman, 1938), обр. 3110-13, экз. № 3110-13-108; 9 — *Lv. dentata* (Stenestad, 1968), обр. 3110-13, экз. № 3110-13-106; 10 — *Hartella harti* Georgescu et Abramovich, 2009, обр. 3110-8, экз. № 3110-8-81; 11 — *Hr. harti* Georgescu et Abramovich, 2009, обр. 3110-8, экз. № 3110-8-83; 12 — *Guembelitra cretacea* Cushman, 1933, обр. 3136-47, экз. № 3136-47-49.

Таблица IV



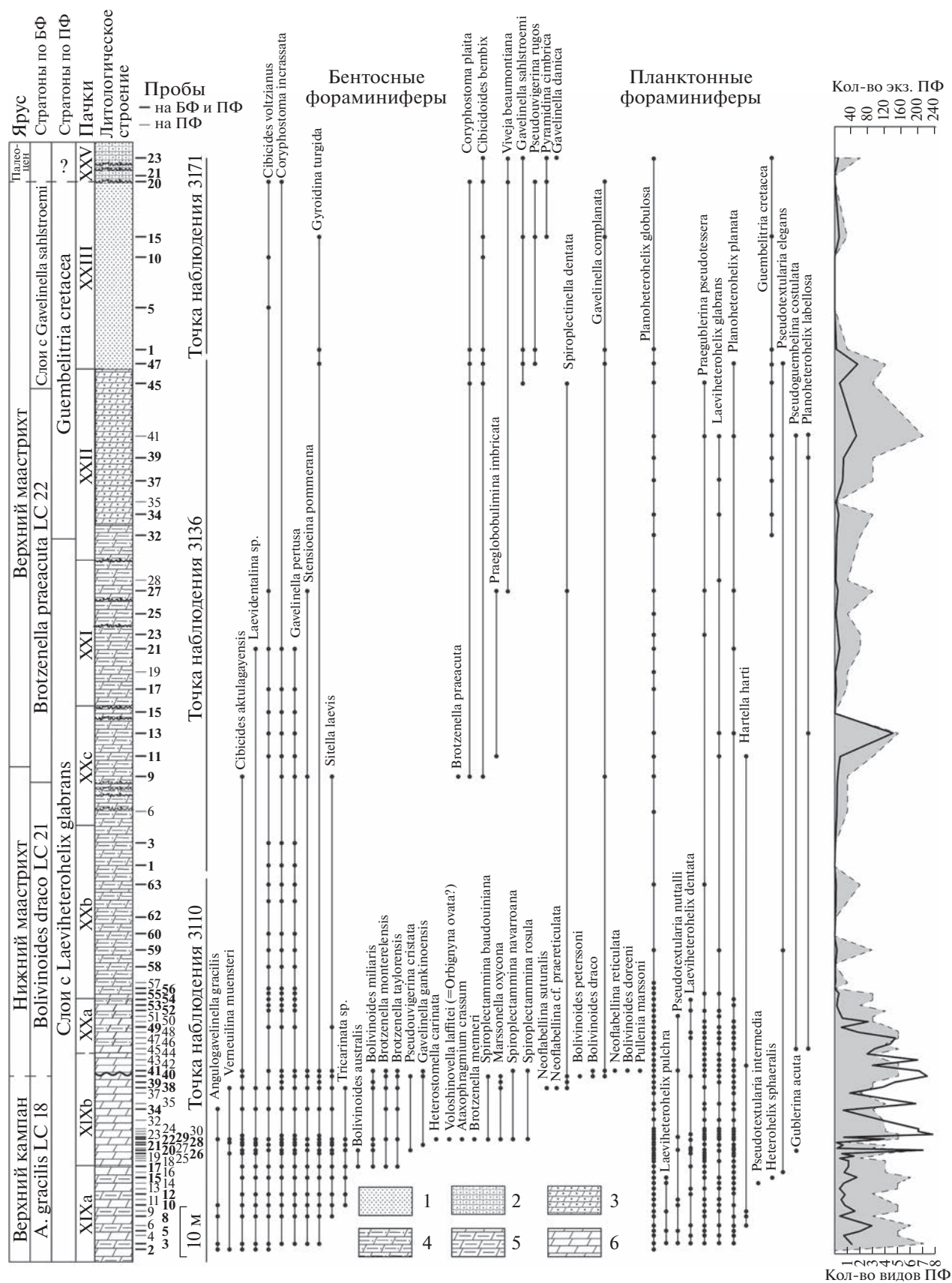
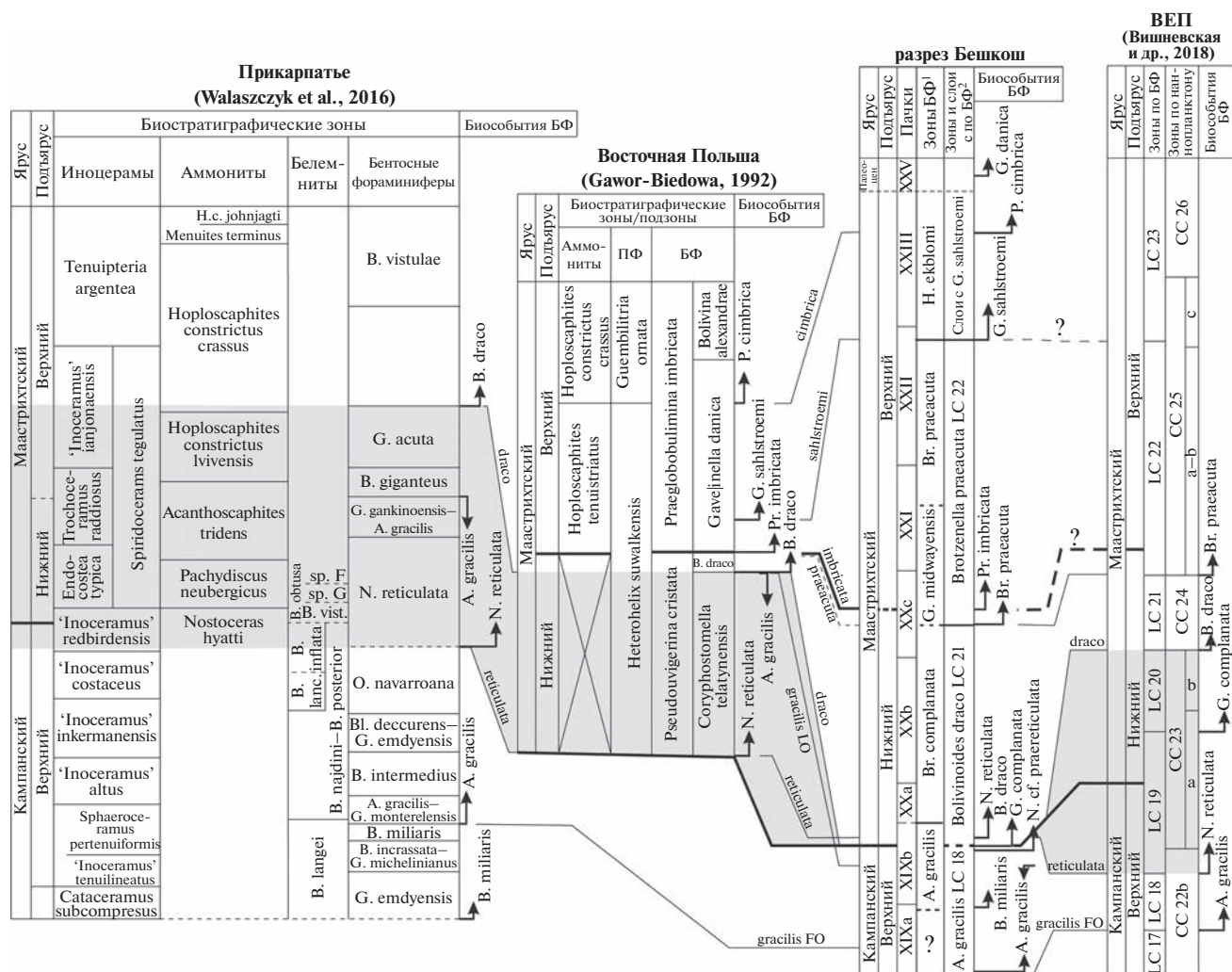


Рис. 2. Распределение бентосных (БФ) и планктонных фораминифер (ПФ) по разрезу Бешкош.

Нумерация пачек по (Alekseev, Kopaevich, 1997), с дополнениями по (Барабошкин и др., 2020). На графике распределения сплошной линией показано количество отобранных экземпляров планктонных фораминифер, пунктирной — количество встреченных видов в образце. Сокращения в названии зоны: А. — *Angulogavelinella*. Условные обозначения: 1 — песчаники, 2 — песчаные известняки, 3 — песчаные мергели, 4 — алевролитистые мергели, 5 — глинистые мергели, 6 — мергели (вакстоуны) по (Барабошкин и др., 2020).

ление в разрезе подтверждает предположение о существовании перемычки и перерыва вблизи границы кампана—маастрихта. Ранее В.Н. Беньямовским (Беньямовский и др., 2013) было показано, что ярусная граница на ВЕП, Мангышлаке и в Крыму проводится в верхней части зоны LC 19. Поэтому мы оцениваем длительность перерыва в объеме терминальной части кампана—первой половины раннего маастрихта (БФ зоны LC 19 и LC 20).

Сгущение биособытий различных групп микрофоссилий, характерных для позднего кампана—раннего маастрихта на границе литологических пачек XIX—XX, можно объяснить существенным снижением скорости осадконакопления, что, однако, не подтверждается литологическими данными (Барабошкин и др., 2020). Стоит отметить, что при отборе образцов из терминальной части пачки XIX был сделан переход по горизонтали, вслед-


Рис. 3. Корреляция биособытий по бентосным фораминиферам разреза Бешкош с региональными стратиграфическими схемами для ВЕП, Прикарпатья и Восточной Польши.

¹ — расчленение по (Alekseev, Kopaevich, 1997), ² — настоящая работа. Сокращения: Bl. — *Bolivina*; Br. — *Brotzenella*; G. — *Gavelinella*; A. — *Angulogavelinella*; N. — *Neoflabellina*; O. — *Osangularia*; P. — *Pyramidina*; Pr. — *Praeglobobulimina*; Bo. polypl. — *Bostriachoceras polyplacum*. Серым цветом показан объем стратиграфического перерыва в разрезе Бешкош по данным стратиграфического анализа бентосных фораминифер.

Млн лет	Подъярус	Тетическая область (Gale et al., 2020)	Прикарпатье (Peryt et al., 2022)	ВЕРП (Вишневская и др., 2018)	Настоящая работа
66	Верхний маастрихт	<i>Plummerita hantkeninoides</i>	<i>Guembelitra</i> <i>cretacea</i>	Слои с <i>Pseudotextularia</i> <i>elegans</i>	<i>Guembelitra</i> <i>cretacea</i>
67		<i>Pseudoguembelina</i> <i>hariaensis</i>			
68		<i>Abathomphalus</i> <i>mayaroensis</i>			
69	Нижний маастрихт	<i>Racemiguembelina</i> <i>fruticosa</i>	<i>Globotruncanella</i> <i>petaloidea</i>	Слои с <i>Rugoglobigerina</i>	Слои с <i>Laeviheterohelix</i> <i>glabrans</i>
70		<i>Pseudoguembelina</i> <i>palpebra</i>	<i>Rugoglobigerina</i> <i>pennyi</i>		
71		<i>Gansserina</i> <i>gansseri</i>	<i>Globotruncana</i> <i>plummerae</i>		
72	Верхний кампан				
73					
74					

Рис. 5. Схема сопоставления стратиграфических подразделений в ранге зон и слоев по планктонным фораминиферам. Абсолютный возраст по (Gale et al., 2020).

(Барабошкин и др., 2020), лишь в средней части пачки XXIII присутствует *Glaphyrocysta perforata* Hultberg et Malmgren, обилие которой скоррелировано с нижней частью наннопланктонной зоны *Nephrolithus frequens* CC26 (средняя часть верхнего маастрихта). В кровле пачки XXII появляется БФ *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), а в основании пачки XXIII – *Pyramidina cimbrica* (Troelsen Ms.), характерные для позднего маастрихта. Тем не менее вида-индекса, характеризующего вторую половину позднего маастрихта ВЕРП, – *Falsoplanulina mariae* [= *Hanzawaia eklomi* (Brotzen)] (Беньямовский, 2008а, 2008б), а также характерных представителей рода *Bolivina* (*Magniez-Jannin*, 1995; *Walaszczyk et al.*, 2016) в этом интервале разреза не обнаружено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены новые данные по ПФ и БФ из мощной последовательности отложений верхнего кампана–маастрихта Горного Крыма, стратотипа бешкошской свиты – разреза г. Бешкош.

Установлено вертикальное распространение планктонных (в 79 пробах) и бентосных (в 54 пробах) фораминифер. Нами существенно расширено представление о составах комплексов: впервые в разрезе Бешкош выявлены 15 видов (9 родов)

спирально-винтовых ПФ и 38 видов (25 из которых – впервые) 25 родов БФ.

По БФ установлены комплексные зоны *Angulogavelinella gracilis* LC 18 (верхний кампан), *Bolivina draco* LC 21 (верхи нижнего маастрихта), *Brotzenella praeacuta* LC 22 (терминальная часть нижнего маастрихта–верхний маастрихт) зональной схемы ЕПО В.Н. Беньямовского (2008б). Впервые выделены слои с *Gavelinella sahlstroemi* (верхний маастрихт), сопоставленные с комплексами верхнего маастрихта Восточной Польши (*Gawor-Biedowa*, 1992).

По ПФ предложен новый биостратон – слои с *Laeviheterohelix glabrans* (терминальный кампан–ранний маастрихт), а также обосновано выделение позднемаастрихтской зоны *Guembelitra cretacea* в Горном Крыму.

Полученные результаты из проб, отобранных по системе “образец в образец” для разных видов анализа, позволили напрямую сопоставить выявленные биособытия по БФ и ПФ с биособытиями по палиноморфам и макрофауне, а также с результатами по магнитостратиграфии (Барабошкин и др., 2020). По БФ оценена длительность предполагаемого ранее перерыва вблизи ярусной границы (терминальный кампан–первая половина раннего маастрихта, БФ зоны LC 19 и LC 20). По фораминиферам охарактеризована подошва верхнего маастрихта, однако остается открытым

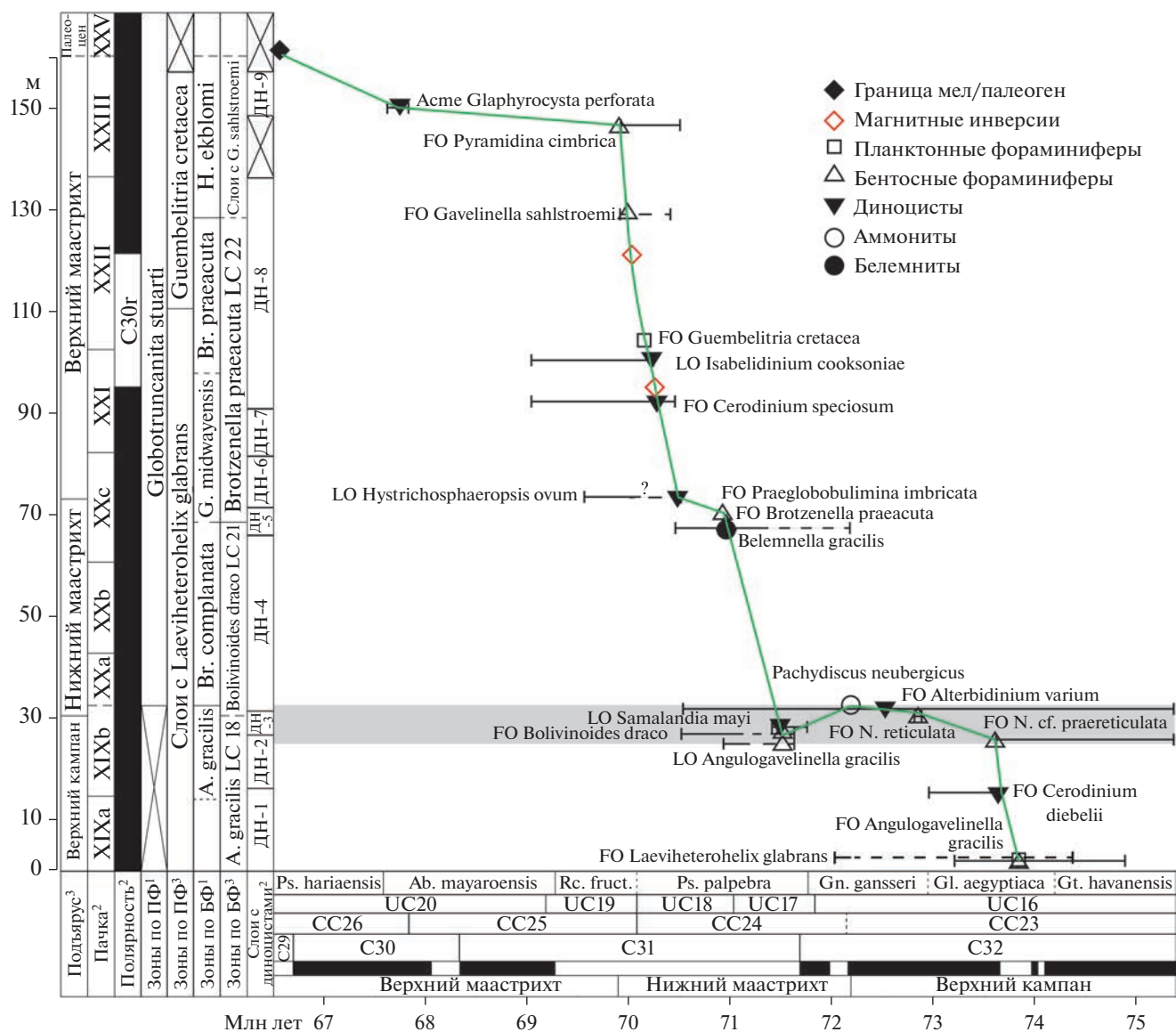


Рис. 6. Графическая корреляция событий в разрезе Бешкош.

По горизонтали — стратиграфическая шкала для Тетического региона (Gale et al., 2020). По вертикали: ¹ — расчленение по (Alekseev, Koraevich, 1997), ² — расчленение по (Барабошкин и др., 2020), ³ — настоящая работа. Линия графика проведена через наиболее важные для биостратиграфии события. Горизонтальными отрезками показана диахронность выявленных биособытий. Gt. — Globotruncanella, Gl. — Globotruncana, Gn. — Gansserina, Ps. — Pseudoguembelina, Rc. — Racemeguembelina, Ab. — Abathomphalus, A. — Angulogavelinella, Br. — Brotzenella, G. — Gavelinella, H. — Hanzawaia, N. — Neoflabellina. FO — первое появление, LO — исчезновение.

вопрос о полноте верхней его части в Юго-Западном Крыму.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность В.А. Маринову (ООО “ТННЦ”), Э.М. Бугровой (ВСЕГЕИ) и В.С. Вишневской (ГИН РАН) за ценные советы и замечания, которые были учтены при доработке рукописи. Благодарим А.С. Алексеева (МГУ, ПИН РАН) за предоставленный коллекционный материал по фораминиферам и значимые комментарии, которые были

сделаны на заключительном этапе написания рукописи статьи. Мы признательны Е.Ю. Барабошкину (МГУ, ГИН РАН) и А.Ю. Гужикову (СГУ) за предоставленный каменный материал и консультации на протяжении всех этапов работы, Г.Н. Александровой (ГИН РАН), Е.М. Тесаковой (МГУ, ГИН РАН) и Л.Ф. Копаевич (МГУ) за обсуждение полученных результатов, Н.О. Митрофановой (МГУ, ГИН РАН) за помощь в камеральной обработке образцов. Авторы благодарны

Н.В. Горьковой (ГИН РАН), Р. Ракитову (ПИН РАН) и А.М. Захаревичу (СГУ) за предоставление возможности съемки на сканирующих микроскопах.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00556, <https://rscf.ru/project/22-27-00556/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: МГУ, 1989. С. 123–157.
- Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Овечкина М.Н., Калякин Е.А., Копеевич Л.Ф., Гужикова А.А., Покровский Б.Г., Барабошкин Е.Е., Яковичина Е.В. Комплексное изучение пограничного интервала кампана/маастрихта в Поволжье (Россия) и на плато Актолагай (Западный Казахстан) Русской плиты // Материалы Международной научной конференции “Проблемы геологии и расширение минерально-сырьевой базы стран Евразии”. Алматы: ТОО ИГН, 2019. С. 69–79.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана—маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125–170.
- Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сенман—коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008а. Т. 16. № 3. С. 36–46.
- Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон—маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. Т. 16. № 5. С. 62–74.
- Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Коньяк—кампанский разрез Алан—Кыр, Горный Крым: аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.
- Беньямовский В.Н., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Копеевич Л.Ф., Вишневская В.С., Сельцер В.Б., Первушов Е.М., Александрова Г.Н., Овечкина М.Н. О нижней границе маастрихта в МСШ и ее положении в ОСШ России // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийское совещание, 23–25 мая 2013 г. М.: ГИН РАН, 2013. С. 298–303.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Радиоларии и фораминиферы из коньяка—кампана разреза Алан—Кыр, Горный Крым, Россия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44–53.
- Вишневская В.С., Копеевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиолариям и нанопланктону // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол. 2018. № 1. С. 26–35.
- Гречихина Н.О., Крупина Н.И. Коллекция фораминифер из верхнемеловых отложений Горного Крыма в монографическом фонде Музея землеведения МГУ // Жизнь Земли. 2022. Т. 44. № 1. С. 82–88.
- Копеевич Л.Ф., Алексеев А.С., Никишин А.М., Беньямовский В.Н., Яковичина Е.В., Соколова Е.А., Вознесенский А.И. О позднемаастрихтских водных массах, литологических и фораминиферовых комплексах в тектонически различных зонах горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2007. № 3. С. 42–49.
- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978.
- Найдин Д.П. Об объеме маастрихтского яруса // Науч. докл. Высшей школы. Геол.-географ. науки. 1958. № 1. С. 176–180.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1984. № 5. С. 13–15.
- Плотникова Л.Ф. Меловая система // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наукова Думка, 1984. С. 58–84.
- Прошина П.А. Спирально-винтовые планктонные фораминиферы маастрихта Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания, 18–24 сентября 2022 г. Томск: Изд-во ТГУ, 2022. С. 219–222.
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea Bakhchisaray and Chakhmakhly sections // Bull. de l’Institut Royal des Sciences Natur. de Belgique Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.
- Arz J.A., Arenillas I., Nández C. Morphostatistical analysis of Maastrichtian populations of Guembelitra from El Kef, Tunisia // J. Foraminiferal Res. 2010. V. 40. № 2. P. 148–164.
- Brotzen F. De geologiska resultaten fran borringarna vid Holviken // Sver. Geol. Unders. Stockholm. 1945. A. 38. № 7.
- Brotzen F. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sver. Geol. Unders. Stockholm. 1948. A. 42. № 2.
- Christensen W.K. A review of the Upper Campanian and Maastrichtian belemnite biostratigraphy of Europe // Cretaceous Res. 1996. V. 17. № 4. P. 751–766.
- Christensen W.K., Hancock J.M., Peake N.B., Kennedy W.J. The base of the Maastrichtian // Bull. Geol. Soc. Denmark. 2000. V. 47. P. 81–85.
- Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian—Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newslett. Stratigr. 2015. V. 48. № 1. P. 47–90.
- Frenzel P. Die benthischen Foraminiferen der Rügen Schreibeckreide (Unter-Maastricht, NE-Deutschland) // Neue Paläontologische Abhandlungen. 2000. V. 3. P. 1–361.
- Gale A.S. et al. Chapter 27. The Cretaceous Period // Geol. Time Scale 2020. Elsevier, 2020. P. 1023–1086.
- Gawor-Biedowa E. Campanian and Maastrichtian foraminifera from the Lublin Upland, eastern Poland // Palaeontol. Polon. 1992. № 52. 187 p.
- Georgescu M.D. Taxonomic revision and evolutionary classification of the biserial Cretaceous planktic foraminiferal

- genus *Laeviheterohelix* Nederbragt, 1991 // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 2009. V. 26. № 2. P. 315–334.
- Georgescu M.D.* Monographic study of the Late Cretaceous representatives of the bolivinoid benthic foraminifera // *Studia UBB Geologia*. 2018. V. 62. № 1. P. 5–57.
- Georgescu M.D., Abramovich S.* Taxonomic revision and phylogenetic classification of the Late Cretaceous (Upper Santonian–Maastrichtian) serial planktonic foraminifera (Family *Heterohelicidae* Cushman, 1927) with peripheral test wall flexure // *Revista Espanola de Micropaleontologia*. 2008. V. 40 (1–2). P. 97–114.
- Georgescu M.D., Abramovich S.* A new Late Cretaceous (Maastrichtian) serial planktic foraminifer (Family *Heterohelicidae*) with early planispiral coil and revision of *Spiropecta* Ehrenberg, 1844 // *Geobios*. 2009. V. 42. Iss. 6. P. 687–698.
- Georgescu M.D., Saupe E.E., Huber B.T.* Morphometric and stratophenetic basis for phylogeny and taxonomy in Late Cretaceous gublerinid planktonic foraminifera // *Micropaleontology*. 2008. V. 54. P. 397–424.
- Hart M.B., Bailey H.W., Crittenden S., Fletcher B.N., Price R.J., Swiecicki A.* Cretaceous // *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera*. 2nd Edition. Eds. Jenkins D.G., Murray J.W. New York, Chichester etc.: John Wiley & Sons, 1989. P. 273–371.
- Hayward B.W., Le Coze F., Vachard D., Gross O.* World Foraminifera Database. 2022. Accessed at <https://www.marinespecies.org/foraminifera> on 2022-08-08. <https://doi.org/10.14284/305>
- Huber B., Petrizzo M.R., Young J.R., Falzoni F., Gilardoni S.E., Bown P.R., Wade B.* Pforams@microtax: A new online taxonomic database for planktonic foraminifera // *Micropaleontology*. 2016. V. 62 (6). P. 429–438.
- Huber B., Tur N., Self-Trial J., MacLeod K.* Calcareous plankton biostratigraphic fidelity and species richness during the last 10 m.y. of the Cretaceous at Blake Plateau, subtropical North Atlantic // *Cretaceous Res.* 2022. V. 131. P. 1–42.
- King C., Bailey H.W., Burton C.A., King A.D.* Cretaceous of the North Sea // *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera*. 2nd Edition. Eds. Jenkins D.G., Murray J.W. New York, Chichester etc.: John Wiley & Sons, 1989. P. 372–417.
- Koch W.* Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // *Geologisches Jahrbuch*. 1977. A 38. P. 11–123.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reinhold, 1987.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Present status of foraminiferal classification // *Studies in benthic foraminifera. Proceedings of the Fourth Symposium on benthic foraminifera*. Eds. Takayanagi Y., Saito T. Tokyo: Tokai University Press, 1992. P. 93–102.
- Magniez-Jannin F.* Cretaceous stratigraphic scales based on benthic foraminifera in West Europe (biochronohorizons) // *Bulletin de la Société géologique de France*. 1995. № 166. P. 565–572.
- Odin G.S., Lamaurelle M.A.* The global Campanian–Maastrichtian stage boundary // *Episodes*. 2001. V. 24. № 4. P. 229–238.
- Peryt D., Dubicka Z., Wierny W.* Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Central European Basin // *Geosciences*. 2022. V. 12. № 1. P. 1–24.
- Remin Z., Dubicka Z., Kozłowska A., Kuchta B.* A new method of rock disintegration and foraminiferal extraction with the use of liquid nitrogen [LN₂]. Do conventional methods lead to biased paleoecological and paleoenvironmental interpretations? // *Marine Micropaleontology*. 2012. V. 86–87. P. 11–14.
- Schönfeld J.* Zur Stratigraphie und Ökologie benthischer Foraminiferen im Schreieckreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein // *Geol. Jb. (A)*. 1990. V. 117. P. 3–151.
- Stenestad E.* Øvre Kridt i Nøvling nr. 1. (307–1985 m) // *Upper Cretaceous in Nøvling № 1. Test Well RØnde № 1 in Djursland, Denmark*. Eds. Rasmussen L.B. Denmark's geologiske undersøgelser (Geological Survey of Denmark). København, 1971. Abb. 10. V. 39. № 3. P. 54–60.
- Stenestad E.* Øvre Kridt i Nøvling nr. 1. (640–1329 m) // *Upper Cretaceous in Nøvling № 1. The Deep Test Well Nøvling № 1 in Central Jutland, Denmark. The results of the geological investigation*. Eds. Rasmussen L.B. Denmark's geologiske undersøgelser (Geological Survey of Denmark). København, 1973. Abb. 16–18. V. 40. № 3. P. 86–99.
- Trümper E.* Die mikropaläozoologische Gliederung der Oberkreide im Gebiet der DDR // *Stratigraphisches Korrelationsschema für die Kreide der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzende Gebiete*. Eds. Diener I. Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts. Berlin. 1966. Abb. 3. Anl. 2. № 5. P. 92–110.
- Walaszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z.* Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland // *Acta Geol. Polon.* 2016. V. 66. № 3. P. 313–350.

Рецензенты Э.М. Бугрова,
В.С. Вишневецкая, В.А. Маринов

Foraminiferal Biostratigraphy of the Upper Campanian–Maastrichtian of the Beshkosh Section, Southwestern Crimea

P. A. Proshina^{a, #} and I. P. Ryabov^{a, b}

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

^b Saratov State University, Saratov, Russia

[#]e-mail: paproshina@gmail.com

New data on the taxonomic composition and stratigraphic distribution of benthic and planktonic foraminifera in the Campanian–Maastrichtian interval of the Beshkosh section (Southwestern Crimea) are presented. Samples were collected according to “sample-to-sample” system for different types of analysis. According

to the foraminiferal analyses, zones and beds were established. *Angulogavelinella gracilis* LC 18 Zone, *Bolivoides draco* LC 21 Zone, *Brotzenella praeacuta* LC 22 Zone and Beds with *Gavelinella sahlstroemi* by benthic foraminifera and Beds with *Laeviheterohelix glabrans*, *Guembelitria cretacea* Zone by planktonic foraminifera were identified. All biostratons are correlated with magnetostratigraphics, palynomorphs and macrofauna's events. Beds and zones by benthic foraminifera are correlated with Campanian–Maastrichtian bioevents in sections of the European paleobiogeographic region. Planktonic foraminifera data are compared with International Stratigraphic Scale (Tethys region) and the regional stratigraphic scheme of Poland. For the first time, 15 species of 9 planktonic foraminifera genera and 38 species (25 of which are for the first time) of 25 benthic foraminifera genera in the Beshkosh section have been identified.

Keywords: planktonic foraminifera, benthic foraminifera, biostratigraphy, Upper Cretaceous, Campanian, Maastrichtian, Crimea, Beshkosh Formation

УДК 551.77(574.42)

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСТОРИЯ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2023 г. Я. И. Трихунков^{1, *}, А. С. Тесаков¹, Д. М. Бачманов¹, Е. В. Сыромятников^{2, 3},
А. В. Латышев^{4, 5}, С. А. Буланов⁶, А. Ж. Азельханов⁷, Е. С. Суйекпаев⁸

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

³ Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

⁵ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

⁶ Институт географии РАН, Москва, Россия

⁷ ТОО “AG Project Company”, Усть-Каменогорск, Казахстан

⁸ ТОО “Mine Database Company”, Алматы, Казахстан

*e-mail: jarsun@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.07.2022 г.

После доработки 27.12.2022 г.

Принята к публикации 17.02.2023 г.

Зайсанская впадина, расположенная между горными сооружениями Алтая и Саур-Тарбагатай, представляет собой уникальную геологическую структуру, сохранившую наиболее полный архив осадочных пород позднего мезозоя и большей части кайнозойской эры. Столетие исследований принесло обширные данные по стратиграфии и геологической истории зайсанской осадочной последовательности. Научный прогресс последних лет позволил уточнить кайнозойскую стратиграфическую шкалу региона. В статье представлены результаты детального морфоструктурного анализа Зайсанской впадины и предложено ее морфотектоническое районирование на основе современных тектонических и геодинамических представлений. Приводятся новые результаты магнитостратиграфического расчленения разреза Калмакпай – наиболее полного и концентрированного разреза осадочных толщ впадины – и его сопоставления с данными бурения осевой части впадины. Путем синтеза магнитостратиграфии с богатой региональной биостратиграфической летописью уточняется кайнозойская стратиграфия региона, динамика тектонических движений и развития рельефа, а также ландшафтов Зайсанской котловины и ограничивающих ее высокогорных структур Саур-Тарбагатай.

Ключевые слова: Зайсанская впадина, стратиграфия, магнитостратиграфия, биостратиграфия, неотектоника, морфотектоника, палеогеография

DOI: 10.31857/S0869592X23060121, **EDN:** OFYZIE

ВВЕДЕНИЕ

Зайсанская впадина входит в состав обширного Центрально-Азиатского орогенного пояса и занимает промежуточное положение между горными системами Алтая на севере и северо-востоке и Саур-Тарбагатай на юге и юго-западе. Это одна из крупнейших межгорных впадин в пределах вышеуказанного подвижного пояса, имеющая широкий выход как на запад, в сторону Казахского мелкосопочника, так и на восток, где постепенно сливается с северной периферией Джунгарской котловины.

Зайсанский межгорный прогиб унаследованно развивается между горно-складчатыми соору-

жениями Саур-Тарбагатай и Алтая с позднего палеозоя. Новейшая история развития прогиба начинается с длительного этапа планации рельефа на рубеже мезо-кайнозоя с формированием региональной поверхности выравнивания (Василенко, 1961; Зайсанская..., 1962; Борисов, 1963; Ерофеев, 1969; Карта..., 1971). Установлено поднятие данной поверхности почти до 4 км на хребте Саур и опускание на 1.5 км в центральной части Зайсанской впадины, где еще в начале кайнозоя началось озерное осадконакопление, сформировавшее осадочный чехол впадины (Трихунков и др., 2020).

Геолого-геоморфологическому строению, био- и магнитостратиграфии, палеонтологии и истории развития Зайсанской впадины посвящены

многочисленные работы советского и постсоветского времени. Тектоника и структурный рельеф впадины освещены в работах (Арган, 1935; Ерофеев, 1969; Равнины..., 1975; Обухов, 1990, 1997; Халимов и др., 1991; Хаин, Яблонская, 1997; Трихунков и др., 2020; Трифонов и др., 2021). Расчленение осадочных разрезов впадины опирается главным образом на работы (Нехорошев, 1932, 1941; Лавров, Ерофеев, 1958; Лавров, Бажанов, 1959; Борисов, 1963, 1984; Великовская, 1964; Ерофеев, 1969; Лискун, 1975; Венус и др., 1980; Обухов, 1990, 1997; Халимов и др., 1991; Зыкин, 2012 и др.). Биостратиграфия региона разработана в публикациях (Криштофович и др., 1956; Борисов, 1963, 1984; Чхиквадзе, 1973, 2008; Толстикова, 1976; Шевырева, 1976; Ильинская и др., 1983; Ахметьев, 1985; Akhmetiev et al., 2005; Вангенгейм и др., 1993; Lucas et al., 1995, 2009 и др.). Важные палеонтологические материалы по мезо-кайнозойским позвоночным Зайсанского региона представлены в серии фундаментальных публикаций (Чхиквадзе, 1973; Шевырева, 1976, 1984; Gabounia, 1977; Gabounia, Chkhikvadze, 1997; Сычевская, 1986; Тлеубердина, 1988; Lucas et al., 1996; Emry et al., 1998; Ербаева, 1999; Ербаева, Тюткова, 1999; Зажигин, Лопатин, 2000 и других). Фундаментальное значение для изучения палеоботанической истории Азии приобрели работы по третичным листовым и пыльцевым флорам Зайсана (Палибин, 1933; Криштофович и др., 1956; Ильинская, 1983 и многие другие). Для палеогеновых отложений Зайсана стратиграфическое значение имеют также ассоциации харофитов (Кянсеп-Ромашкина, 1980; Zhamangara, Lucas, 1999). Магнитостратиграфические работы проводились под руководством Н.Ф. Данукалова, В.Л. Яхимович (Данукалов и др., 1987; Яхимович и др., 1993), а позднее Томасом с соавторами (Thomas et al., 2002). Благодаря этим работам Зайсанский регион стал опорным при изучении геологической истории Центральной Азии. Однако как со стороны стратиграфии, так и со стороны истории геологического развития региона остался ряд нерешенных вопросов.

В постсоветское время объемы исследовательских работ резко сократились, однако появились новые возможности дистанционных исследований с привлечением цифровых моделей рельефа и геоинформационных систем (Consortium..., 2017; Google..., 2022). В последние годы существенно пополнились региональные палеонтологические данные, особенно о сопредельных территориях Китая (Meng et al., 2008; Deng et al., 2018; Wang et al., 2019), переработана биостратиграфическая шкала (Lucas et al., 2009; Spreijer et al., 2020), опубликована сводка по истории палеонтологических исследований Зайсанской впадины (Байшашев и др., 2016), каталогизированы местонахождения мезо-кайнозойских позвоночных Зайсана (Местона-

хождения..., 2017). Появляются и спорадические публикации с переработкой старых материалов по неогену Зайсана (Kovalchuk et al., 2023). Кроме этого, проводятся палеомагнитные исследования на новом уровне детальности с использованием высокочувствительных криогенных магнитометров типа SQUID.

В данной статье представлены результаты стратиграфических и структурно-геоморфологических исследований центральной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления, характеризующихся наибольшим размахом кайнозойского прогибания и орогенных поднятий. Именно в этой части впадины за кайнозойское время накопился наиболее полный осадочный разрез. Отложения описаны и опробованы в разрезах моноклинали южного борта впадины и сопоставлены с данными бурения ее осевой части. Литолого-стратиграфическая корреляция разрезов впадины, сочетание высокоразрешающей биостратиграфии и магнитостратиграфии вместе с синтезом материалов предшественников позволили существенно уточнить хронологию новейшего развития региона.

МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Проведен морфоструктурный анализ впадины, основанный на интерпретации цифровых моделей рельефа (Consortium..., 2017) с разрешением 3 с, разнообразных структурно-геоморфологических и геолого-геофизических материалов (Государственная..., 1959, 1961a, 1961b; Геоморфологическая..., 1987). Комплексная обработка данных с помощью различных ГИС-программ позволила уточнить выраженность в рельефе тектонических структур, для оценки положения и неотектонического значения которых требуется сочетание обзорности рассмотрения с детальностью дешифрирования. В полевых условиях были изучены детали структурного рельефа внутренних районов впадины и ее южного борта. В результате представлена новая оригинальная схема ее неотектонического районирования. Описанные в статье элементы новейшей структуры были выделены по признакам контроля ими новейших отложений и выраженности в рельефе.

Полевые работы проводились в центральной части Зайсанской впадины, в основном в моноклинали ее южного борта, где вскрыты наиболее полные разрезы кайнозойских отложений. Детально изучен и опробован стратотипический разрез Калмакпай в предгорьях хребта Сайкан, содержащий почти все стратиграфические элементы впадины и достигающий полукилометровой мощности. Отдельные элементы осадочного чехла описаны в долинах рек Аксыир, Тайжуген и Кусто в предгорьях Манракского поднятия. Исследованы гранулометрические характеристики, степень окатанно-

сти и качество сортировки обломочного материала, что позволило уточнить генетические особенности отложений. Структурно-фациальный анализ помог выявить условия формирования отложений, их фациальные соотношения внутри осадочной толщи и на ее контактах со структурами борта впадины, зафиксировать многочисленные несогласия, поверхности выравнивания и коры выветривания.

Для оценки возраста горных пород использовалось сочетание методов био- и магнитостратиграфии. Палеонтологические образцы, рассмотренные в данной статье, были извлечены с использованием массовой промывки ручными ситами с размером ячеек 0.5 мм. Фракции большего размера обрабатывались во время полевых работ, фракции меньшего размера сортировались в лаборатории. Отобранные фаунистические образцы были сопоставлены с актуальной биостратиграфической шкалой кайнозоя Центральной Азии ALMA (Lucas et al., 2009; Deng et al., 2018; Wang et al., 2019; Speijer et al., 2020).

Палеомагнитные образцы были отобраны вручную в виде ориентированных блоков коренных пород. Отбор проб в некоторых местах требовал подготовки канав и траншей глубиной до 0.5 м, достаточной для достижения невыветрелых и недеформированных склоновыми процессами коренных отложений. Ориентация образцов определялась с помощью геологического компаса. Ориентированные образцы были искусственно сцементированы разбавленным силикатным клеем и отобраны с помощью землеройных инструментов. В лаборатории ориентированные каменные блоки были разрезаны на кубики 2×2 см. Локальное магнитное склонение было рассчитано с использованием модели IGRF. Образцы были подвергнуты ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем с использованием размагничивающей установки, встроенной в криогенный магнитометр 2G Enterprise в Лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук. Размагничивание переменным полем выполнялось в 7 шагов до 130 мТл с постепенным увеличением шага. Остаточную намагниченность образцов измеряли с помощью криогенного магнитометра 2G Enterprises. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (NRM) проводилось с использованием программного пакета (Enkin, 1994) методом главных компонент (Kirschvink, 1980).

Сочетание палеонтологических и палеомагнитных данных позволило получить непротиворечивую модель стратиграфического расчленения осадочного разреза южной части впадины и сопоставить ее с данными бурения центральной части впадины.

Общую координацию исследования осуществлял Я.И. Трихунков. В полевых работах участвовали: Я.И. Трихунков, Е.В. Сыромятникова, А.В. Латышев, С.А. Буланов, А.Ж. Азельханов, Е.С. Суйекпаев. Лабораторную обработку палеомагнитных образцов проводил А.В. Латышев, палеонтологические данные были обобщены Е.В. Сыромятниковой и А.С. Тесаковым. Работу с цифровыми картографическими материалами выполнил Д.М. Бачманов.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Структурно-геоморфологическая характеристика. Зайсанская впадина соответствует крупному, сложно построенному, длительно живущему межгорному прогибу, унаследованно развивающемуся между горно-складчатыми сооружениями Саур-Тарбагатая и Алтая с позднего палеозоя. Хребты Саур-Тарбагатая, непосредственно примыкающие к району полевых работ, сложены комплексом дислоцированных и прорванных интрузиями эффузивных и метаморфических пород позднего палеозоя; аналогичное строение имеет также и фундамент Зайсанской впадины.

Новейшая структура Зайсанского прогиба и его горного обрамления сформирована в условиях меридионального сжатия (Хаин, Яблонская, 1997; Буланов, 2005; Трихунков и др., 2020; Трифонов и др., 2021) при сочетании сводово-глыбовых деформаций фундамента с подчиненным значением складчатых нарушений кайнозойского осадочного чехла. Сводовая структура отчетливо отражена в деформациях верхнемеловой поверхности выравнивания, покрытой корой выветривания (Карта..., 1971; Трихунков и др., 2020). Поверхность дешифрирована Д.М. Бачмановым на хребте Саур на высотах до 4 км и падает на север под разными углами вплоть до 45° и более (Трихунков и др., 2020). В свою очередь, внутри впадины в устье р. Аксыир кора вскрыта бурением на глубине 250 м, а в центральной части впадины в районе пос. Даирово — на глубинах 1574–1576 м (Зайсанская..., 1962; Ерофеев, 1969). Подобные положительные и отрицательные пликативные структуры большого радиуса сравнимы со складками основания тянь-шаньского типа (Трифонов и др., 2021).

Описанные сводовые деформации осложнены тектоникой блоков, разделенных кулисным рядом новейших правосторонних сдвигов СЗ–ЮВ ориентировки. В южном борту впадины в зоне контакта с Джунгарской микроплитой сдвиги переходят в компенсирующие их широтные взбросы. Поднятые крылья взбросов отвечают главным хребтам Саур-Тарбагатайской горной системы (Трихунков и др., 2020). Фактически, новейшее развитие впадины контролируется серией взбросо-сдвигов, подставляющих друг друга кулисно:

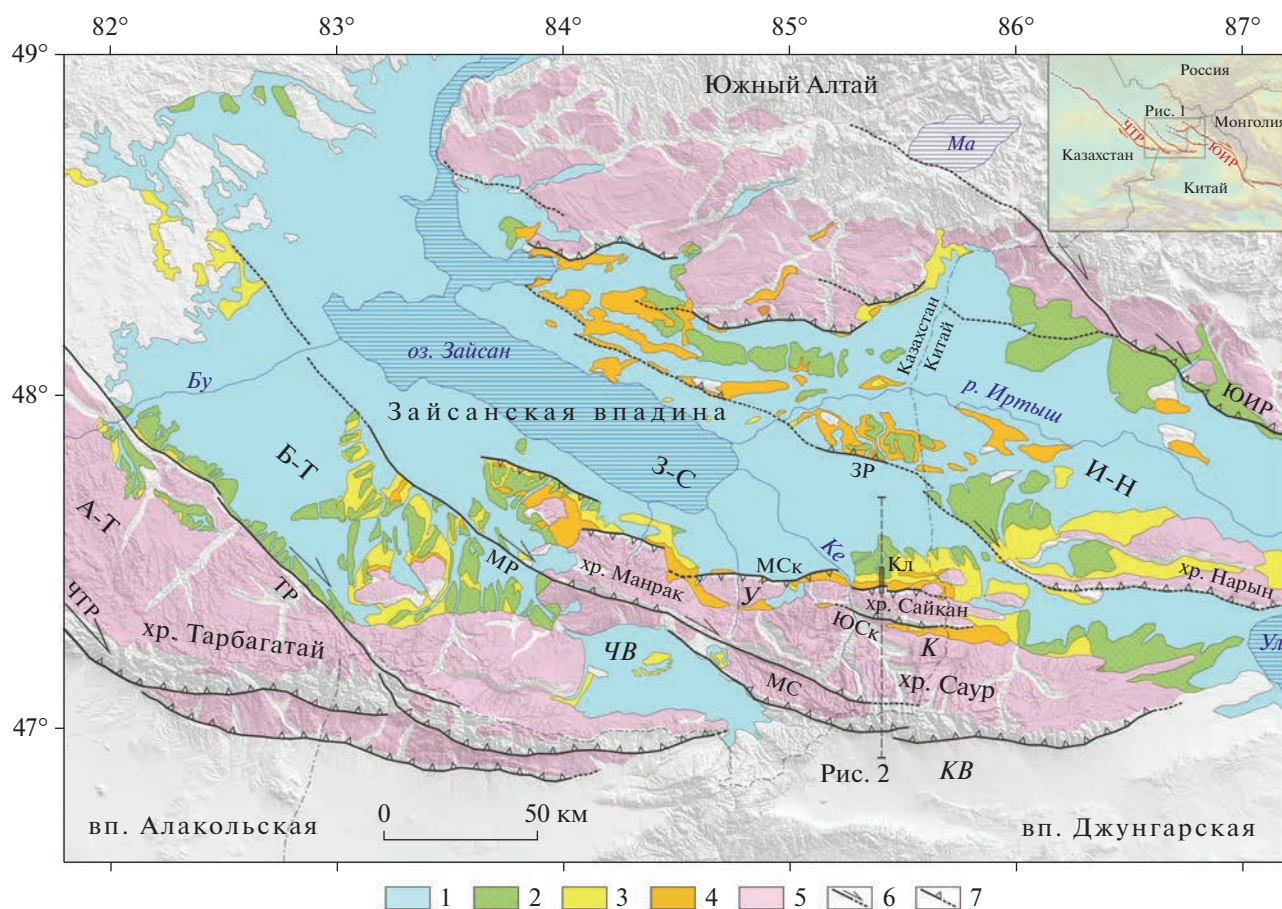


Рис. 1. Геолого-геоморфологическая карта Зайсанской впадины и ее горного обрамления.

1 – средне-верхнечетвертичные отложения; 2 – нижне-среднечетвертичные отложения; 3 – неогеновые отложения; 4 – верхнемеловые–палеогеновые отложения; 5 – ареал распространения останцов мел-палеогеновой поверхности выравнивания в пределах горного обрамления Зайсанской впадины; 6, 7 – главные разрывные нарушения и их кинематический тип: 6 – сдвиги, 7 – взбросы и надвиги. Буквами обозначены: тектонические домены: А-Т – Аягоз-Тарбагатайский, Б-Т – Бугаз-Тарбагатайский, З-С – Зайсан-Саурский, И-Н – Иртыш-Нарынский; межгорные и внутригорные впадины: ЧВ – Чиликтинская, К – Кендерлыкская, КВ – Кобукская; разломы: ЧТР – Чингиз-Тарбагатайский, ТР – Тарбагатайский, МР – Манракский, ЗР – Зайсанский, ЮИР – Южно-Иртышский; зоны разломов: МСК – Манрак-Сайканская, МС – Манрак-Саурская, ЮСК – Южно-Сайканская; озерные котловины: Ма – Маркаколь, Ул – Улюнгур; реки: Ке – Кендерлык, Бу – Бугаз; Кл – разрез Калмакпай, изображенный на профиле на рис. 2.

Чингиз-Тарбагатайского, Тарбагатайского, Манрак-Саурского, Зайсанского и Южно-Иртышского. Главными, наиболее амплитудными из них, являются Чингиз-Тарбагатайский и Южно-Иртышский сдвиги, обрамляющие впадину с запада и востока соответственно (рис. 1).

Взбросо-сдвиги делят впадину на три ромбовидных диагональных блока СЗ–ЮВ ориентировки. Чтобы подчеркнуть их роль в новейшем развитии впадины, мы используем термин “тектонический домен”. Северная часть каждого из них в пределах впадины опущена, а южная – поднята взбросами и входит в состав Саур-Тарбагатайской горной системы (рис. 1). В пределах впадины домены разделены невысокими едва различимыми присдвиговыми поднятиями, постепенно воздымающимися и достигающими высокогорных вы-

сот в южном борту. Данные домены выделены впервые и названы нами по наиболее крупным гидрологическим объектам в их опущенных частях, а также по горным хребтам на их южной периферии: Бугаз-Тарбагатайский (Западный), Зайсан-Саурский (Центральный) и Иртыш-Нарынский (Восточный, расположенный преимущественно на территории Китая).

В западной части впадины между Чингиз-Тарбагатайским и Тарбагатайским сдвигами выделяется еще один ромбовидный домен, который мы предлагаем назвать Аягоз-Тарбагатайским. Данный блок занимает промежуточное положение между структурами Зайсанской впадины и Казахского мелкосопочника. В его восточной части отмечается ингрессионное распространение кайнозойских осадочных толщ Зайсанской впадины,

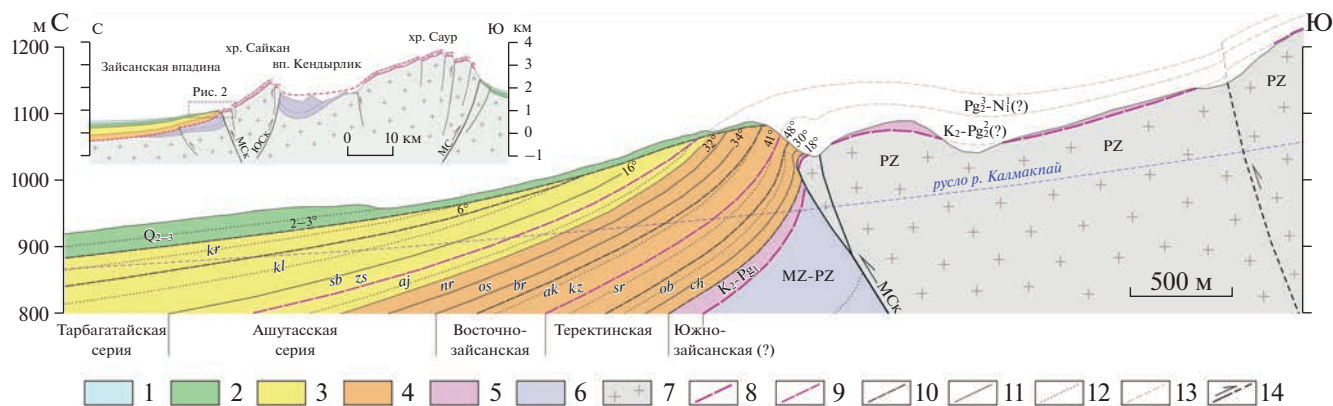


Рис. 2. Геолого-геоморфологический профиль южного борта Зайсанской впадины в пределах Центрально-Зайсанской структурно-фациальной зоны (Зайсан-Саурского тектонического домена).

1 – средне-верхнечетвертичные отложения; 2 – нижне-среднечетвертичные отложения; 3 – неогеновые отложения; 4 – палеогеновые отложения; 5 – верхнемеловые-нижнепалеогеновые отложения; 6 – пермские и триасовые отложения; 7 – палеозойские отложения; 8 – мел-палеогеновая поверхность выравнивания с корой выветривания; 9 – другие коры выветривания; 10 – поверхности несогласий; 11 – границы описанных в тексте свит; 12 – срезаемые несогласиями маркирующие горизонты; 13 – предполагаемые границы размытых нижнекайнозойских отложений; 14 – разрывные нарушения. Буквами обозначены свиты: *ch* – чакпактасская, *ob* – обайлинская, *sr* – сарыгамысская, *kz* – кызылкаинская, *ak* – аксырская, *br* – буранская, *os* – ошагандинская, *nr* – нуринская, *aj* – акжарская, *zs* – зайсанская, *sb* – сарыбулакская, *kl* – калмакпайская, *kb* – карабулакская; зоны разломов: МСк – Манрак-Сайканская, МС – Манрак-Саурская, ЮСк – Южно-Сайканская.

что может свидетельствовать о распространении сюда Зайсанского озерного бассейна в кайнозое. Однако на современном этапе Аягоз-Тарбагатайский домен отличается низко-среднегорными высотами и, судя по уклону р. Аягоз в сторону Алакольской впадины, имеет общий юго-западный наклон. Эти факты не позволяют отнести его к Зайсанской впадине и рассматривать в настоящей статье.

На протяжении развития впадины все выделенные нами тектонические домены оказывали влияние на развитие осадочных бассейнов в ее пределах. Данная статья посвящена главным образом Зайсан-Саурскому тектоническому домену, отличающемуся наиболее контрастными новейшими движениями. Здесь находится наиболее опущенная часть впадины, занятая современным озером Зайсан, и наиболее поднятая саурская часть Саур-Тарбагатайской горной системы с вершиной Музтау (3816 м). Именно в пределах данного домена наблюдаются максимальные мощности кайнозойских отложений впадины и максимальные новейшие деформации суммарными амплитудами более 5 км. Низкая центральная часть Зайсан-Саурского домена зажата между встречными Манрак-Сайканским и Зайсанским взбросо-сдвигами. В структурном отношении она, фактически, представляет собой рамп-синклиналь (Трихунков и др., 2020).

В зоне сочленения горной системы Саура и впадины развит кулисный ряд передовых глыбовых хребтов: Манрак, Уйдене, Сайкан. Эти блоки с севера ограничены сегментами древнего Ман-

рак-Сайканского взброса (Халимов и др., 1991), а с юга подорваны амплитудными ретронадвигами и взбросами. В связи с этим их следует относить к структурам типа клиньев выжимания (рис. 2, врезка). В зоне контакта передовых хребтов с впадиной развиты крутые флексур и брахискладки в ее осадочном чехле.

Стратиграфия кайнозойских отложений. В основу нашей работы положена система стратиграфического расчленения отложений Зайсанской впадины, разработанная Б.А. Борисовым (Борисов, 1963, 1984). Рассматриваемый нами Зайсан-Саурский домен в своей опущенной зайсанской части соответствует выделяемым этим автором Центрально-Зайсанской и Южно-Зайсанской структурно-фациальным зонам. Мы также используем эти понятия.

Ввиду глубоких изменений в стратиграфических шкалах кайнозоя за последние 30 лет и дискусионности датировок многих элементов осадочного разреза впадины, вначале мы приведем возрастные характеристики отложений в достаточно широком диапазоне и подробно рассмотрим эти вопросы ниже.

В Центрально-Зайсанской структурно-фациальной зоне развиты преимущественно песчано-глинистые озерные и аллювиально-пролювиальные кайнозойские отложения мощностью более 1.5 км в осевой части впадины, залегающие на глубоко эродированных породах палеозоя. В южной части Зайсан-Саурского сегмента на границе с передовыми Манракским, Уйдененским и, частично, Сайканским поднятиями выделяется Юж-

но-Зайсанская структурно-фациальная зона, отвечающая более глубокой и древней Карабулакской впадине, существовавшей еще с конца палеозоя. Учитывая вскрытые Сарыбулакской скважиной пермо-триасовые отложения, мощность осадочного разреза этой части впадины достигает 4859 м (Халимов и др., 1991).

Отложения Зайсанской впадины залегают на верхнемеловой поверхности выравнивания, местами покрытой красноцветной корой выветривания (Борисов, 1963; Ерофеев, 1969; Suiekraev et al., 2019, 2021). Она широко распространена во впадине и во многих местах формирует водораздельные поверхности Манрак-Саурского поднятия (Трихунков и др., 2020). Поверхность и кора моноклинально падают на север в сторону осевой части впадины (рис. 2).

На верхнемеловой (далее — базальной) поверхности выравнивания лежат отложения *южнозайсанской серии*, распространенные преимущественно в Южно-Зайсанской структурно-фациальной зоне (по Б.А. Борисову). Состав отложений варьирует от серых кварцевых песков до кирпично-красного элювия, развитого по верхнепалеозойским эффузивам, а также по каолинистым или монтмориллонитовым, местами гидрослюдистым глинам. В составе серии выделяются сходные по составу манракская и тайжузгенская свиты мощностью 25 и 18 м соответственно (Борисов, 1963). Отложения серии распространены преимущественно в юго-западной части Зайсан-Саурского домена у подножия Манракского хребта. Здесь в долинах Кусто и Тайжузген нами встречен наибольший по мощности (до первых метров) кирпично-красный элювий, ассоциируемый с позднемеловой-палеоценовой корой выветривания, развитой по региональной поверхности выравнивания. Отложения серии также вскрыты бурением в основании Даировской скважины (Зайсанская..., 1962) в центральной части впадины, а восточнее у подножья хребта Сайкан имеют ограниченное распространение.

Отложения *северозайсанской серии* обнажаются только севернее Зайсанского разлома в пределах Северо-Зайсанской структурно-фациальной зоны по Б.А. Борисову, соответствующей Иртыш-Нарынскому домену впадины. Они представлены преимущественно песчанистыми глинами, алевроитами и кварцевыми песками с прослоями ожелезненных песчаников на глинисто-кремнистом цементе (Борисов, 1963). Их возраст оценивается как палеоцен-эоценовый (Лавров, Ерофеев, 1958). В составе серии выделяются актобинская, дюсюмбаевская и киинкеришская свиты суммарной мощностью около 80 м, разделенные размывами.

Теректинская серия нижнего-среднего эоцена залегает несогласно на породах палеозоя, а также на отложениях южно- и северозайсанской серий

и распространена преимущественно в пределах Зайсан-Саурского и Иртыш-Нарынского доменов. Полный разрез теректинской серии вскрыт опорной Даировской скважиной (Зайсанская..., 1962), а в обнажениях хорошо представлен в северных предгорьях хр. Сайкан и будет детально описан ниже (рис. 3). Это преимущественно зеленые, рыжие и коричневые монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины с прослоями алевроитов и песков суммарной мощностью около 115 м в моноклинали южного борта впадины.

Восточнозайсанская серия верхнего эоцена-нижнего олигоцена развита главным образом в восточной части Зайсан-Саурского домена, где несогласно перекрывает южнозайсанскую и теректинскую серии, а иногда залегает непосредственно на породах палеозоя. Восточнозайсанская серия сложена переслаиванием палевых, зеленых, красноватых и коричневых преимущественно монтмориллонитовых, гидрослюдистых глин, палевых алевроитов и охристых песчаников суммарной мощностью до 240 м (Борисов, 1963). Стратотип серии представлен в разрезе Калмакпай, который будет детально описан ниже.

Ашутасская серия верхнего олигоцена-низов верхнего миоцена в восточной части Зайсан-Саурского домена с размывом залегает на восточнозайсанской серии, в западной — непосредственно на палеозойских породах, а также широко развита в пределах Иртыш-Нарынского домена. Отложения ашутасской серии имеют более пестрый гранулометрический и минеральный состав в сравнении с породами нижележащих серий. В них участвуют зеленые, красные и коричневые преимущественно монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины, белые и коричневые алевроиты, желтые кварцевые и полимиктовые пески, а также конгломераты. Все свиты данной серии развиты в разрезе Калмакпай и будут описаны ниже.

Разрез дочетвертичных отложений Зайсанской впадины венчают породы *тарбагатайской серии* верхнего миоцена, распространенные преимущественно в пределах Бугаз-Тарбагатайского и Зайсан-Саурского доменов. Их общим отличием является развитие красноцветных отложений калмакпайской и карабулакской свит с присутствием карбонатных глин. Две эти свиты формируют половину мощности кайнозойского осадочного разреза впадины и отличаются резким погребением осадков до гравелитов и галечных конгломератов в верхней части карабулакской свиты.

К четвертичным отложениям Зайсанской впадины, по Е.В. Ерофееву, относятся четыре свиты: устьубинская, красная, рорская, новоплейстоцен-голоценовые отложения (Ерофеев, 1969). Широко распространенные галечно-ва-



Рис. 3. Отложения теректинской и восточнозайсанской серий в нижней части разреза Калмакпай (фото Я.И. Трихункова). Буквенные индексы и другие условные обозначения см. на рис. 2. Штрихпунктирной линией обозначены разрывные нарушения Манрак-Сайканской разломной зоны.

лунные конгломераты с плотным известковым цементом, лежащие с глубоким размывом на отложениях различных элементов разреза впадины (верхнеобийские конгломераты, по Б.А. Борисову), В.С. Ерофеев не выделяет в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения и включает в состав краснорювской свиты (Ерофеев, 1969).

МАГНИТО- И БИОСТРАТИГРАФИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ (НА ПРИМЕРЕ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА КАЛМАКПАЙ)

Наиболее полные и концентрированные разрезы осадочного чехла Зайсанской впадины сосредоточены в ее южной части, в пределах Зайсан-Саурского домена (рис. 1). Максимально полным естественным обнажением среди них является разрез Калмакпай, в той или иной степени описанный всеми основными исследователями стратиграфии региона (рис. 4). Разрез расположен в моноклиальной зоне южного борта впадины, прорезанной долиной р. Калмакпай, стекающей с северного склона передового хребта Сайкан. Разрез представлен чередованием преимущественно песчано-глинистых отложений эоцена—квартера суммарной мощностью около 500 м, то есть втрое меньшей в сравнении с осевой частью впадины.

Палеогеновые отложения. Разрез осадочного чехла впадины начинается с верхнемеловых—палеоценовых отложений южно- и северозайсанской серий (Борисов, 1963; Ерофеев, 1969), описанных выше и отсутствующих в разрезе Калмак-

пай. Здесь на верхнемеловой коре выветривания залегают отложения теректинской серии нижнего—среднего эоцена. Разрез начинается с песчано-глинистых пород чакпактасской свиты (рис. 2) мощностью до 29 м, содержащих в нижней части прослой и линзы кварцевых песков и галечников (рис. 5). Фауна рептилий включает черепа *Paraplastomenus cf. mlynarskii* и *Grayemys sp.* Из базальной части свиты описан *Altaytrionyx devjatkini* (Данилов и др., 2017). Возможно, из этой же свиты происходят остатки крокодила *Pristichampsus kuznetzovi* (Скучас и др., 2015). Фауна млекопитающих содержит остатки уинтатерид (*Gobiotherium*), а также тапирообразного *Insectolophus*, соотносится с аршантским веком млекопитающих азиатской биохронологической шкалы и датируется началом среднего эоцена (Габуния и др., 1983; Lucas et al., 2009) или второй половиной ип-ра (Wang et al., 2019; Speijer et al., 2020). В этом возрастном контексте отложения, намагниченные преимущественно отрицательно в нижней части разреза и положительно — в верхней, соотносятся нами с одним из магнитохронов конца раннего—начала среднего эоцена, например с С22. Это подтверждается также положением свиты в сводном разрезе впадины и соотношением с датированными частями разреза.

Выше с небольшим размывом залегают желтовато-коричневые преимущественно глинистые породы обайлинской свиты суммарной мощностью до 27 м. Обайлинская свита неоднородна и характеризуется несколькими этапами развития фауны (Габуния и др., 1983). Фауна черепах демонстрирует высокое разнообразие и позволяет выделять нижнеобайлинскую, среднеобайлин-

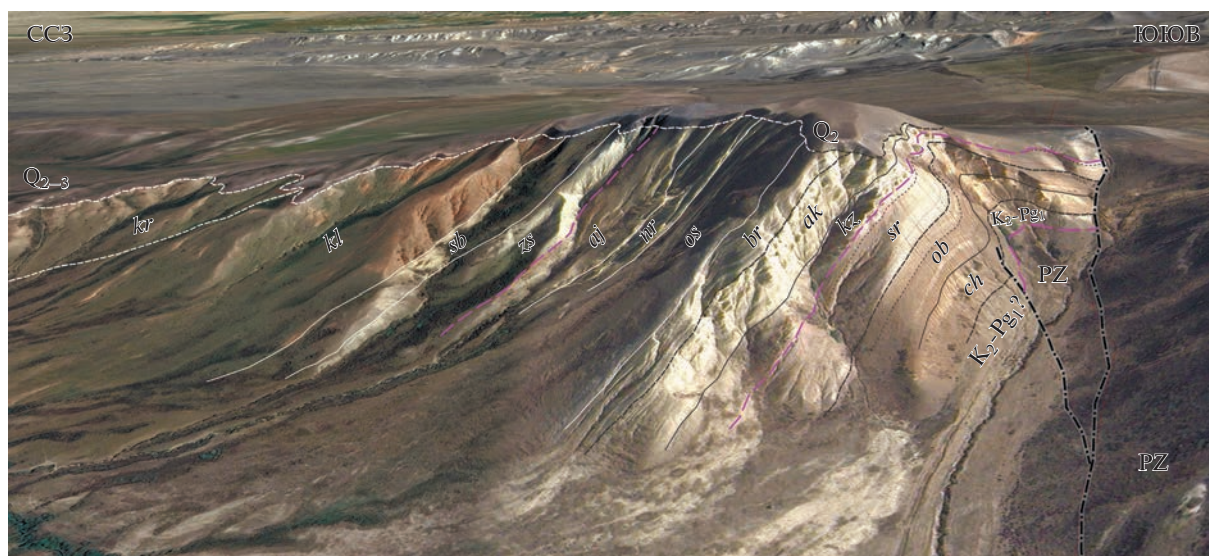


Рис. 4. Общий вид разреза Калмакпай (изображение создано с помощью программы Google Earth). Буквенные обозначения и типы стратиграфических границ см. на рис. 2. Штрихпунктирной линией обозначены разрывные нарушения Манрак-Сайканской разломной зоны.

скую и верхнеобайлинскую подсвиты (Чхиквадзе, 1999). Фауна черепов разреза Калмакпай происходит из нижней и средней частей обайлинской свиты и, по-видимому, различна по составу: *Paraplastomenus mlynarskii*, *Zaisanonyx jimenezfuentesi*, *Grayemys amoena* (из нижней части свиты), *Altaytrionyx burtshaki*, *Grayemys zevsi*, *Nadrianus obailiensis* (из средней части свиты). “*Adocus*” *kazakhstanica* встречается по всей свите в данном разрезе (Данилов и др., 2017). Верхняя часть обайлинской свиты характеризуется видовой стадией *Altaytrionyx gabunii*, не выявленной в разрезе Калмакпай. Описаны крокодилы *Dollosuchus zajsanicus* и *Manracosuchus isolatus* (Скучас и др., 2015). Богатая фауна млекопитающих включает разнообразную ассоциацию непарнокопытных *Breviodon*, *Lophialetes*, *Rhodopagus*, *Teleolophus*, *Forstercooperia*, а также грызунов ктенодактилид и впервые появляющихся зайцеобразных (Габуния, 1984; Lucas et al., 2009). Обайлинская териофауна коррелируется с ирдинманским веком млекопитающих (Lucas et al., 2009), что определяет время существования обайлинской фауны в интервале самого конца раннего или начала среднего эоцена (ипр–лютет; 49–44 млн лет) и соотносится с магнитохроном C21 и нижней частью C20.

Преимущественно глинистые отложения сарыгамысской свиты суммарной мощностью 36 м также с разрывом залегают на обайлинской свите. В разрезе чередуются зеленые и светло-коричневые монтмориллонитовые глины и серые алевролиты. Литологическая характеристика и горизонтальная слоистость отложений позволяют предполагать их озерный генезис. Фауна позвоночных сарыгамысской свиты включает обедненную ассоциа-

цию обайлинского типа (Lucas et al., 2009), в том числе носорогов *Triplopus* и *Forstercooperia*. Черепами также малочисленны и характеризуются видовой стадией *Grayemys minutissima*, однако в отложениях свиты разреза Калмакпай остатки рептилий не выявлены. Среди мелких млекопитающих отмечены мимотониды, первые охотониды, разнообразные ктенодактилидные грызуны (*Gabounia*, Chkhikvadze, 1997). Эта фауна также коррелируется с ирдинманским веком млекопитающих, что позволяет определить ее возраст как лютетский. Отрицательная намагниченность в нижней части свиты и положительная в верхней (рис. 6а) позволяют соотнести ее с ортозоной C20 и лютетским ярусом среднего эоцена.

Во время накопления отложений теректинской серии происходили подвижки по одной из ветвей Манрак-Сайканской зоны разломов, вызвавшие развитие конседиментационной Калмакпайской антиклинали. Судя по соотношению деформированных и недеформированных частей разреза, движения происходили в обайлинское и сарыгамысское время (рис. 3). Несколько слоев этих свит выпадают из разреза Калмакпай на западном крыле антиклинали. После накопления осадков теректинской серии наблюдался длительный перерыв, в ходе которого сформировалось угловое несогласие в 7°, а также красноватая кора выветривания. В осевой зоне Калмакпайскую антиклиналь срезает поверхность выравнивания, и выше по разрезу складка не проявлена. Вероятно, угловое несогласие объясняется этим эоценовым этапом тектонической активизации.

В результате в разрезе Калмакпай отсутствуют горизонтально-слоистые, преимущественно озерные отложения конуркуринской, а также чайбулакской (восточнозайсанская серия) свит. Возраст последней, согласно палинологическим и палеофлористическим данным, определяется как позднеэоценовый (Борисов, 1963). Косвенно оценить интервал перерыва можно по выпадению из фаунистической последовательности териофаун шармурунского века млекопитающих позднего эоцена, продолжительность которого оценивается от 40 до 42 млн лет (Wang et al., 2019; Speijer et al., 2020).

Восточнозайсанская серия в разрезе Калмакпай представлена породами кызылкаинской, аксыирской и буранской свит. В прежних схемах серия относилась к нижнему олигоцену (Борисов, 1963, 1984; Габуня, 1984), но в последние годы датируется поздним эоценом (приабонем) по фаунистическим критериям (Lucas et al., 2009). Серо-белые, местами с сиреневыми прослоями пески кызылкаинской свиты представлены в урезанном виде, их мощность не превышает 18 м. Обильная малакофауна и палинологические характеристики позволяют отнести отложения свиты к верхам эоцена. С учетом датирования вышележащей аксыирской свиты, а также палеомагнитной структуры (рис. 6б) кызылкаинскую свиту можно коррелировать с магнитохронами C18—C17 бартонского и низов приабонского ярусов Международной стратиграфической шкалы (МСШ).

Выше залегают серые, местами зеленоватые или коричневатые-серые глинисто-алевритистые отложения аксыирской свиты суммарной мощностью около 75 м. Озерный генезис подтверждается горизонтальной слоистостью и многочисленными находками пресноводной фауны. Свита богата остатками черепах, позволяющих выделять как минимум три ее уровня (Чхиквадзе, 1999). В нижней части (нижнеаксыирская подсвита) преобладают *Zaisanemys longicervicalis* и *Echmatemys orlovi*, тогда как в верхней части (верхнеаксыирская подсвита) отмечены *Ulutrionyx ninae*, *Echmatemys borisovi*, *Francedebroinella minuscula* (Данилов и др., 2017). В верхней и средней частях свиты появляются исполинские саламандры *Zaissanurus*, не выявленные в разрезе Калмакпай. Находки прединдрикотериевой фауны (Лавров, Бажанов, 1959; Lucas et al., 2009) и палинологические данные (Борисов, 1963) указывают на позднеэоцено-

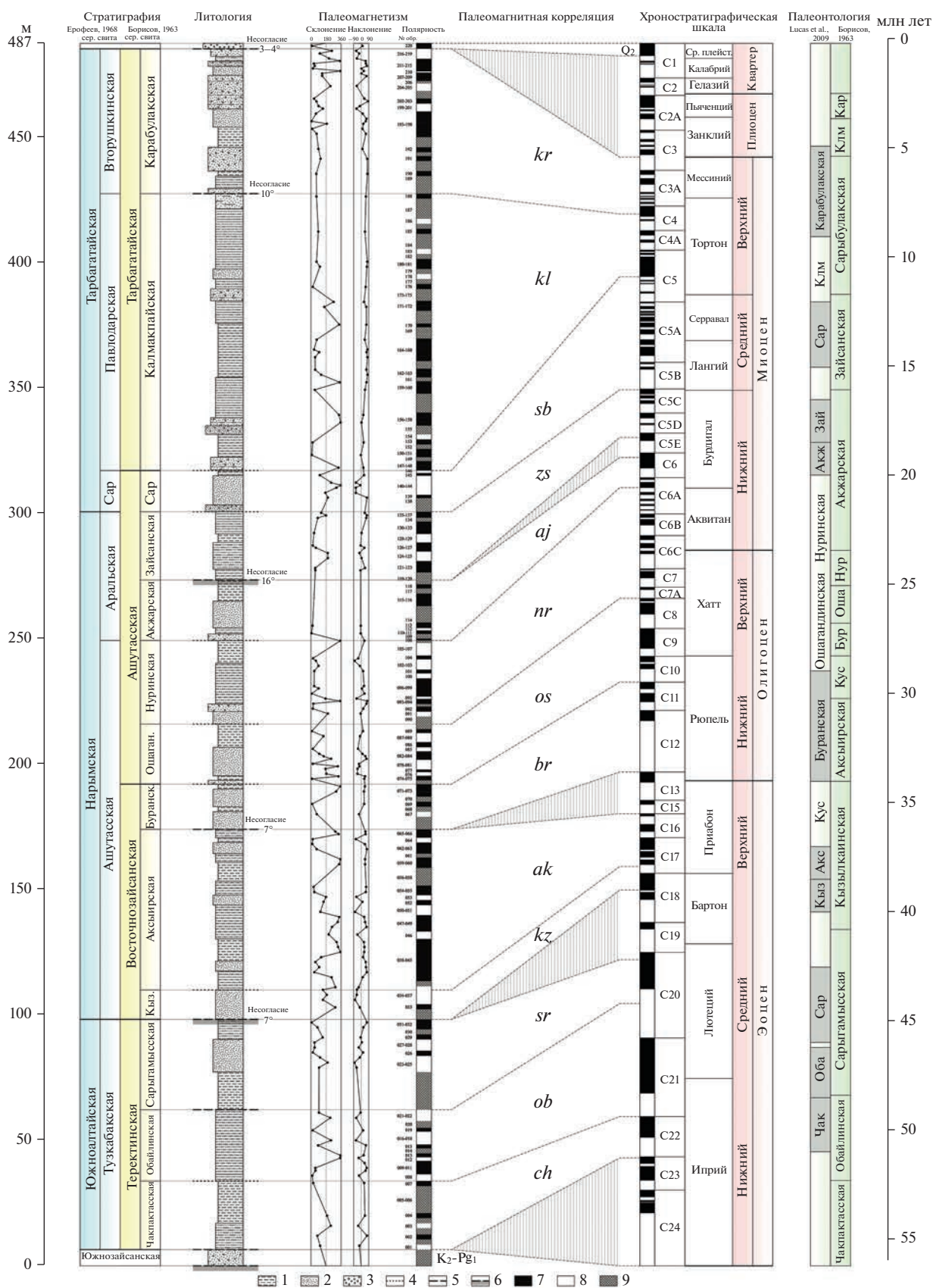
вый возраст отложений. Фауна аксыирской свиты с гигантскими носорогами *Zaisanamynodon* коррелируется с байинским/эргильским веком млекопитающих Азии (34—37 млн лет; Wang et al., 2019; Speijer et al., 2020) и относится к приабону МСШ. Частый характер (более 9 раз) смены знака намагниченности, длительность и последовательность эпизодов прямой намагниченности позволяют нам отнести отложения свиты к магнитохронам C17—C16 (рис. 6в).

В предгорьях хребта Сайкан, в частности в разрезе Калмакпай, отсутствуют глинисто-алевритистые отложения кустовской свиты, достигающие в восточной части Зайсанской впадины мощности 45 м и относившиеся ранее к среднему олигоцену (Борисов, 1963). В контексте современных корреляций данные отложения могут быть отнесены к терминальному эоцену (приабону). Фауна кустовской свиты, найденная в других разрезах Призайсання, позволяет оценить интервал перерыва в 2—3 млн лет. Эта фауна включает бронто-териев cf. *Epimanteosceras*, аминодонтных носорогов *Cadurcodon*, энтелодонтов, заподид, хомячьих *Eucricetodon* и др. (Gabounia, Chkhikvadze, 1997; Lucas et al., 2009). Фауна рептилий кустовской свиты из других местонахождений Зайсана также очень богата и по таксономическому составу черепах во многом сходна с таковой для верхнеаксыирской подсвиты (Чхиквадзе, 1999). Фауна кустовской свиты может быть отнесена к верхам эргильского/байинского века азиатской биохронологической шкалы и сопоставлена с магнитохронами C15—C13 приабонского яруса верхнего эоцена.

Буранская свита мощностью около 20 м с размывом залегает на аксыирской свите и представлена светло-серыми, местами зеленоватые-серыми песками и глинами озерного и, реже, озерно-речного генезиса. В отложениях буранской свиты впервые в кайнозойской истории обильными становятся остатки карповых рыб (Сычевская, 1986). Буранская свита разреза Калмакпай не охарактеризована остатками рептилий, однако они многочисленны в других местонахождениях этой свиты и включают около 6 различных таксонов черепах, а также остатки исполинских саламандр *Zaissanurus*, бесхвостых амфибий, ящериц и змей (Чхиквадзе, 1999). Разнообразная фауна млекопитающих включает аминодонтид *Cadurcodon*, гиенодонов, разнообразных кротовых, гетеросорицид *Gobiosorex*, зайцеобразных *Desmatolagus* и

Рис. 5. Палеомагнитная и литологическая колонки по результатам опробования разреза Калмакпай южного борта Зайсанской впадины (Восточный Казахстан).

1 — глинистые отложения; 2 — песчаные отложения; 3 — галечные отложения; 4 — поверхность размыва; 5 — несогласия; 6 — коры выветривания; 7—9 — намагниченность пород: 7 — прямая, 8 — обратная, 9 — не определена. Схема расчленения разреза и названия свит приняты по (Борисов, 1963). Сокращенные названия свит на рис. 5, 7 и 8: Акж — акжарская, Акс — аксыирская, Бур — буранская, Зай — зайсанская, Кар — карабулакская, Кзм — калмакпайская, Кус — кустовская, Кыз — кызылкаинская, Нур — нурина, Оба — обайлинская, Ошг — ошагандинская, Сар — сарыбулакская, Срг — сарыгамысская, Тур — турангинская, Чак — чакпактасская.



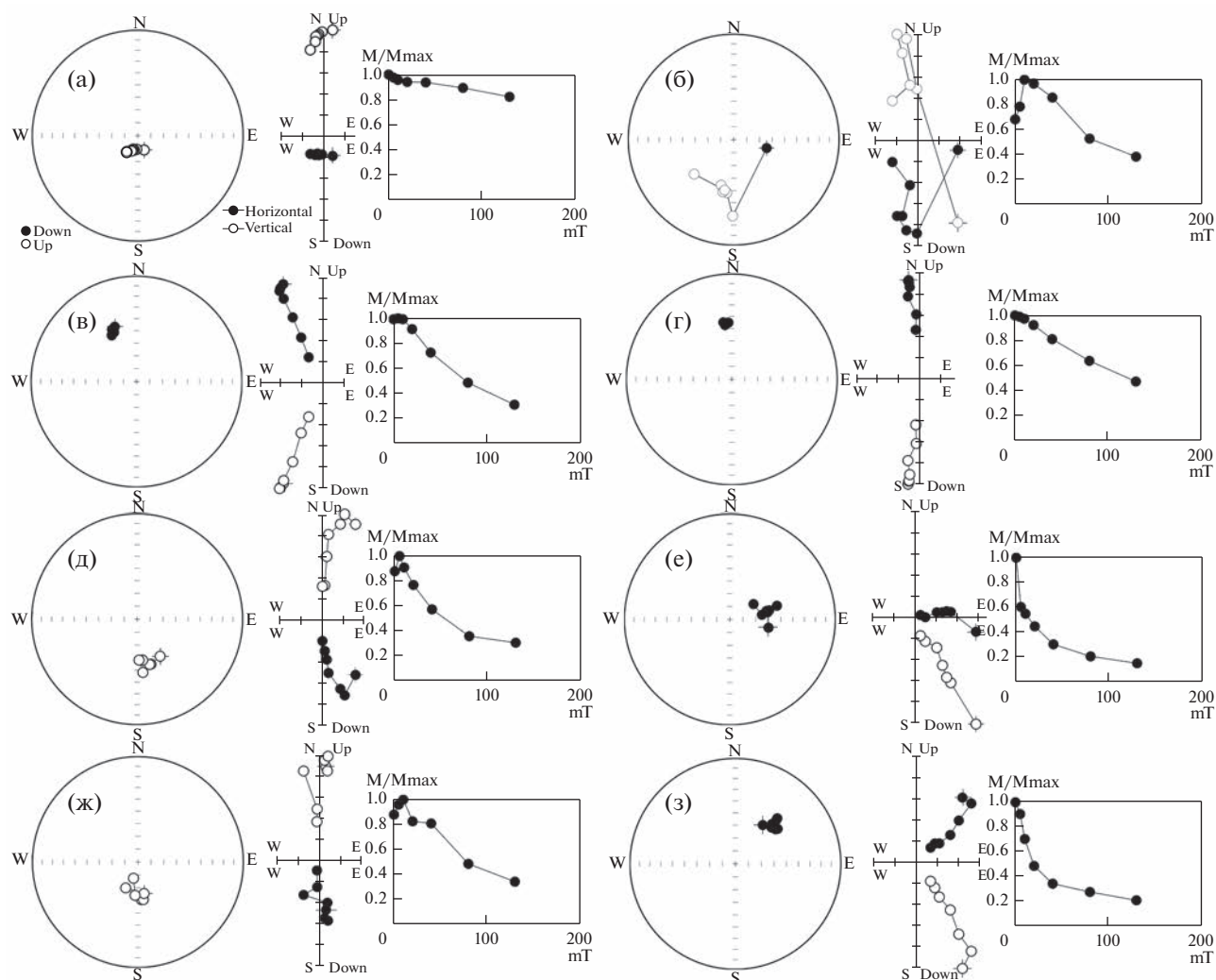


Рис. 6. Результаты магнитной чистки переменным полем. Примеры типичных стереограмм, диаграмм Зийдервельда и диаграмм размагничивания. Система координат стратиграфическая.

(а) — обр. 24, сарыгамысская свита; (б) — обр. 35, кызылкаинская свита; (в) — обр. 59, аксыирская свита; (г) — обр. 73, буранская свита; (д) — обр. 95, нурина свита; (е) — обр. 135, зайсанская свита; (ж) — обр. 140, сарыбулакская свита; (з) — обр. 159, калмакпайская свита.

Gobiolagus, а среди грызунов — хомяков *Cricetops* и *Eucricetodon*, ктенодактилид *Tataromys*, *Karakaromys* и *Boumomy*, аплодонтид *Prosciurus* и другие формы (Gabounia, Chkhikvadze, 1997; Lucas et al., 2009). Буранская фауна относится к шандгольскому веку (ранний олигоцен) млекопитающих Азии, нижняя возрастная граница которого оценивается в 33 млн лет (Spreijer et al., 2020). Верхним возрастным контролем служит отнесение ошагандинской свиты к хаттскому веку на основании палеофлористических данных (Борисов, 1963). Таким образом, буранская свита попадает в интервал рупельского яруса Международной стратиграфической шкалы. Небольшая мощность и простая палеомагнитная характеристика (рис. 6г) позволяют коррелировать свиту с магнитохронами C12–C11 (34–28 млн лет; Lucas et al., 2009).

Переходная зона от палеогена к неогену. Породы ашутасской серии отличаются весьма пестрым литологическим и гранулометрическим составом с преобладанием алевроитов и глин, с присутствием песков, реже гравийников и галечников. Серия начинается отложениями ошагандинской и нурина свит — серыми песками и алевроитами с прослоями зеленоватых или коричневатых глин, общей мощностью до 23 м, залегающими на отложениях буранской свиты с размывом. В основании серии повсеместно описывается слой галечников-валунников мощностью до 1 м. В связи с этим В.Л. Яхимович подразумевает длительный, до 6 млн лет, перерыв в осадконакоплении и этап тектонической активизации региона (Яхимович и др., 1993). На этом основании отложения ошагандинской и вышележащей нурина свит с обильными флористическими и фаунистическими

ми сборами В.Л. Яхимович склонна относить к аквитанскому ярусу миоцена (ортозона С6В). В галечниках содержатся описанные В.С. Зыкиным ветрогранники, подтверждающие предположение о длительном перерыве в осадконакоплении на границе буранской и ошагандинской свит (Зыкин, 2012). Песчано-глинистые озерные отложения нуринской свиты мощностью до 36 м залегают выше с размывом. Следует отметить постепенное истончение гранулометрического состава осадков от песков до алевроитов в их средней части и до глин — в верхней.

Мы склонны вслед за Б.А. Борисовым относить ошагандинскую свиту к верхнему олигоцену, а нуринскую — к верхам хатского яруса—аквитану по целому ряду причин. Во-первых, возраст ошагандинско-нуринского седиментационного интервала четко контролируется сверху биостратиграфическим возрастом подошвы вышележащей акжарской свиты (20 млн лет) и снизу возрастом кровли буранской свиты, оцениваемым в 29 млн лет (Lucas et al., 2009). При этом следует указать, что точное положение границы олигоцен—миоцена внутри нуринской свиты не может быть установлено достоверно. Во-вторых, подтверждением этих датировок служит оценка возраста широко известной ашутасской флоры, коррелируемой с хатским ярусом МСШ (23–27 млн лет). В-третьих, мы не обнаружили выраженного углового несогласия между отложениями буранской и ошагандинской свит, которое могло бы отвечать столь длительному (6 млн лет) этапу тектонической активизации (рис. 2). К тому же осадки обеих свит имеют озерный характер и, помимо пласта конгломератов в их основании, не содержат признаков грубой молассы. Обе свиты имеют чрезвычайно сложное магнитостратиграфическое строение (рис. 5, бд) и, учитывая приведенные выше фаунистические датировки, охватывают целый ряд ортозон в диапазоне от С10 до С6А.

Неогеновые отложения. Выше, также с размывом, залегают отложения акжарской (=жамангоринской) свиты нижнего миоцена. Отложения представлены желто-серыми, серыми озерными песками, истончающимися вверх по разрезу до серых или зеленовато-серых глин. Возраст данной свиты оценивался Б.А. Борисовым по фауне пресноводных моллюсков как ранне-среднемиоценовый. В.Л. Яхимович считала, что отложения свиты относятся к бурдигальскому (сакараульскому) ярусу миоцена (Яхимович и др., 1993). Герпетофауна акжарской свиты в разрезе Калмакпай не выявлена и представлена бедно в других местонахождениях, однако фауна черепах демонстрирует общие таксоны (*Kazachemys zaisanensis*, “*Testudo*” *paraskivi*) с таковой аральской свиты раннего миоцена. В акжарской свите найдены остатки териофауны шанваньского века, включающие *Alloptox*, *Bellatona*, *Sinologomys*, *Castoridae*, *Di-*

stylomys, *Heterosminthus*, *Protalactaga*, *Megacricetodon* и др. (Ербаева, 1994; Жажигин, Лопатин, 2000). Териофауна шанваньского века млекопитающих азиатской биохронологической шкалы, обнаруженная в акжарских отложениях, позволяет оценить их возраст в интервале от 20 до 15 млн лет (Deng et al., 2018). Находки шанваньской фауны и в вышележащей зайсанской свите дают возможность сузить оценку возраста акжарской свиты до интервала 20–19 млн лет. Палеомагнитная характеристика отложений свиты может соответствовать верхам ортозоны С6А, а главным образом ортозоне С6 — наиболее продолжительной нормально намагниченной ортозоне в пределах бурдигальского яруса нижнего миоцена. По отложениям акжарской свиты развита мощная (до 5 м) красноцветная кора выветривания.

Разрез наращивается серо-зелеными озерными глинами зайсанской свиты с сульфатно-карбонатным химическим составом, мощностью до 25 м, залегающими с глубоким размывом и угловым несогласием более чем в 16° на осадках акжарской свиты. Следует отметить, что все вышележащие отложения, вплоть до верхних карабулакских, отличаются повышенной карбонатизацией, что может свидетельствовать об аридизации климата. С учетом датирования нижележащей акжарской свиты в интервале 19–20 млн лет и очевидного стратиграфического перерыва между акжарскими и зайсанскими отложениями (кора выветривания и значительное угловое несогласие) мы датировем зайсанскую свиту концом раннего миоцена в интервале от 16 до 18 млн лет. Палеомагнитная характеристика с четырехкратной сменой полярности позволяет коррелировать свиту с магнитохрономиями C5D–C5C.

Выше, также с размывом, залегают отложения сарыбулакской свиты: желтые пески с прослоями и линзами гравийно-галечных конгломератов. Судя по погрубению отложений, мы предполагаем, что в эту эпоху тектонические движения усилились и осадконакопление происходило со значительными перерывами. Свита датируется по характерной фауне (Lucas et al., 2009) тунгурского века (15–11.5 млн лет) млекопитающих азиатской биохронологической шкалы ALMA (Deng et al., 2018). В дополнение к известным находкам, включающим *Alloptox*, *Bellatona*, *Amphilagus*, *Miopetaurista*, *Tschalimys*, *Microdyromys*, *Miodyromys*, *Prodryomys*, *Protalactaga grabau*, *Cricetodon*, последних *Heterosminthus* и др. (Шевырева, 1971; Ербаева, 1994; Kowalski, Shevyreva, 1997; Shevyreva, Baranova, 2003), нами были найдены остатки белки *Atlantoxerus*, находки которых известны в смежном районе Джунгарской впадины в Северо-Западном Китае в отложениях халамагайской формации низов среднего миоцена (Wei, 2010). В сарыбулакской свите разреза Калмакпай найдены “*Trionyx*” *jakhimovitchae* и *Protestudo darewskii*, ха-

рактерные и для других одновозрастных местонахождений Казахстана (Данилов и др., 2017). Несмотря на небольшую мощность свиты и ее относительно простую палеомагнитную характеристику с преобладанием обратной полярности, мы считаем, что время ее накопления соответствует одному из отрезков шкалы в интервале ортозон C5B, C5A, а также нижней части C5 (лангий, серравалий).

Разрез надстраивают залегающие также с несогласиями отложения калмакпайской и карабулакской свит тарбагатайской серии. Самые мощные в разрезе (до 120 м) красновато-коричневые глины калмакпайской свиты сформировались в результате относительно непродолжительного эпизода зайсанской озерной ингрессии. Тонкообломочные осадки свиты залегают на сарыбулакских песках с разрывом, но без углового несогласия, что свидетельствует о временном затихании тектонических движений. Датировки свиты ограничиваются ее положением в разрезе между перекрывающими осадками карабулакской свиты преимущественно мессинийского возраста и подстилающими среднемиоценовыми сарыбулакскими отложениями. Эти данные позволяют оценить время накопления калмакпайских осадков в интервале от 11 до 8 млн лет. Палеомагнитные данные дают возможность соотносить эти отложения с ортозонами C5—C4. Отметим обширную зону прямой намагниченности в нижней и средней частях свиты, которая соотносится нами с продолжительным интервалом прямой полярности в пределах ортозоны C5.

На калмакпайской свите с глубоким разрывом залегают отложения карабулакской свиты. Свиты разделены угловым несогласием, описанным в (Борисов, 1963; Зыкин, 2012). Данное несогласие оценено нами в 10° и является вторым по величине после несогласия между акжарской и зайсанской свитами. Отложения карабулакской свиты отличаются поглубением гранулометрического состава вверх по разрезу от глин до галечно-валунных конгломератов. Возраст свиты долгое время оценивался как плиоценовый (Борисов, 1963; Ерофеев, 1969; Яхимович и др., 1993; Трихунков и др., 2020). Вместе с тем данные Э.А. Вангенгейм и соавторов (1993) позволяют относить карабулакскую свиту к позднему миоцену. Эта точка зрения в настоящее время нам представляется наиболее обоснованной.

Стратиграфически важные формы млекопитающих включают *Adcrocuta eximia*, *hyaenictitherium*, *Machairodus kurti*, *Hipparion elegans*, *Sinothelium zaisanense*, *Palaeotragus* и др. Из карабулакской свиты в разрезе Калмакпай описаны птица *Urmiaornis orientalis* и черепаха *Protestudo illiberalis*. Последняя также обнаружена в рывовской свите раннего плиоцена Павлодара (Данилов и др., 2017). Однако в Павлодаре, по-видимому,

из этих же слоев известна фауна, относимая к новостаничной свите (Гайдученко, Чхиквадзе, 1985), ныне датируемой самым концом миоцена (Зыкин, 2012). Миоценовый возраст свиты подтверждается также сопоставлением фауны с подразделением китайской биохронологической шкалы — веком Баоде (5.3—7.25 млн лет), соответствующим европейскому туролию, т.е. понту—мессинию. Полученная нами палеомагнитная характеристика с учетом биостратиграфического контроля позволяет датировать карабулакские отложения в диапазоне от верхов ортозоны C4 до низов C3, что также противоречит возрастным оценкам В.Л. Яхимович с соавторами (1993).

Грубый, вплоть до галечно-валунных конгломератов, характер карабулакских отложений в разрезе Калмакпай, а также большое угловое несогласие с нижележащими элементами разреза свидетельствуют о самом интенсивном этапе тектонической активизации региона. За ним следует наиболее длительный перерыв в осадконакоплении, продолжительностью во весь плиоцен—ранний плейстоцен.

Верхи разреза сложены галечно-валунными конгломератами, лежащими с глубоким разрывом на отложениях карабулакской свиты (верхнеобийские конгломераты по Б.А. Борисову). Эти осадки лишены фауны, но по положению в разрезе впадины коррелируются с красноярской свитой среднего плейстоцена (по Ерофеев, 1969). Прямая намагниченность матрикса конгломератов позволяет отнести их к эпохе Брюнес и подтверждает вывод В.С. Ерофеева.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение магнитостратиграфических данных.

Сравнение новых палеомагнитных данных с данными предшественников (Данукалов и др., 1987; Яхимович и др., 1993) позволяет сделать несколько замечаний.

На данном этапе исследования мы воздерживаемся от сравнения палеогеновой части разреза по причине несоответствия в описываемых мощностях эоценовых—олигоценовых отложений. Так, в работе В.Л. Яхимович и соавторов (1993) приводится палеомагнитная характеристика кустовской свиты. Однако известно, что в разрезе Калмакпай данные отложения не представлены (Борисов, 1963; наши наблюдения). Поэтому остаются непонятны детали корреляции с данными Яхимович и соавторов. При этом аксырская свита олигоцена сопоставляется хорошо. И в данных предшественников, и в наших она характеризуется мощной зоной прямой полярности (рис. 7).

Гораздо более надежная корреляция наблюдается в палеомагнитной записи олигоценовых и миоценовых свит разреза Калмакпай. В верхней

части неогенового разреза основной проблемой корреляции является отнесение Яхимович и др. (1993) карабулакского интервала к эпохе Гильберт. Именно из этого авторы данной статьи исходили в возрастной интерпретации своих палеомагнитных данных, что, в свою очередь, повлияло и на возрастную оценку нижележащих свит. Хотя уже к 1990-м гг. прошлого века стало ясно, что фауна карабулакской свиты относится к позднему миоцену, а не к раннему плиоцену (Вангенгейм и др., 1993). Как отмечалось выше, с учетом биохронологических данных, карабулакский интервал можно сопоставить с магнитохронами C3 и C4. Отсюда следует удревание калмакпайской свиты, имеющей менее информативную биостратиграфическую характеристику. Несоответствия в интерпретации положения границы олигоцена—миоцена Яхимович и др. и авторами настоящей работы описаны выше.

В целом можно заключить, что характеристики намагниченности пород, полученные предшественниками и нами, сходны; отличается лишь их возрастная оценка. Однако одних палеомагнитных данных недостаточно для возрастной интерпретации. Ввиду полного отсутствия в разрезах впадины материалов для определения абсолютного возраста пород, датирование отложений опирается на биостратиграфию в сочетании с магнитостратиграфией. При этом палеомагнитные данные чаще всего позволяют лишь уточнить биостратиграфические. Ввиду значительных изменений в биостратиграфии региона за последние 30 лет мы смогли существенно скорректировать и магнитостратиграфические оценки возраста отложений Зайсанской впадины.

История новейшего развития Зайсанской впадины. Формированию современной Зайсанской впадины предшествовал длительный мезозойский этап планации герцинских складчатых сооружений. Его результатом стало формирование позднемиоловой поверхности выравнивания и структурного элювия южнозайсанской свиты. Установлено наличие данной поверхности на водоразделах Саура и Тарбагатай, а также присутствие ее и перекрывающей коры выветривания на дне наиболее опущенного Зайсан-Саурского домена впадины (рис. 2, 8). Это свидетельствует об отсутствии впадины и окружающих ее горных сооружений на предорогненном этапе вплоть до начала палеоцена. Этот вывод согласуется с утверждением А.Н. Обухова о том, что все впадины Джунгарии в начале кайнозоя составляли единую осадочную депрессию, сочленявшуюся на юге с Таримским бассейном (Обухов, 1997).

В палеоцене локализация осадконакопления южнозайсанской свиты, представляющей собой переотложенный элювий, свидетельствует о начале формирования Саур-Тарбагатайского свода, первичном прогибании Зайсанской мульды и по-

явлении в ней первичного озера. Вероятно, причиной заложения свода стало усиление латерального давления со стороны Джунгарской микроплиты. К середине раннего эоцена эти процессы привели к расширению Зайсанского озерного бассейна до границ современной впадины, а местами и дальше на юг в пределы нынешних предгорий Саура-Тарбагатай.

В конце раннего—начале среднего эоцена вдоль южного борта Зайсанской мульды активизировались движения по древней широтной Манрак-Сайканской разломной зоне. Это доказывается формированием конседиментационных приразломных складок в осадках обайлинской и сарыгамысской свит. Мы предполагаем, что данные подвижки на рубеже среднего—позднего эоцена привели к незначительному поднятию южного борта впадины и перерыву в озерном осадконакоплении. Результатом этого стало выпадение из разреза Калмакпай конуркуринской и чайбулакской свит, а также формирование углового несогласия в 7° и коры выветривания по отложениям сарыгамысской свиты. Также мы предполагаем, что положение Манрак-Сайканской разломной зоны в вогнутой части Зайсан-Саурской складки основания ограничило возможности вертикальных разломных смещений (рис. 2). Их накопленная амплитуда за кайнозойское время не превышает 200–300 м.

На протяжении бартона—раннего бурдигала череда озерных трансгрессий Зайсана покрывала все домены впадины вплоть до подножий современных Южного Алтая на севере и Саур-Тарбагатай на юге. Территория современной Манрак-Сайканской зоны поднятий полностью перекрывалась озером, что свидетельствует об отсутствии передовых хребтов Манрак, Уйдене и Сайкан на этом этапе. Это доказывается наличием озерных толщ возрастом вплоть до раннего миоцена в Чиликтинской, Кендерлыкской и Уйдененской внутригорных впадинах. Озерные осадки всех свит данного стратиграфического интервала в разрезе Калмакпай залегают друг на друге с размывом вследствие частых регрессий, что указывает на слабое прогибание впадины и малые глубины озерного бассейна. Медленные поднятия на южном борту впадины продолжались, о чем свидетельствуют небольшие угловые несогласия между свитами этого стратиграфического интервала.

Новый этап в неотектоническом и палеогеографическом развитии региона начался с середины бурдигала. В разрезе Калмакпай он отражен в самом крупном угловом несогласии в 16° между акжарской и зайсанской свитами, сформировавшемся за относительно короткий временной интервал около 1 млн лет (рис. 5). По осадкам акжарской свиты развита красноцветная кора выветривания, и все выше лежащие элементы разреза отличаются

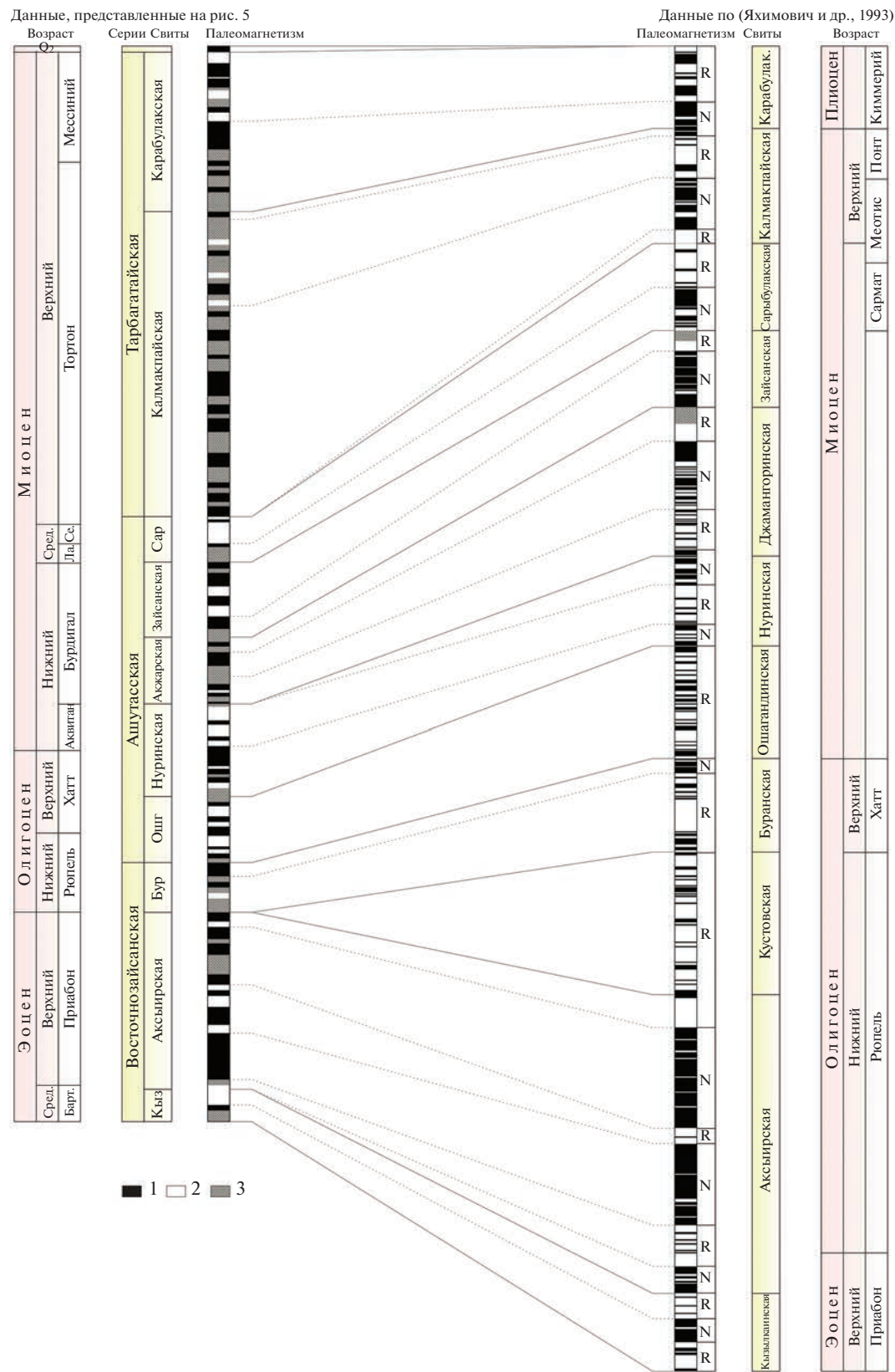


Рис. 7. Сопоставление результатов палеомагнитного опробования разреза Калмакпай с данными предшествующих исследований (Яхимович и др., 1993). Намагниченность пород: 1 – прямая, 2 – обратная, 3 – не определена. Сокращенные обозначения свит см. на рис. 5.

повышенной карбонатизацией. Эти факты могут свидетельствовать об аридизации климата, в условиях которого орогенные деформации не произвели больших объемов грубой молассы. Этим можно объяснить тонкий характер озерных отложений вышеназванных свит, разделенных столь амплитудным несогласием.

На этом же этапе происходит обособление доменов внутри впадины, вызванное активизацией региональной Чингиз-Тарбагатайской правосдвиговой зоны: крайние Аягоз-Тарбагатайский и Иртыш-Нарынский домены стали испытывать воздымание относительно центра впадины. Аягоз-Тарбагатайский домен был поднят до среднегорных высот и, фактически, выведен из состава впадины. В пределах Иртыш-Нарынского домена прервалось озерное осадконакопление, и отложения тарбагатайской серии в его пределах не развиты (рис. 1). Два центральных домена — Бугаз-Тарбагатайский и особенно Зайсан-Саурский — испытали дополнительное погружение. Отчасти оно может объяснить феномен накопления здесь мощнейшей тарбагатайской серии. Ее формирование заняло относительно короткий временной промежуток от 11 до 5 млн лет, однако при этом в осевой части впадины за данный период накопилась половина ее осадочного разреза (рис. 8). Также это может объясняться обособлением хребтов Саура и Тарбагатая, разделивших на блоки единый прежде Саур-Тарбагатайский свод. Хребты заложались в поднятых крыльях надвигов, компенсирующих сдвиговые смещения по ветвям Чингиз-Тарбагатайской зоны (рис. 1), и замкнули впадину с юга, что могло послужить причиной аридизации климата вследствие возникновения котловинного эффекта. Аридизация доказывается формированием красноцветной коры выветривания по акжарской свите, красноцветностью самой мощной во впадине калмакпайской свиты, а также повышением карбонатизации озерных осадков тарбагатайской серии в целом. В свою очередь, иссушение климата могло привести к сокращению проективного покрытия растительности внутри впадины и усилению эрозии временных водотоков. Область размыва в пределах впадины увеличилась, а площадь озерного бассейна, напротив, сократилась. Усилившийся размыв поднимавшихся бортов впадины, сложенных рыхлыми отложениями области недавней озерной седиментации, обеспечил аномальную скорость осадконакопления, максимальную мощность и при этом тонкий характер осадков в пределах центральных доменов, особенно Зайсан-Саурского.

В конце данного этапа происходит погружение отложений тарбагатайской серии, вплоть до галечно-валунных конгломератов верхов карабулакской свиты. Это свидетельствует о начале ускорения поднятий хребтов, окружающих впадину. Этот процесс происходил импульсно: выделяются фазы

активизации в сарыбулакское и позднекарабулакское время, которым в разрезе отвечают наиболее грубые фракции осадков (рис. 5) и угловые несогласия; очевидно, время накопления зайсанской и калмакпайской свит отвечает периодам относительного тектонического покоя.

Следующий этап развития впадины, охватывающий весь плиоцен и ранний плейстоцен, охарактеризовался перерывом в накоплении разреза Калмакпай. Мы связываем это с подъемом передовых Сайканского, Уйдененского и Манракского хребтов. Плиоцен-четвертичный возраст хребтов доказывается antecedentным характером пересекающих их долин рек Кендерлык, Уйдене, Тайжуген, Кусто и других, при учете того, что во внутригорных впадинах к югу от этих хребтов переречисленные реки размывают неогеновые озерные осадки (рис. 1). Передовые поднятия привели к еще большему сокращению озерного бассейна и его локализации в пределах центрального Зайсан-Саурского домена, фактически в современных очертаниях оз. Зайсан. Обособление и поднятие передовых хребтов объясняется распространением дифференцированных блоковых движений, осложняющих Саур-Тарбагатайский свод, внутрь впадины. Наиболее поднятый передовой хребет Сайкан имеет асимметричный поперечный профиль, поскольку заложен в поднятом крыле амплитудного Южно-Сайканского ретронадвиг Манрак-Сайканской зоны разломов (рис. 2). Данный разлом наследует ослабленную зону на северном ограничении эпигерцинской Кендерлыкской впадины. Наибольшее поднятие хребта Сайкан среди передовых хребтов Зайсанской впадины объясняется унаследованным развитием данного разлома, а также расположением хребта на главной оси латерального сжатия между Джунгарской микроплитой и Алтайским орогеном. Структуры типа Сайкана можно охарактеризовать как клинья выжимания (рис. 2).

Современный этап развития впадины начался в среднем плейстоцене. Он характеризуется, во-первых, еще большим ускорением орогенных поднятий, во-вторых, похолоданием и началом череды плейстоценовых оледенений. Эти факторы привели к повсеместному распространению мощной толщи грубой молассы, генезис которой различен в разных областях ее накопления. В сайканском сегменте грубообломочные аналоги верхнеобийских конгломератов не могут считаться мореной или продуктами ее переотложения по следующим причинам. На хребте Сайкан отсутствуют следы четвертичных оледенений (кары, троговые долины и др.), широко распространенные на хребте Саур. Ледники Саура и их отложения не распространялись за пределы северного склона этого хребта. Продукты перемыва морены могли выноситься в Зайсанскую впадину только через единственное в хребте Сайкан antecedentное ущелье

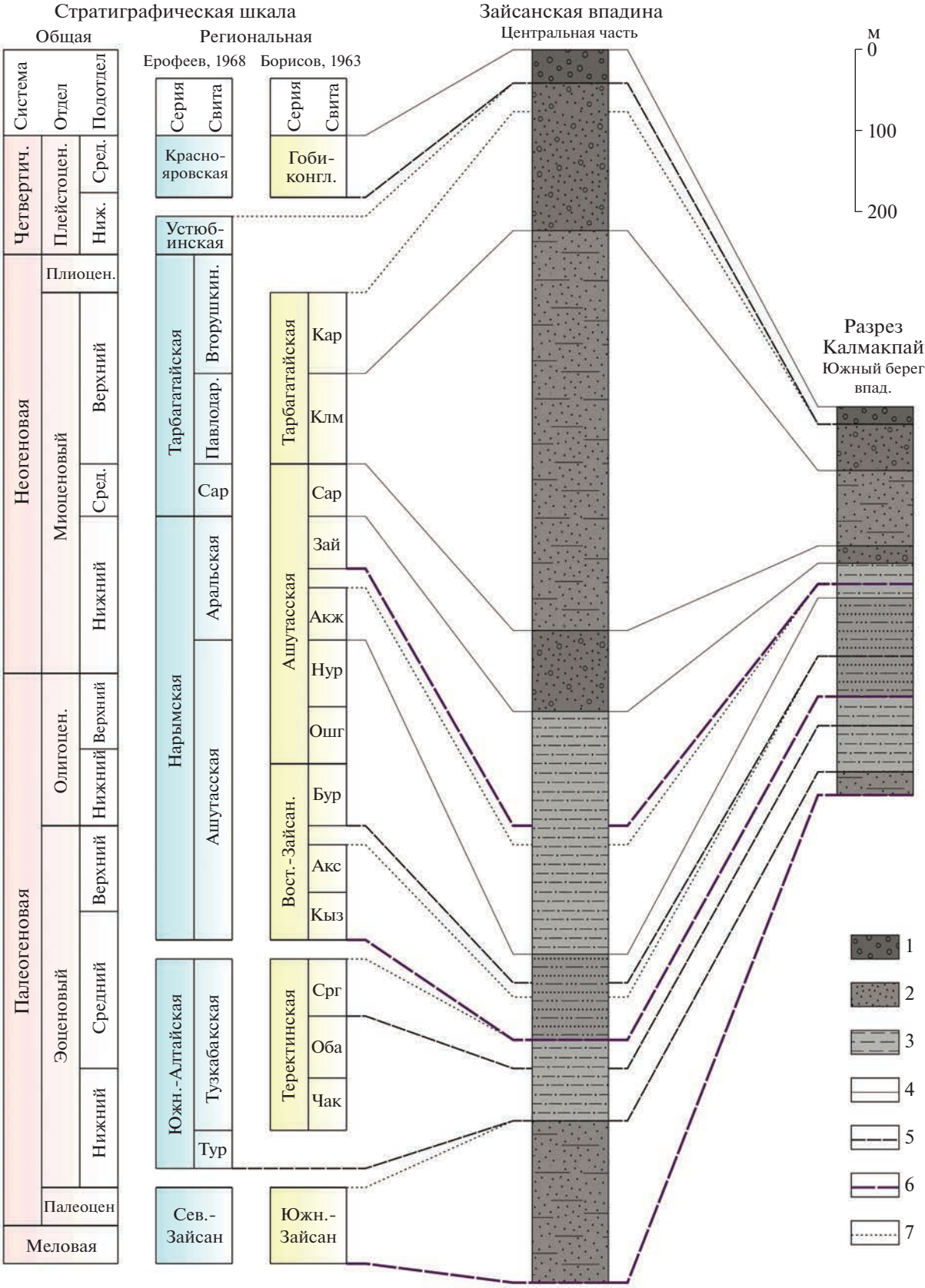


Рис. 8. Сопоставление разрезов центральной части Зайсанской впадины (Даировская скважина) и южного борта впадины (разрез Калмакпай).

1 — галечные отложения; 2 — песчанистые отложения; 3 — глинистые отложения; 4 — перерывы и незначительные размывы; 5 — значительные размывы с несогласием; 6 — коры выветривания; 7 — нижние границы интервалов разреза, отсутствующих в пределах борта впадины (в разрезе Калмакпай). Сокращенные обозначения свит см. на рис. 5.

р. Кендерлык (рис. 1). Эта долина располагается в 11 км западнее разреза Калмакпай и отделена от последнего несколькими возвышенными водоразделами. Таким образом, происхождение грубообломочных верхнегобийских конгломератов в разрезе Калмакпай может быть объяснено только активизацией роста и размыва хребта Сайкан в среднем плейстоцене.

Усиление роста горных сооружений в раннем и, особенно, в среднем плейстоцене, помимо Саура-Тарбагатая, также установлено на Большом Кавказе (Trikhunkov et al., 2021) и в других частях Альпийско-Гималайского пояса. Это подтверждает идею о плейстоценовом ускорении роста внутриконтинентальных орогенов Евразии. Причины этого ускорения В.Г. Трифонов и соавторы не связывают напрямую с коллизионным сжатием, а объясняют воздействием активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенические пояса южной и центральной Евразии. Изостатическая реакция на разуплотнение верхов мантии и иные глубинные преобразования, вероятно, обусловили в плиоцене—квартере также углубление ряда впадин и усиление поперечной сегментации пояса (Трифонов и др., 2012).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования и анализ полученных данных привели к следующим выводам:

1. Зайсанский прогиб и его южное горное обрамление в региональном масштабе представляют собой результат пологого изгиба земной коры (складку основания большого радиуса) на главной оси латерального сжатия между Джунгарской микроплитой и Алтайским орогеном. Внутренняя структура впадины осложнена тектоникой диагональных взбросо-сдвигов — ветвей Чингиз-Тарбагатойской зоны разломов, делящих впадину на систему ромбовидных доменов. Различное развитие доменов на новейшем этапе контролировало эволюцию Зайсанского озерного бассейна и осадконакопление в пределах впадины.

2. История развития Зайсанской впадины делится на несколько этапов. Установлено, что на рубеже мела—палеоцена на месте впадины располагался пенеплен с корой выветривания. К палеоцену относится первичное прогибание Зайсанской мульды и появление озерного бассейна, который к началу эоцена распространился на территории, занятые современными подножиями Алтая на севере и Саур-Тарбагатай на юге. Медленное

малоамплитудное сводовое поднятие бортов и прогибание центра впадины, а также череда трансгрессий-регрессий Зайсанского озерного бассейна происходили вплоть до раннего миоцена.

В середине бурдигала активизация подвижек по ветвям Чингиз-Тарбагатойской зоны разломов привела к делению впадины на домены с разным характером развития. Озерная седиментация локализовалась в пределах двух центральных доменов, южные части которых начали подниматься в виде первичных хребтов Саура и Тарбагатая, усиливших изоляцию впадины и аридизацию ее климата. Сокращение озерного бассейна, усилившийся и увеличившийся по площади размыв поднимающихся бортов впадины, сложенных рыхлыми отложениями области недавней озерной седиментации, обеспечили лавинное осадконакопление, максимальную мощность и при этом тонкообломочный характер осадков тарбагатойской серии. Плиоцен-раннеплейстоценовый этап развития охарактеризовался перерывом в осадконакоплении на бортах впадины и сокращением озера до очертаний, близких к современным. Мы связываем это с началом подъема передовых Сайканского, Уйдененского и Манракского хребтов.

3. Современный этап развития впадины начался в среднем плейстоцене и характеризуется, во-первых, еще большим ускорением орогенных поднятий, а во-вторых, похолоданием. Оба этих фактора стали причиной череды плейстоценовых оледенений Саур-Тарбагатай и Алтая. Это согласуется с данными о среднеплейстоценовом ускорении роста других горных сооружений Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского подвижных поясов.

4. Синтез био- и магнитостратиграфии кайнозой разреза Калмакпай позволяет уточнить положение границы эоцена и олигоцена между аксырской и буранской свитами, границы олигоцена и миоцена между буранской и акжарской свитами, а карабулакскую свиту в полном объеме отнести к позднему миоцену.

Благодарности. Коллектив авторов выражает благодарность М.М. Кравченко и

Е.М. Сапаргалиеву (Алтайский геолого-экологический институт, г. Усть-Каменогорск, Казахстан), а также В.Г. Трифонову (Геогический институт РАН, г. Москва, Россия) за ценные консультации и помощь в организации полевых работ и подготовке данной статьи.

Источники финансирования. Анализ общей геологической ситуации выполнен в рамках работ по бюджетной теме ГИН РАН № FMMG-2023-0006. Привязка разрезов отложений к Международной стратиграфической шкале выполнена в рамках работ по бюджетной теме ГИН РАН № FMMG-2023-0001. Все остальные исследования проведены и статья подготовлена при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00441.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л.: ОНТИ, 1935. 265 с.
- Ахметьев М.А. Флоры Зайсанской впадины на рубеже эоцена и олигоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 76—85.
- Байшашов Б.У., Мелдебеков А.М., Абдрахманова Л.Т. К истории палеонтологических исследований кайнозоя Зайсанской впадины // Изв. НАН Респ. Казахстан. Сер. биол. и мед. 2016. № 2. С. 5—13.
- Борисов Б.А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л.: ВСЕГЕИ, 1963. С. 11—75.
- Борисов Б.А. Стратиграфия нижне-среднеэоценовых отложений Зайсанской впадины // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 142—180.
- Буланов С.А. Рельеф Центрально-Азиатского горного пояса и механизмы его формирования. Автореф. дисс. ... докт. географ. наук. М.: ИГРАН, 2005. 37 с.
- Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Година А.Я., Дмитриева Е.Л., Жезалло В.И., Сотникова М.В., Тлеубердина П.А. О возрасте фауны млекопитающих из формации Карабулак реки Калмакпай (Зайсанская впадина, Западный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 38—45.
- Василенко В.К. Геологическая история Зайсанской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 276 с.
- Великовская Е.М. Плиоценовые отложения юго-западного Алтая и Зайсанской котловины. М.: Изд-во МГУ, 1964. 80 с.
- Венус Б.Г., Верзилин Н.Н., Кянсеп-Ромашкина Н.П., Мироненко О.А., Толстикова Н.В., Стариков В.П., Станкевич Е.С., Шевырева Н.С., Чхиквадзе В.М. Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. 184 с.
- Габуния Л.К. Краткий обзор фаун палеогеновых млекопитающих Зайсанской впадины // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 124—141.
- Габуния Л.К., Гуреев А.А., Ефимов М.Б., Сычевская Е.К., Толстикова Н.В., Чхиквадзе В.М., Шевырева Н.С., Борисов Б.А. Фауна палеогена Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя СССР. Л.: Недра, 1983. С. 98—115. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 322).
- Гайдученко Л.Л., Чхиквадзе В.М. Первая находка остатков каймановой черепахи в неогеновых отложениях Павлодарского Прииртышья // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 116—118.
- Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1 : 2500000. М.: ГУГК, 1987. 16 л.
- Государственная геологическая карта СССР. Серия Чингиз-Саурская. Лист L-44-VI, XII. Масштаб 1 : 200000. Ред. Поникаров В.П. Всесоюзный Аэрогеологический трест, 1959.
- Государственная геологическая карта СССР. Серия Чингиз-Саурская. Лист L-45-I. Масштаб 1 : 200000. Ред. Авров Д.П. Восточно-Казахстанское геологическое управление, 1961а.
- Государственная геологическая карта СССР. Серия Чингиз-Саурская. Лист L-45-II. Масштаб 1 : 200000. Ред. Хисамутдинов М.Г. Восточно-Казахстанское геологическое управление, 1961б.
- Данилов И.Г., Сыромятникова Е.В., Суханов В.Б. Ископаемые позвоночные России и сопредельных стран. Ископаемые рептилии и птицы. Ч. 4. М.: ГЕОС, 2017. С. 27—395.
- Данукалов Н.Ф., Яхимович В.Л., Кондручина Л.С. Палеомагнитная характеристика карабулакской и калмакпайской свит опорного разреза на р. Калмакпай в Зайсанской впадине // Аллохтонные структуры в земной коре и связь с ними полезных ископаемых. Уфа: БФАН СССР, 1987. С. 19—26.
- Ербаева М.А. Стратиграфическое распространение зайцеобразных (Lagomorpha, Mammalia) в третичных отложениях Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеотериология. М.: Наука, 1994. С. 65—78.
- Ербаева М.А. Палеогеновые зайцы (Leporidae, Lagomorpha) из Зайсанской впадины // Палеонтол. журн. 1999. № 5. С. 83—87.
- Ербаева М.А., Тютькова Л.А. Пищуховые (Ochotonidae, Lagomorpha) из местонахождений Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Селевиния. 1999. № 12. С. 134—139.
- Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука (КазССР), 1969. 167 с.
- Зайсанская опорная скважина: Восточно-Казахстанская область. Ред. Василенко В.К., Левченко И.Г. Л.: Гостоптехиздат, 1962. Вып. 187. 150 с.
- Зажигин В.С., Лопатин А.В. История Dipodoidea (Rodentia, Mammalia) в миоцене Азии. 1. Heterosminthus (Lophocricetinae) // Палеонтол. журн. 2000. № 3. С. 90—102.
- Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2012. 487 с.
- Ильинская И.А., Кянсеп-Ромашкина Н.П., Панова Л.А., Борисов Б.А. Палеогеновая флора Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1983. Т. 322. С. 116—127.
- Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1 : 2500000. Ред. Герасимов И.П., Сидоренко А.В. М.: Мингео СССР, АН СССР, 1971. 8 л.
- Криштофович А.Н., Палибин И.В., Шапаренко К.К., Ярмоленко А.В., Байковская Т.Н., Грубов В.И., Ильинская И.А. Олигоценовая флора горы Ашутас в Казахстане // Тр. БИН АН СССР. 1956. Т. 8. № 1. С. 1—180.
- Кянсеп-Ромашкина Н.П. Харовые водоросли // Палеолимнология Зайсана. Ред. Мартинсон Г.Г., Кянсеп-Ромашкина Н.П. Л.: Институт озероведения АН СССР, 1980. С. 97—124.
- Лавров В.В., Бажанов В.С. Результаты геолого-палеонтологических исследований третичных толщ Зайсанской впадины (предварит. сообщ.) // Вестник АН Каз. ССР. 1959. № 1. С. 55—59.

- Лавров В.В., Ерофеев В.С. Стратиграфия третичных толщ Зайсанской впадины // Вестник АН Каз. ССР. 1958. № 11. С. 68–82.
- Лискун И.Г. Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. М.: Наука, 1975. 171 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 227).
- Местонахождения ископаемых позвоночных фанерозоя Казахстана. Ред. Глеубердина П.А. Справочник для палеонтологов, геологов, биологов. Алматы: Министерство образования и науки Республики Казахстан, 2017. 300 с.
- Нехорошев В.П. Четвертичные отложения хребта Саура и прилегающей части Зайсанской котловины и их связь с оледенением // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. 1932. Вып. II. С. 29–46.
- Нехорошев В.П. Хребет Саур // Очерки по геологии Сибири. Л.: Ин-т геол. наук АН СССР, 1941. Вып. 9. 212 с.
- Обухов А.Н. Манракская взбросо-надвиговая зона в Зайсанской впадине и ее нефтегазоносность // Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1990. С. 151–158.
- Обухов А.Н. Гравитационная геодинамика нефтегазоносных бассейнов подвижных зон земной коры. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГиРГИ, 1997. 52 с.
- Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. Отв. ред. Коржуев С.С. М.: Наука, 1975. 264 с.
- Палибин И.В. К изучению ископаемой флоры Аштута // Флора и систематика высших растений. Докл. Ботанического ин-та АН СССР. 1933. Вып. 1. С. 47–51.
- Скучас П.П., Резвый А.С., Ефимов М.Б. Надотряд Stenodactyliformes // Ископаемые позвоночные России и сопредельных стран. Ископаемые рептилии и птицы. Ч. 3. Ред. Курочкин Е.Н., Лопатин А.В., Зеленков Н.В. М.: ГЕОС, 2015. С. 17–45.
- Сычевская Е.К. Пресноводная палеогеновая ихтиофауна СССР и Монголии. М.: Наука, 1986. 157 с.
- Глеубердина Ф.А. Основные местонахождения гиппарионовой фауны Казахстана и их биостратиграфическая корреляция // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Изд-во КазССР, 1988. Т. 10.
- Толстикова Н.В. Моллюски древних озер Зайсанской впадины (юго-восточный Казахстан, мел, палеоген, миоцен) // Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л.: Наука, 1976. С. 51–232.
- Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3–21.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.
- Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М., Сыромятникова Е.В., Латышев А.В., Сапаргалиев Е.М., Кравченко М.М., Азельханов А.Ж. Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2020. № 2. С. 85–101.
- Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. № 6. С. 3–15.
- Халимов Э.М., Силич А.М., Обухов А.Н. Результаты нефтепоисковых работ в Зайсанской впадине // Геология нефти и газа. 1991. № 10. С. 11–14.
- Чхиквадзе В.М. Третичные черепахи Зайсанской котловины. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 92 с.
- Чхиквадзе В.М. История развития палеогеновой герпетофауны СНГ // Проблемы палеобиологии (Тбилиси). 1999. Т. 1. С. 256–279.
- Чхиквадзе В.М. Событийная геология: “Grand Coupure” в Казахстане на рубеже эоцена и олигоцена // Матер. научно-практической конф. “Палеонтологические памятники природы – природное наследие: изучение, перспективы исследований и проблемы сохранения”. Павлодар, 2008. С. 112–117.
- Шевырева Н.С. Первая находка в СССР грызунов семейства Mylagaulidae // Сообщ. АН ГССР. 1971. Т. 62. С. 481–484.
- Шевырева Н.С. Палеогеновые грызуны Азии. М.: Наука, 1976. С. 1–96 (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 158).
- Шевырева Н.С. Новые раннепалеогеновые грызуны Зайсанской впадины // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 77–114.
- Яхимович В.Л., Борисов Б.А., Сулейманова Ф.И., Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфическая шкала кайнозоя Зайсанской впадины и ее биостратиграфическое обоснование. Уфа: УНЦ РАН, Ин-т геологии АН Респ. Башкортостан, 1993. 68 с.
- Akhmetiev M.A., Lopatin A.V., Sytchevskaya E.K., Popov S.V. Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene: Part 4. Late Oligocene–Early Miocene: Terrestrial Biogeography, Conclusions // Paleontol. J. 2005. V. 39. Suppl. 1. P. S1–S54.
- Consortium for Spatial Information (CGIAR-CS1), SRTM 90m Digital Elevation Database v 4.1, 2017. Available from: URL: <http://srtm.csi.cgiar.org>. Accessed: March 10, 2022.
- Deng Chenglong, Hao Qingzhen, Guo Zhengtang, Zhu Rixiang. Quaternary integrative stratigraphy and timescale of China // Science China. Earth Sciences. 2018. V. 62. P. 1–25.
- Emry R.J., Lucas S.G., Tjutkova L., Wang B. The Ergilian–Shandgolian (Eocene–Oligocene) transition in the Zaysan basin, Kazakhstan // Bull. Carnegie Museum. 1998. V. 34. P. 298–312.
- Enkin R.J. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994.
- Gabounia L. Contribution a la connaissance des Mammifères paléogènes du Bassin de Zaïssan (Kazakhstan central) // Geobios. 1977. V. 10. Suppl. 1. P. 29–37.
- Gabounia L., Chkhikvadze V. Aperçu sur les faunes de vertébrés du Paléogène de la région de Zaïssan (Kazakhstan de l’est) // Actes du Congrès BiochroM’97. Mémoires et Travaux de l’E.P.H.E. Eds. Aguilar J.-P., Legendre S., Michaux J. Institut de Montpellier. 1997. V. 21. P. 193–203.
- Google Earth. URL: <http://www.earth.google.com>. Accessed: May 10, 2022.
- Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. R. Astronom. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
- Kovalchuk O., Divay J.D., Barkaszi Z., Sinita M.V., Vasilyan D., Stefaniak K. New data on the Miocene vertebrate assemblage of the Zaysan Basin (Central Asia) with implications for biostratigraphy, paleoecology, and paleobiogeography // J. Vertebrate Paleontol. 2022. V. 42. P. 1–18.
- Kowalski K., Shevyreva N.S. Gliridae (Mammalia: Rodentia) from the Miocene of the Zaisan Depression (Eastern Kazakhstan) // Acta Zool. Cracov. 1997. V. 40. № 2. P. 199–208.

- Lucas S.G., Kordikova E.G., Emry R.J. Upper Cretaceous–Paleocene stratigraphy and vertebrate paleontology in the Zaysan Basin, Kazakhstan // *J. Vertebrate Paleontol.* 1995. V. 15. P. 41A.
- Lucas S.G., Emry R.J., Bayshashov B.U. Zaisanamynodon, a late Eocene amynodontid (Mammalia, Perissodactyla) from Kazakhstan and China // *Tertiary Res.* 1996. V. 17. P. 51–58.
- Lucas S.G., Emry R.J., Bayshashov B.U., Tyutkova L.A. Cenozoic mammalian biostratigraphy and biochronology in the Zaysan Basin, Kazakhstan // *Papers on geology, vertebrate paleontology, and biostratigraphy in honor of Michael O. Woodburne*. Ed. Albright L.B. III. Flagstaff, Museum of Northern Arizona Bull. 2009. V. 65. P. 621–633.
- Meng J., Ye J., Wu W.-Y., Ni X.-J., Bi S.-D. The Neogene Dingshanyanchi Formation in Northern Junggar Basin of Xinjiang and its stratigraphic implications // *Vertebrate Palasiatica*. 2008. V. 46. P. 90–110.
- Shevyreva N.S., Baranova G.I. Sciuromorpha (Rodentia) from the Miocene of Zaisan Depression, Eastern Kazakhstan // *Russ. J. Theriol.* 2003. V. 2. № 1. P. 1–13.
- Speijer R.P., Pälike H., Hollis C.J., Hooker J.J., Ogg J.G. The Paleogene Period // *Geological Time Scale*. Ed. Gradstein F.M. 2020. V. 2. P. 1087–1140.
- Suiekpayev Y., Sapargaliyev Y., Dolgoplova A., Seltmann R., Raspopov A., Bekenova G., Predictive estimate of Ti–Zr placer deposits in Mesozoic and Cenozoic sediments at NW margins of the Zaysan basin, East Kazakhstan // *News of the Academy of Sciences. Series of Geology and Technical Sciences of the Republic of Kazakhstan*. 2019. V. 434. № 2. P. 6–14.
- Suiekpayev Y.S., Sapargaliyev Y.M., Dolgoplova A.V., Pirajno F., Seltmann R., Khromykh S.V., Bekenova G.K., Kotler P.D., Kravchenko M.M., Azelkhanov A.Zh. Mineralogy, geochemistry and U–Pb zircon age of the Karaotkel Ti–Zr placer deposit, Eastern Kazakhstan and its genetic link to the Karaotkel-Preobrazhenka intrusion // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 131. P. 1–23.
- Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 119–137.
- Trikhunkov Ya.I., Kengerli T.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Latyshev A.V., Simakova A.N., Popov S.V., Bylinskaya M.E., Aliyev F.A. Evaluation of Plio-Quaternary uplift of the South-Eastern Caucasus based on the study of the Akchaglyan marine deposits and continental molasses // *Quaternary Int.* 2021. V. 605–606. P. 349–363.
- Wang Y.Q., Li Q., Bai B., Jin X., Mao F.Y., Meng J. Paleogene integrative stratigraphy and timescale of China // *Science China. Earth Sciences*. 2019. V. 62. P. 1–23.
- Wei Y.P. Atlantoxerus from the Middle Miocene of northern Junggar basin and their environmental significance // *Vertebrata Palasiatica*. 2010. V. 48. № 3. P. 220–234.
- Zhamangara A.K., Lucas S.G. Revision of some Eocene Charophytes from the Zaysan Basin, Eastern Kazakhstan // *Austral. J. Botany*. 1999. V. 47. P. 297–304.

Рецензенты В.С. Зыкин, А.К. Маркова

Stratigraphy of Cenozoic Deposits and the History of the Latest Stage of Geological Development of the Zaisan Depression (Eastern Kazakhstan)

Ya. I. Trikhunkov^{a, #}, A. S. Tesakov^a, D. M. Bachmanov^a, E. V. Syromyatnikova^{b, c},
A. V. Latyshev^{d, e}, S. A. Bulanov^f, A. Zh. Azelkhanov^g, and E. S. Suyekpaev^h

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

^b Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^c Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

^d Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^e Lomonosov Moscow State University, Geology Department, Moscow, Russia

^f Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^g TOO “AG project company”, Oskemen, Kazakhstan

^h TOO “Mine Database Company”, Almaty, Kazakhstan

[#]e-mail: jarsun@yandex.ru

The Zaisan Basin is a unique geological structure that preserves a most complete sedimentary archive of late Mesozoic through most of the Cenozoic era. A century of studies brought very rich data on the stratigraphy and geological history of the Zaisan sedimentary sequence. The recent scientific progress made it possible to refine the Cenozoic stratigraphic scale of the region. Here we present the results of a detailed morphostructural analysis and propose morphotectonic zoning of the Zaisan Basin based on the modern tectonic and geodynamic concepts. New results of magnetostratigraphic dissection of the Kalmakpai stratotypic section, the most complete section of the sedimentary strata of the depression, and its comparison with the drilling data of its axial part are presented. By the synthesis of magnetostratigraphy with the rich regional biostratigraphic record we refine the stratigraphy of the region and clarify dynamics of tectonic movements and the development of relief and landscapes of the Zaisan Depression and the bounding alpine structures of Saur-Tarbagatai during the Cenozoic.

Keywords: Zaisan Basin, stratigraphy, magnetic stratigraphy, biostratigraphy, neotectonics, morphotectonics, paleogeography

УДК 551.79:569.32:571.54

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УЛАН-ЖАЛГА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

© 2023 г. А. А. Щетников^{1, 2, 3, *}, А. Ю. Казанский^{3, 4}, М. А. Ербаева⁵, Г. Г. Матасова^{1, 3},
В. В. Иванова^{3, 6}, И. А. Филинов^{1, 3}, Ф. И. Хензыхенова⁵, О. Д.-Ц. Намзалова⁵, И. О. Нечаев⁷

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁵ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁶ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

⁷ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: shch@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 14.08.2022 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принята к публикации 17.04.2023 г.

Приводятся результаты комплексного изучения опорного разреза верхнекайнозойских отложений Улан-Жалга в Западном Забайкалье. Полученные палеонтологические, палео- и петромагнитные, литолого-минералогические и геохимические данные позволили установить и охарактеризовать в разрезе отложения нижнего, среднего и верхнего плейстоцена и голоцена, выявить особенности и условия седиментогенеза. Выделенные в разрезе 5 пачек объединяются в две толщи: нижнюю (слои 1–27, пачки 1–3) и верхнюю (слои 28–35, пачки 4–5). На глубине 15 м в разрезе фиксируется граница хронов Матуяма и Брюнес (0.773 млн лет), а на глубине 23 м – верхняя граница субхрона Харамильо (0.990 млн лет). При этом граница Матуяма/Брюнес совпадает с границей фаунистических комплексов нижнего и среднего плейстоцена. Формирование разреза отвечает двум крупным этапам осадконакопления, граница между которыми проходит между пачками 3 и 4 (гл. 11.8 м). Изменение петромагнитных и гранулометрических параметров по разрезу имеет климатическую природу и отражает изменения окружающей среды. Наиболее тепло- и влагообеспеченными условиями характеризуется формирование нижней части разреза (пачка 1), сопровождавшееся активным проявлением педогенеза. Верхняя толща разреза накапливалась в более холодных и сухих условиях с повышенной динамикой эоловых процессов.

Ключевые слова: Забайкалье, плейстоцен, микротериофауна, палео- и петромагнитный анализ, геохимия рыхлых отложений, природная среда, литология

DOI: 10.31857/S0869592X2306011X, **EDN:** OFUQNH

ВВЕДЕНИЕ

В Байкальском регионе разрезы четвертичных осадочных комплексов длительного периода формирования и при этом высокого хроностратиграфического разрешения немногочисленны. Наиболее важным и полно охарактеризованным опорным разрезом континентальных отложений этого временного интервала является разрез Тологой (Равский и др., 1964; Вангенгейм и др., 1966; Базаров, 1968; Ербаева, 1970; Алексеева, 2005), открытый в Западном Забайкалье А.П. Окладниковым в 1952 г. До настоящего времени он оставался практически единственным полным разрезом квартала, для которого на основе различных методов было по-

лучено надежное обоснование возраста представленных в нем отложений. Кроме этого, детальные геологические и палеонтологические исследования были проведены на двух других опорных разрезах Западного Забайкалья – Засухино и Додогол (Ербаева, 1970; Базаров и др., 1976; Алексеева, 2005).

Ранее в Забайкалье при изучении опорных разрезов квартала внимание уделялось в основном анализу геологического строения и фауны мелких млекопитающих. Палеомагнитные исследования здесь были проведены лишь на разрезах Тологой и Засухино, что позволило впервые установить границу хронов Матуяма/Брюнес в средней толще разреза Тологой (Гнибиденко и др., 1976).

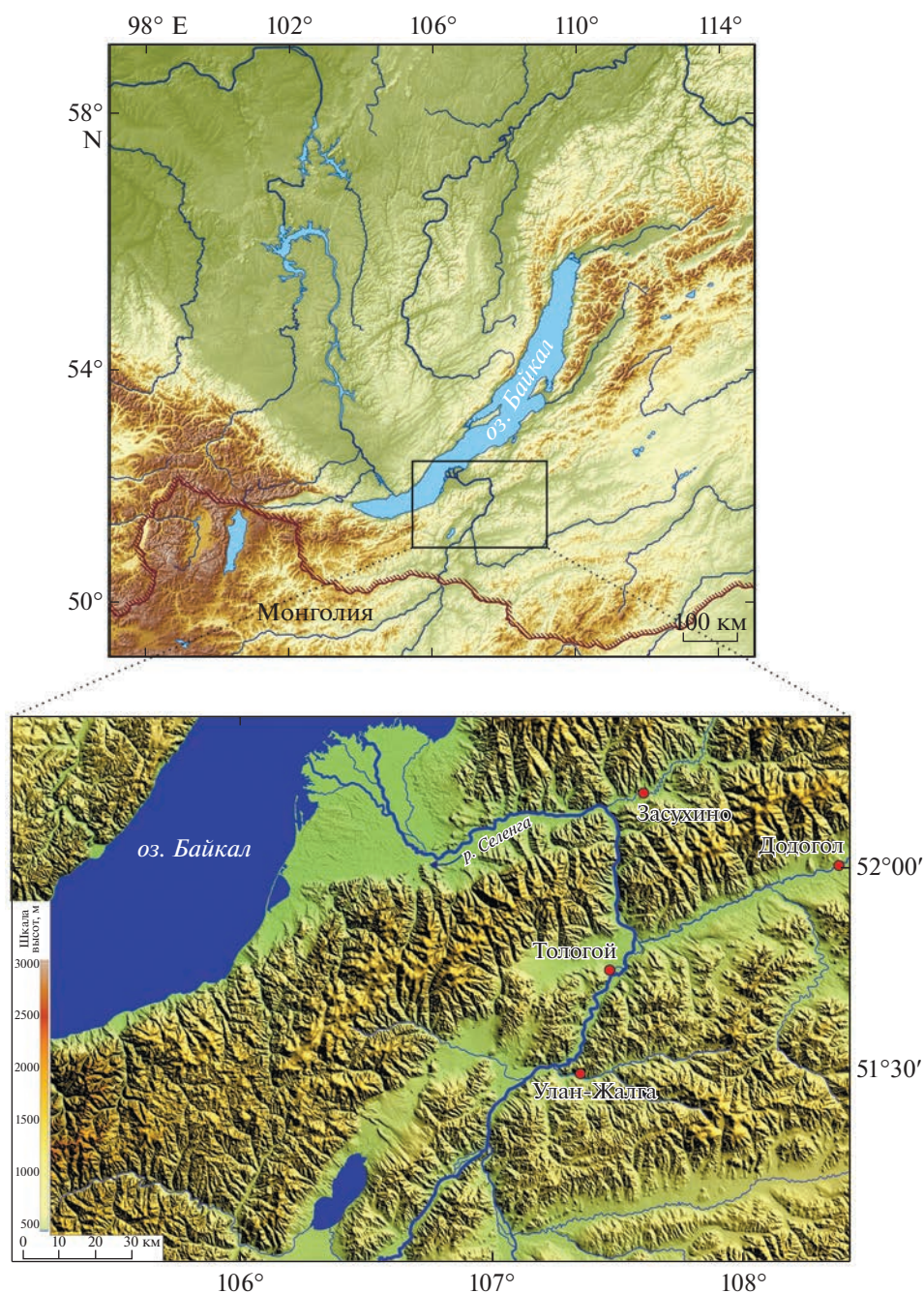


Рис. 1. Обзорная карта юга Восточной Сибири (вверху) и схема расположения основных опорных разрезов квартера (обозначены красными кружками) на цифровой 3D модели рельефа Западного Забайкалья (внизу). При составлении схем использовались данные SRTM v4.1 (Jarvis et al., 2008; <http://srtm.csi.cgiar.org>).

А.Н. Зудиным (1980) была сделана попытка био-стратиграфической и палеомагнитной корреляции разрезов квартера Прибайкалья. Тем не менее эта проблема до сих пор далека от своего разрешения.

В 2017 г. в Западном Забайкалье (рис. 1) авторским коллективом настоящей статьи на северной окраине с. Тарбагатай был обнаружен и описан новый разрез верхнего кайнозоя, получивший

название Улан-Жалга, что в переводе с бурятского означает “Красный овраг”. Необходимо отметить, что в районе Тарбагатай известно несколько местонахождений плейстоценовой фауны, в том числе Глинка, расположенное к западу от села, где ранее проводились сборы ископаемых остатков крупных млекопитающих среднеплейстоценового возраста (Клементьев, 2007). Однако описание разрезов этих местонахождений и информация об их

точной локализации в опубликованной литературе отсутствуют. Результаты предварительных исследований показали высокую перспективность осадочного архива Улан-Жалга для решения задач региональной стратиграфии и палеогеографического анализа и были опубликованы в форме краткого сообщения (Ербаева и др., 2019). В настоящей статье на основе палеонтологических, палео- и петромагнитных, литолого-минералогических и геохимических данных детально охарактеризовано литолого-стратиграфическое строение разреза, обоснован возраст слагающих его осадков, выполнена реконструкция палеоэкологических условий и седиментологических обстановок формирования, проведена корреляция с другими опорными разрезами Забайкалья.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для изучения разреза Улан-Жалга был задействован комплекс палеонтологических, палео- и петромагнитных, литолого-минералогических и литохимических методов. В работе использована Международная стратиграфическая шкала, согласно которой граница плиоцена/плейстоцена проходит на уровне 2.588 млн лет (Gibbard, Head, 2020).

После зачистки обнажения по стандартной методике проводилось послойное описание разреза, устанавливались общие особенности седиментогенеза. Особое внимание уделялось сопряженному исследованию морфологических систем и коррелятных осадочных комплексов территории расположения разреза в рамках морфолито-генетического анализа согласно методическим рекомендациям (Симонов, 1972).

Палеонтологический материал был собран методом послойной промывки осадков разреза с использованием флотационной установки, оснащенной тремя последовательно расположенными ситами с диаметром ячеек (сверху вниз) 3.0, 1.0 и 0.5 мм. Полученный концентрат высушивался и дальнейшие исследования ископаемых остатков проводились по стандартной методике (Громов, 1957; Агаджанян, 2008).

Палеомагнитные исследования были выполнены в палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН (Новосибирск) на криогенном магнитометре 2G Enterprise 755R по методике (Таухе, 2010). Ориентированные образцы в количестве 99 штук, отобранные с шагом от 5 до 25 см (в среднем 15 см) в стандартные (7 см³) пластиковые контейнеры, были подвергнуты ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем до 70–90 мТл (13–15 шагов) с помощью установки, встроенной в криогенный магнитометр. Интерпретация результатов проводилась с помощью программного комплекса Remasoft-3.0 (Agico, Чехия), использу-

ющего стандартные алгоритмы (Zijderveld, 1967; Kirschvink, 1980).

Петромагнитные характеристики отложений традиционно анализировались по основным группам: 1) концентрационно-зависимые параметры: нормированная по массе магнитная восприимчивость ферромагнетиков (k_{fer}) и парамагнетиков (k_p), намагниченность насыщения ферромагнетиков (J_{fer}), остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}); 2) гистерезисные характеристики (коэрцитивная сила B_c , остаточная коэрцитивная сила B_{cr}) и коэрцитивные (магнитная “жесткость”) параметры ($HIRM = (J_{rs} - J_r - 300)/2$, где $J_r - 300$ – намагниченность насыщения в обратном поле 300 мТл); 3) структурно-чувствительные отношения B_c/B_{cr} и J_{rs}/J_{fer} (доменное состояние магнитных зерен) и k_{fer}/J_{rs} (“эффективный” размер магнитного зерна). Все магнитные параметры получены по петлям гистерезиса, измеренным с помощью коэрцитивного спектрометра J -meter производства КФПУ (Казань) (Jasonov et al., 1998). Параметры k_{fer} , J_{fer} , B_c рассчитывались с учетом парамагнитного фона. Интерпретация петромагнитных параметров проведена по общепринятым методикам (Evans, Heller, 2003). Гранулометрические исследования мелкозернистых фракций (<700 мкм) отложений были выполнены на лазерном анализаторе размеров частиц Microtrac X100 (ИНГГ СО РАН). Диспергирование образцов проводилось путем ультразвуковой обработки. Результаты получены в виде содержания 60 фракций (размером от 704 до 0.026 мкм) в объемных процентах по каждому образцу. Результаты измерений для статистического анализа объединяются по классу крупности обломков и частиц в песчаную фракцию (>100 мкм), крупноалевритовую (50–100 мкм), мелкоалевритовую (10–50 мкм), глинистую (10–2 мкм) и илистую (<2 мкм) согласно классификации (Раукас, 1981). Классификация осадков по гранулометрическому составу проводилась согласно номенклатуре (Верзилин, 1995), адаптированной для рыхлых отложений (Зольников, 1998). Для каждого образца определялись моды распределения и рассчитывались: средний размер зерна $D_{ср}$ как средневзвешенное значение, медианный размер (md), степень сортировки ϕ методом логарифмических моментов (Градзинский и др., 1980). Дополнительно использовались расчетные параметры:

$D_{ср}$ – средний размер зерна, рассчитанный как средневзвешенное значение (Градзинский и др., 1980);

F – динамический фактор, представляющий собой отношение количества физического песка (сумма фракций >50 мкм) к количеству физической глины (сумма фракций <50 мкм) в образце. Параметр характеризует условия осадконакопления: при $F > 1$ преобладает привнос обломочного

материала из ближних и средних источников посредством волочения и сальтации (~до десятка км), что, скорее всего, имеет место в высокодинамичной среде при сильных порывистых ветрах; при $F < 1$ поступление материала сокращается, и он поступает в виде воздушных аэрозолей, в основном из дальних источников, преобладают постседиментационные преобразования осадков.

Геохимические исследования включали определение содержаний редких и рассеянных элементов, в том числе элементов группы РЗЭ (редкоземельные элементы), в частной выборке проб характеризующей основные литологические разности разреза (62 образца); выполнены методом ICP-MS (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) с относительной погрешностью 5–10% по методике (Panteeva et al., 2003); определение содержаний основных породообразующих элементов (153 образца) выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП “Геодинамика и геохронология” (ИЗК СО РАН). Результаты анализа содержаний оксидов пересчитаны на прокаленную бескарбонатную навеску, а затем на молярную массу для расчета основных петрохимических параметров. Для общей характеристики отложений проведен анализ распределения по разрезу основных литохимических индикаторов интенсивности процессов выветривания и почвообразования (петрохимические модули: ГМ – гидролизатный, ТМ – титановый, НМ – натриевый, КМ – калиевый, ЩМ – щелочной, НКМ – нормированная щелочность, АМ – алюмокремниевый; Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005)¹, коэффициента интенсивности химического выветривания $CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$ (Nesbitt, Young, 1982), индекса зрелости осадков $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$ (Cox et al., 1995).

Палеоклиматические условия формирования разреза установлены с помощью ряда геохимических маркеров, отражающих особенности фракционирования элементов группы РЗЭ, и некоторых геохимических показателей: показателя кальцификации почв $(CaO + MgO) / Al_2O_3$ (Retallack, 2001); коэффициента окисления почвенного материала $(Fe_2O_3 + MnO) / Al_2O_3$ (Калинин и др., 2009).

Основные критерии, по которым оценивались спектры РЗЭ четвертичных отложений разрезов, заимствованы из работ (Балашов, 1976; Taylor, McLennan, 1985; Irber, 1999; Шатров, 2007; Иванова и др., 2020), в частности:

$\Sigma(РЗЭ + Y)$ – суммарное содержание РЗЭ и иттрия, зависящее как от состава размываемых по-

род, так и от фракционирования лантаноидов в зоне гипергенеза;

$\Sigma Ce / \Sigma Y$, где ΣCe : (La–Eu), ΣY : (Gd–Lu, Y); это индикатор климата, определены значения этого коэффициента: < 2.5 – аридный; $2.5–4.0$ – семи-гумидный-семиаридный, > 4 – гумидный (Шатров, 2007). Коэффициент отражает интенсивность процессов выветривания на суше: при гумидном литогенезе более интенсивно разрушаются полевые шпаты, акцессорные минералы, содержащие церий, что приводит к увеличению отношения (Балашов, 1976);

величина цериевой аномалии, выраженная как $Ce^* = 3Ce_n / (2La_n + Nd_n)$ (Taylor, McLennan, 1985), являющаяся индикатором окислительно-восстановительных условий осадкообразования (составы редких земель нормируются на состав лантаноидов в NASC (Gromet et al., 1984) или на состав хондрита (Taylor, McLennan, 1985));

величина европиевой аномалии, $Eu^* = 2Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$ (Балашов, 1976) (составы редких земель нормируются на состав лантаноидов в NASC (Gromet et al., 1984)), являющаяся индикатором поступления глубинного вещества в осадки. Среднее для осадочных пород фанерозоя – $0.61–0.72$ (Балашов, 1976), для постархейских осадочных пород – 0.65 (Taylor, McLennan, 1985);

отношения La/Yb , La/Sm – индикаторы фациальных условий осадконакопления (Иванова и др., 2020) (составы редких земель нормируются на состав лантаноидов в NASC (Gromet et al., 1984));

$\Sigma ЛРЗЭ / \Sigma ТРЗЭ$ – степень фракционирования легких и тяжелых лантаноидов, где ЛРЗЭ – La–Pr–Nd, ТРЗЭ – Er, Tm, Yb, Lu; индикатор процесса образования педогенных карбонатов;

тип тетрадного эффекта t (Irber, 1999; Иванова и др., 2020):

$$t_i = \frac{\sqrt{v_1 v_4}}{\sqrt{v_2 v_3}}, \text{ где } i = 3; 4; v_1 - v_4 - \text{нормированные по}$$

NASC содержания редкоземельных элементов в соответствующей тетраде. Значения t меньше 0.8 маркируют тетрадный эффект W-типа, а больше 1.1 – тетрадный эффект M-типа.

В минералогическом анализе 31 образца, отбор которых производился из средней части каждого слоя, установленного при документации разреза в 2017 г., были задействованы гранулометрические фракции $2.0–1.0$, $1.0–0.5$, $0.5–0.25$, $0.25–0.1$, $0.1–0.05$ мм. Частицы соответствующей размерности были выделены в результате промывания и рассеивания материала на ситах. Процедура предварялась кипячением проб в растворе соляной кислоты (5% HCl) с определением общей карбонатности. В ходе минералогического анализа минералы разделяли в бромформе с удельным весом 2.9 г/см^3 на легкую и тяжелую фракции (подфракции), а затем просматривали в

¹ ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$; ТМ = TiO_2 / Al_2O_3 ; НМ = Al_2O_3 / Na_2O ; КМ = K_2O / Al_2O_3 ; ЩМ = Na_2O / K_2O ; НКМ = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; АМ = Al_2O_3 / SiO_2 .

препаратах под микроскопом. При этом использовались иммерсионные жидкости с показателями преломления 1.63 (тяжелая фракция), 1.54 и 1.53 (легкая фракция). В легкой и тяжелой фракциях каждой пробы определялось 500 минеральных зерен.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЗРЕЗА

Разрез Улан-Жалга ($51^{\circ}29'40.75''$ с.ш., $107^{\circ}20'18.11''$ в.д.) расположен на северной окраине пос. Тарбагатай, в приустьевой части долины р. Куйтунка, правого притока р. Селенга (рис. 2). Обнажение приурочено к подошве южного выступа педиментированного останцового массива Омудевский с относительной высотой 300 м. Поверхность долинного педимента здесь имеет крутой наклон (до 20°) и поднимается почти к вершинному поясу, где водораздельное пространство венчают сильно выветрелые гранитные денудационные останцы — торы руинного типа. Продукты разрушения скалистых торов, участвуя в склоновых процессах, спускаются на верхнюю часть педимента, где образуют обширные каменные поля. Тыловой шов педимента при этом хорошо морфологически выражен. Ниже по склону в педиментированную поверхность вложена система сухих падей и оврагов, обеспечивающих в том числе транзит грубообломочного материала с приводораздельных участков в днище долины. Овражное расчленение склонов долины р. Куйтунка происходит, видимо, с самых ранних этапов ее формирования. Об этом свидетельствует наличие на склонах долины многочисленных разновозрастных погребенных тальвегов.

Основание долинного педимента имеет гласисную форму и сложено полихронной и полифациальной толщей четвертичных золово-делювиальных песков, лессовидных супесей и суглинков, грубообломочных селевых отложений, подстилаемых красноцветными глинами субаэральной обстановки формирования. Днище долины р. Куйтунка занято широкой аллювиальной равниной, по которой меандрирует русло водотока, подрезая уступами основания педиментов. В одном из таких эрозионных уступов высотой 30 м вскрываются отложения разреза Улан-Жалга. Хорошей обнаженности разреза способствует заложенная в подошве уступа постоянно обновляемая карьерная выработка, рассеченная системой молодых оврагов.

Аналогичную геоморфологическую позицию имеют и другие опорные разрезы квартала Забайкалья — Тологой и Засухино, расположенные к северу от Улан-Жалги в 30 и 80 км соответственно. Таким образом, основания местных долинных педиментов — гласисы — составляют пояс аккумулятивных форм рельефа в надтеррасовом уровне

днищ речных бассейнов Забайкалья с особыми седиментационными условиями формирования осадочных толщ широкого генетического ряда и возрастного интервала. Как в разрезах Тологой и Засухино, так и в разрезе Улан-Жалга фиксируется стратиграфическая последовательность накоплений сходного геологического возраста.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Первоначально по результатам работ 2017 г. в разрезе Улан-Жалга был выделен 31 слой (Ербаева и др., 2019). Дальнейшими исследованиями, проведенными в 2018 г., была вскрыта осыпь, перекрывавшая среднюю часть разреза, что позволило выделить дополнительно в разрезе 3 слоя, 2 из которых — погребенные почвы. Кроме этого, на основе детального петромагнитно-гранулометрического анализа отложений были уточнены границы и мощности ряда слабо выраженных горизонтов педогенеза, не зафиксированных в разрезе на первых этапах исследований. В результате в уточненном разрезе выделено 35 слоев (рис. 3), которые объединяются по своим свойствам в 5 пачек.

Ниже приводится послойное описание разреза (снизу вверх).

Нижний плейстоцен

Пачка 1 (слои 1–8). Красноцветная лессово-почвенная последовательность — переслаивание вишнево-коричневых лессовидных суглинков и супесей с красновато-коричневыми суглинками погребенных почв и тонкими линзами гравелисто-песчаных делювиальных накоплений. Собранные в данной пачке ископаемые остатки полевок родов *Borsodia* и *Allophaiomys* свидетельствуют о формировании отложений на ранних этапах раннего плейстоцена. Кровля пачки имеет четкий, но крайне неровный контакт с резкой сменой литологических свойств отложений, фиксируя стратиграфический перерыв с размывом.

Слой 1. Глина вишнево-коричневая, очень плотная, волнисто-слоистая, с тонкими линзами и прослоями гравия и песков. Облессованные делювиальные отложения. Граница градиентная. Видимая мощность 0.4 м.

Слой 2. Глина красновато-коричневая, очень плотная, однородная, с тонкими короткими карбонатными прослоями. В слое найдены остатки представителей рода *Borsodia*, *Episiphneus*, *Allophaiomys* и др. Встречены изолированные зубы *Mimomys*. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.7–0.8 м.

Слой 3. Супесь палево-серая, белесая за счет очень сильной окисленности, с линзовидной слоистостью, с мелкими пятнами омарганцева-

ния, мелкопористая, криотурбированная в кровле слоя. Граница градиентная. Мощность 0.5–0.6 м.

Слой 4. Глина красновато-коричневая, очень плотная, массивная, слабо гумусированная. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.6–0.8 м.

Слой 5. Супесь палево-серая, белесая за счет очень сильной окисленности, с линзовидно-прерывистой слоистостью, обусловленной процессами криогенного течения, с мелкими пятнами омарганцевания, мелкопористая. Найдены остатки *Borsodia*, *Episiphneus*, *Allophaiomys*, *Spermophilus* и др. Граница градиентная. Мощность 0.6–0.8 м.

Слой 6. Суглинки красновато-коричневые, плотные, массивные, гумусированные. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.6–0.8 м.

Слой 7. Супесь палево-серая, белесая за счет окисленности, криотурбированная в кровле слоя, с линзовидно-прерывистой слоистостью, с мелкими пятнами омарганцевания, мелкопористая. Граница градиентная. Мощность 0.2–0.3 м.

Слой 8. Суглинки красновато-коричневые, плотные, массивные, гумусированные. Граница градиентная. *Погребенная почва*. Мощность 0.2–0.3 м.

Пачка 2 (слой 9). Толща плохо сортированных гравийных отложений с включениями щебня, гальки и слабо окатанных валунов, интерпретируемая как линза пролювиальных отложений, заполняющая погребенный тальвег, вложенный в эродированную поверхность красноцветных образований раннего плейстоцена.

Слой 9. Гравийник красновато-серовато-коричневый (характерный красноватый оттенок отложениям слоя придают многочисленные обломки кашлишпатовых гранитов), с линзовидной слоистостью, очень плохо сортированный, пылеватый, с включениями преимущественно базальтовых и гранитных глыб, щебня, гальки и слабо окатанных валунов, с линзами разнозернистых песков. Залегают гравийник в виде крупной линзы, вложенной в лессово-почвенные образования. Граница резкая, с разрывом, в виде глубоких эрозионных вложений в подстилающие осадки. Отложения временных потоков (селевые накопления). Видимая мощность до 7 м.

Пачка 3 (слои 10–27). Ритмичное переслаивание буро-коричневых и красноватых погребенных почв (менее насыщенных, слегка осветленных тонов в

сравнении с отложениями пачки 1) и горизонтально залегающих, выдержанных по простиранию карбонатных супесей и суглинков. Циклично построенная лессово-почвенная последовательность.

Слой 10. Супеси буро-коричневые, с гравием, с плохо выраженной, прерывистой пологоволнистой слоистостью. Граница хорошо выраженная, пологоволнистая. На основе петромагнитно-гранулометрических данных по всей мощности слоя установлено слабо выраженное проявление процессов педогенеза. Мощность 0.9–1.0 м.

Слой 11. Супеси палево-серые, с линзами и прослоями плохо сортированных гравийников с песчаным заполнителем. Из отложений слоя извлечены остатки представителей родов *Ochotona* и *Prolagurus*. Граница плохо выраженная. Мощность 0.7–0.8 м.

Слой 12. Карбонатные супеси плотные, буро-коричневые, белесые за счет окисленности в виде крупных кружевных разводов и пятен, интенсивно солифлюцированные. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. *Погребенная почва* (горизонт педокомплекса?). Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 13. Суглинки плотные, однородные, красновато-светло-коричневые. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных в кровле слоя установлено проявление процессов педогенеза (горизонт педокомплекса?). Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona bazarovi*, *Spermophilus tologicus*, *Allophaiomys* sp. Мощность 0.3–0.4 м.

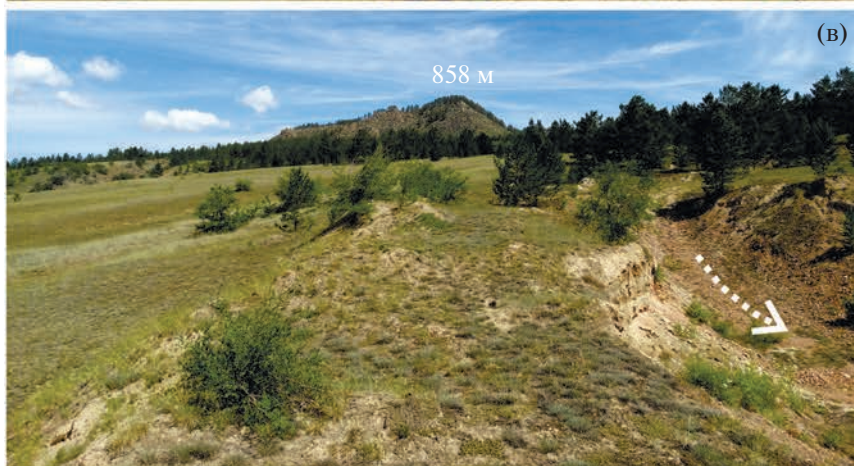
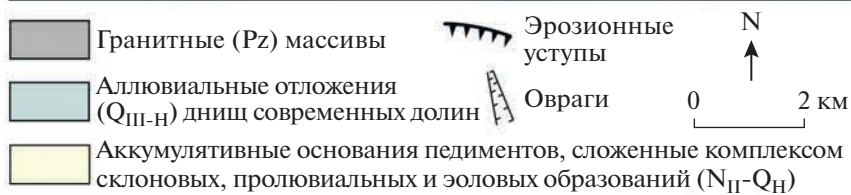
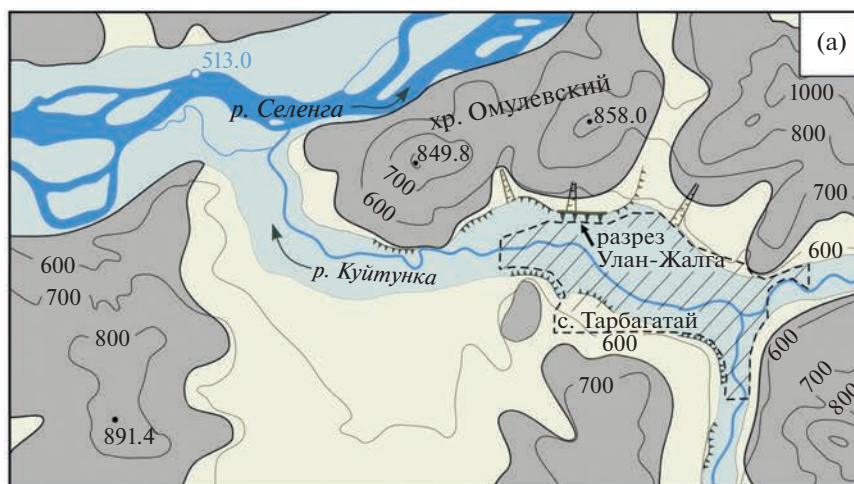
Слой 14. Супесь серовато-светло-коричневая, однородная, очень плотная, неслоистая. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных в кровле слоя установлено проявление процессов педогенеза (горизонт педокомплекса?). Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona tologica*, *Spermophilus tologicus*, *Episiphneus youngi*, *Allophaiomys* sp. и др. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 15. Супеси коричнево-серые, однородные, очень плотные, неслоистые. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 1.1–1.3 м.

Слой 16. Суглинки красновато-светло-коричневые, плотные, однородные. Из отложений слоя извлечены остатки *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Spermophilus* cf. *tolgicus*, *Episiphneus* sp., *Cricetulus* sp.,

Рис. 2. Основные элементы геолого-геоморфологического строения территории расположения разреза Улан-Жалга (а) и вид на долину р. Куйтунка (б, в).

(б) — общий вид с севера-запада на долину р. Куйтунка; на переднем плане в эрозионном уступе, подрезающем основание долинного педимента, обнажаются отложения разреза; (в) — вид с юга на поверхность педимента, над которым возвышается останцовый скальник — тор (абс. выс. 856 м), венчающий хр. Омудевский; справа на фотографии — вершина оврага, врезанного в поверхность гласисной части долинного педимента и спускающегося к разрезу Улан-Жалга. Фото авторов.



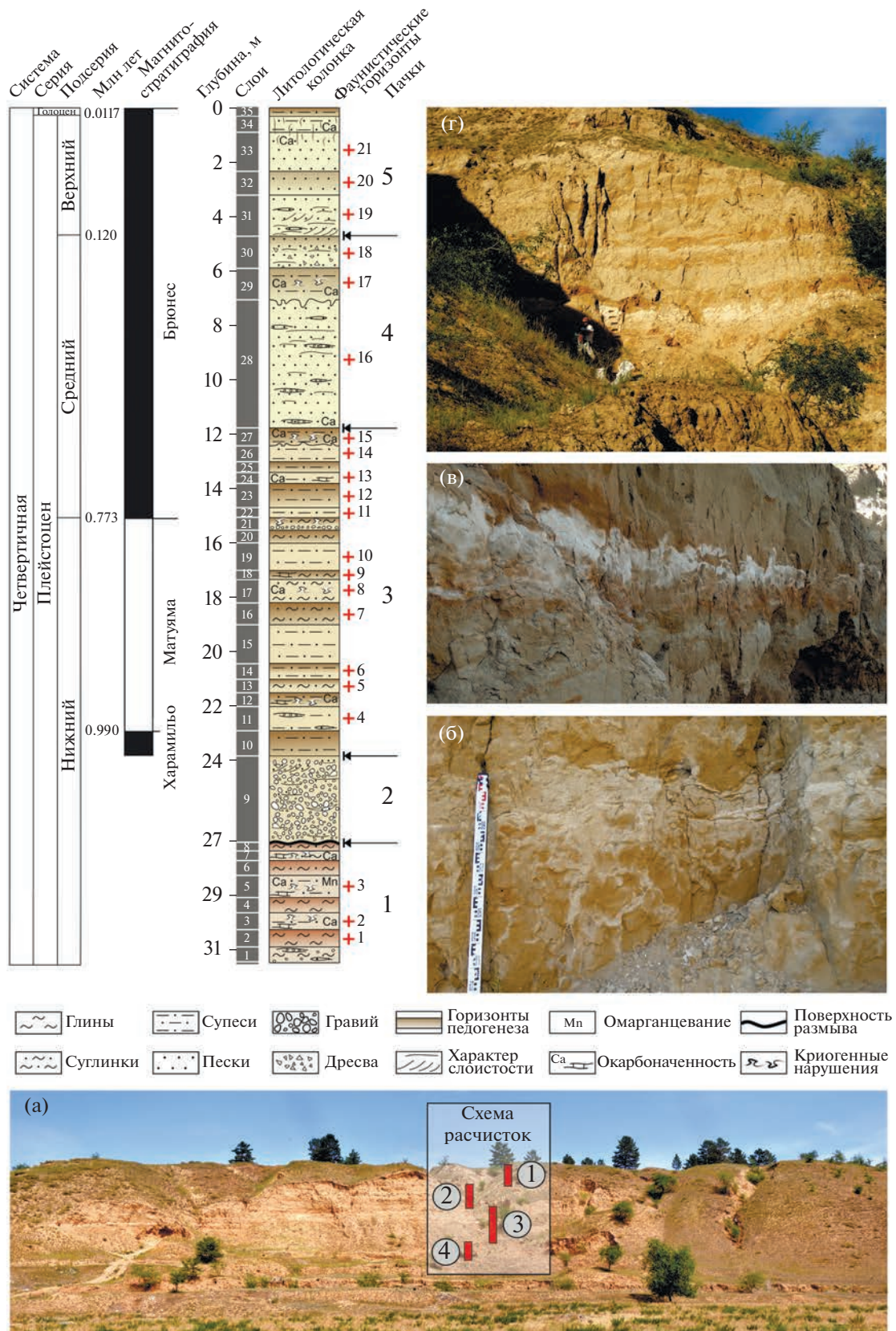


Рис. 3. Литолого-стратиграфическое строение разреза Улан-Жалга (слева); его общий вид с юга (а); вид толщи 3 средней части разреза (г), сложенной лессовидными супесями и суглинками и погребенными почвенными горизонтами; характер криогенных нарушений слоя 29 (б), верхний плейстоцен, и слоя 17 (в), нижний плейстоцен. Фото авторов.

Allophaiomys sp. Граница четкая, пологоволнистая. *Погребенная почва*. Мощность 0.4–0.5 м.

Слой 17. Суглинки светло-серые (почти белые), очень плотные, макропористые, интенсивно обызвесткованные, практически карбонатного состава, с линзовидными внедрениями коричневых почв из перекрывающего слоя, а также с разнообразными кружевными криотекстурами, в том числе в виде языков пламени. Из отложений слоя извлечены остатки *Sorex* sp., *Ochotona bazarovi*, *Ochotona tologoica*, *Spermophilus tologoicus*, *Allactaga* sp., *Prolagurus pannonicus*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Episiphneus youngi*, *Cricetulus* sp. Нижняя граница очень неровная, карманообразная, порой разлинзованная, существенно нарушенная криогенными процессами. Мощность 0.5–0.6 м.

Слой 18. Суглинки красновато-светло-коричневые, плотные, однородные, гумусированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona bazarovi*, *Ochotona ex gr. zasuchini*, *Spermophilus tologoicus*, *Episiphneus youngi*, *Lasiopodomys* sp. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. *Погребенная почва*. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 19. Супеси однородные, плотные, неслоистые, серовато-светло-коричневые. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona bazarovi*, *Ochotona ex gr. zasuchini*, *Spermophilus tologoicus*, *Cricetulus barabensis*, *Cricetinus cf. varians*, *Eolagurus* sp., *Terricola* sp., *Allophaiomys pliocaenicus*, *Episiphneus youngi*, *Lasiopodomys cf. mandarinus*. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 0.7–0.8 м.

Слой 20. Суглинки плотные, однородные, красновато-светло-коричневые, гумусированные. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. *Погребенная почва*. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 21. Суглинки плотные, однородные, красновато-светло-коричневые, с мелкими пятнами омарганцевания, окаربоначенные, солифлюцированные, гумусированные. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. В нижней части слоя прослеживается по всему обнажению тонкий прерывисто-разлинзованный горизонт гравийных галечников. *Погребенная почва*. Мощность 0.3–0.4 м.

Средний плейстоцен

Слой 22. Супеси палево-серые, однородные, плотные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona* sp., *Meriones* sp., *Ellobius* sp., *Dipus* sp. *Cricetulus* sp. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 0.5–0.6 м.

Слой 23. Супеси серовато-светло-коричневые, однородные, плотные, неслоистые, окаربоначенные в верхней части слоя, гумусированные. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona*

gureevi, *Myospalax wongi*, *Cricetulus* sp. *Погребенная почва*. Мощность 1.3–1.4 м.

Слой 24. Супеси палево-серые, белесые, однородные, окаربоначенные (в виде псевдомицелия). Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona gureevi*, *Urocitellus gromovi*, *Myospalax wongi*, *Lasiopodomys* sp. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 25. Супеси светло-коричневые, однородные, плотные, гумусированные. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. *Погребенная почва*. Мощность 0.2–0.3 м.

Слой 26. Супеси палево-серые, однородные, плотные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona gureevi*, *Ochotona* sp., *Urocitellus gromovi*, *Eolagurus simplicidens*. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Мощность 0.5–0.8 м.

Слой 27. Супеси коричневатопалево-серые, гумусированные, однородные, плотные, белесые за счет сильной окаربоначенности, интенсивно криотурбированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona gureevi*. Граница плохо выраженная, с карманами в подстилающие отложения. *Погребенная почва*. Мощность 0.4–0.6 м.

Пачка 4 (слои 28–30). Супеси палево-серые, окаربоначенные, вмещающие плохо развитую погребенную почву, практически лишенную органического материала. Эоловые образования с делювиальной проработкой. Характерной чертой отложений является наличие интенсивных криогенных деформаций. По видовому составу фауны мелких млекопитающих данная толща датируется средним плейстоценом.

Слой 28. Пески палево-серые, пылеватые, плохо сортированные, с линзами гравелистых песков, включениями мелкого щебня. В нижней части слоя наблюдается окаربоначенность. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona cf. gureevi*, *Tamias* sp., *Cricetulus* sp., *Myospalax wongi*. Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. Мощность 4.8–5.2 м.

Слой 29. Супеси однородные, палево-светло-коричневые, белесые за счет сильной окаربоначенности в виде пятен, линз и крупных разводов, плотные, пористые, с наличием кротовин, интенсивно криотурбированные, в кровле гумусированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Ochotona cf. gureevi*, *Urocitellus cf. gromovi*, *Eolagurus simplicidens*, *Myospalax wongi* и др. Граница плохо выраженная, с глубокими внедрениями в виде разнообразной формы линз и карманов в подстилающие отложения. *Погребенная почва*. Мощность 1.0–1.5 м.

Слой 30. Палево-серые пески пылеватые, разнотекстурные, с плохо выраженной волнистой слоистостью, с включением дресвы. Из отложений слоя извлечены остатки *Eolagurus cf. luteus*, *Ochotona ex gr. gureevi-aurica*, *Alexandromys fortis*.

Граница пологоволнистая, хорошо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных в кровле слоя установлено слабо выраженное проявление процессов педогенеза. Мощность 1.0–1.2 м.

Верхний плейстоцен и голоцен

Пачка 5 (слои 31–35). Разнозернистые пески и лессовидные супеси. Субаэральные (эолово-делювиальные) накопления. В отложениях пачки встречены немногочисленные костные остатки *Lasiopodomys brandti*, *Ochotona daurica* и *Urocitellus undulatus*, характерных представителей фауны позднего плейстоцена.

Слой 31. Пески разнозернистые, палевые, волнисто-слоистые, плохо сортированные, с небольшими линзами мощностью 5–15 см хорошо сортированных крупнозернистых песков, где отмечаются элементы косой эоловой слоистости, рыхлые (в той мере, что плохо держат стенку расчистки), характерно наличие включений гравия, дресвы, щебня. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Мощность 1.4–1.5 м.

Слой 32. Пылеватые разнозернистые палево-серые пески неслоистые, слабо гумусированные. Из отложений слоя извлечены остатки *Lasiopodomys brandti*. Граница градиентная, плохо выраженная. На основе петромагнитно-гранулометрических данных по всей мощности слоя установлено слабо выраженное проявление процессов педогенеза. Мощность 0.3–0.4 м.

Слой 33. Пылеватые разнозернистые палево-серые пески практически неслоистые, с линзами гравелистых плохо сортированных песков, в верхней части слоя коричневатые и окаربоначенные в виде пятен и разводов. Редкие остатки *Alexandromys fortis*. Граница слоя нечеткая. Мощность 2.3–2.5 м.

Слой 34. Супесь палево-серая, плотная, белесая за счет окаربоначенности, лессовидная, с элементами вертикальных столбчатых отдельностей. Граница пологоволнистая, плохо выраженная. Мощность 0.5–0.7 м.

Слой 35. Супесь светло-коричневая, с многочисленными корневыми включениями, слабо гумусированная. Граница плохо выраженная, градиентная. *Современная почва*. Мощность 0.1–0.3 м.

В целом представленные образования характеризуются выдержанным, преимущественно согласным залеганием основных плоскостей наложения. Исключение составляет нижняя часть разреза, где линза селевых накоплений слоя 9 залегает на эродированной поверхности подстилающих осадков. Кроме того, в подошве двух погребенных почв верхней части разреза (слои 27 и 29) выявлены ярко выраженные криогенные инволюции. Следы незначительных мерзлотных нарушений обнару-

жены в слоях 3, 5, 7, 12, 17 и 21. Все выделенные слои четко прослеживаются и коррелируются по обнажению, характеризуются практически субгоризонтальным залеганием при слабом наклоне (в первые градусы) под склон долины. При этом дневная поверхность имеет более крутой наклон.

В литологическом составе выделенных пачек наблюдаются различия. Пачки 4 и 5 сложены существенно опесчаненными осадками, в отличие от пачек 1 и 3, которые представлены отложениями более мелкозернистых фракций. Различаются эти образования также и своими цветовыми особенностями. Красноватыми оттенками характеризуется нижняя часть разреза, представленная осадками раннего плейстоцена. Наиболее насыщенными красноватыми тонами выделяется пачка 1. Пачка 2, сложенная гравийником, также окрашена в красноватый цвет, но за счет высокого содержания обломков калишпатовых гранитов. Вышележащая пачка 3 характеризуется менее насыщенными красновато-светло-коричневыми тонами. Осадки среднего и верхнего плейстоцена, слагающие верхнюю часть разреза, имеют палево-серые оттенки в межпочвенных горизонтах и светло-коричневато-серые тона в погребенных почвах.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Палеонтологические исследования позволили выделить в разрезе 21 фаунистический горизонт. Горизонты приурочены к 4 пачкам выявленных осадков всего плейстоцена: раннего, среднего и позднего. Костные остатки, принадлежащие мелким млекопитающим, представленные фрагментами черепа, нижнечелюстных костей, изолированными зубами и костями посткраниального скелета, встречаются по всему разрезу, однако наиболее обильны они в пачках 3 и 4, а в пачках 1 и 5 количество остатков мелких млекопитающих значительно меньше.

Наиболее древняя фауна установлена в нижней части разреза в пачке 1. Костеносные горизонты в этой пачке приурочены к слоям 2, 3 и 5. Сообщество мелких млекопитающих этого временного интервала сложено видами додогольской фауны, для которой характерно присутствие *Borsodia laguriformes*, *Allophaiomys deucalion*, *Ochotona bazarovi*, *Episiphneus youngi* и др. Фауна отражает один из этапов раннего плейстоцена, она следует за итанцинской фауной Западного Забайкалья, являющейся фауной начального, древнего этапа раннего плейстоцена, о чем свидетельствует присутствие редких остатков поздней корнезубой полевки *Mimomys cf. reidi*. В пачке 3 установлено наибольшее обилие костных остатков и наибольшее биоразнообразие мелких млекопитающих. Фаунистический материал, известный из последовательных горизонтов, отражает два последую-

щих этапа в развитии фауны мелких млекопитающих раннего плейстоцена.

За додогольской фауной следует кудунская фауна (слои 11–17), для которой характерно присутствие прогрессивной формы *Allophaiomys plio-caenicus*, *Spermophilus tologoicus*, древней пищухи *Ochotona tologoica*, появление представителей рода *Prolagurus*. Дальнейшее развитие фауны позвоночных в регионе привело к изменениям в составе сообщества мелких млекопитающих; ряд видов исчезает, в частности пищуха *Ochotona tologoica* и полевка *Prolagurus rannonicus*. Появились новые таксоны — *Ochotona zasuchini*, *Eolagurus*, *Terricola*, *Lasiopodomys* и др., которые являются реперными для засушинской фауны, характеризующей заключительный этап в развитии фауны раннего плейстоцена.

В пачке 4 разреза представлена фауна среднего плейстоцена, также обильная и разнообразная по видовому составу, как и фауны пачки 3. Она содержит представителей фауны тологойского комплекса и иволгинской фауны.

Слои пачки 5 содержат незначительное количество таксонов как по видовому составу, так и обилию костных остатков. Фауна включает характерных представителей сообщества мелких млекопитающих позднего плейстоцена: *Lasiopodomys brandti*, *Ochotona daurica* и *Urocitellus undulatus*.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По результатам размагничивания переменным магнитным полем (рис. 4) установлено, что в большинстве образцов из пачек 3, 4 и 5 естественная остаточная намагниченность (NRM) представляет собой сумму двух компонентов: низкокоэрцитивного (LCC), разрушающегося в полях от 10 до 30 мТл, и высококоэрцитивного, который, как правило, является характеристическим компонентом (ChRM). Значительная часть направлений LCC группируется вокруг направления современного магнитного поля места отбора и, по-видимому, представляет собой вязкую намагниченность. ChRM демонстрирует прямую и обратную полярность: пачки 5 и 4 намагничены полностью прямо, а в пачке 3 присутствуют обе полярности.

В образцах из пачки 1 не наблюдается регулярного направления стабильного компонента, и он не является характеристическим (рис. 4). Эти образцы из дальнейшего рассмотрения были исключены.

По преобладающему направлению ChRM интервал разреза с 10 по 35 слой делится на три части — верхнюю, до глубины 15 м, которая имеет преимущественно прямую полярность (магнитозона N2), среднюю — от 15 до 23 м, характеризующуюся в

основном обратной полярностью (магнитозона R1), и нижнюю — от 23 до 24 м (магнитозона N1) (рис. 5).

Для единичных направлений ChRM образцов из магнитозон N1 и N2 доверительные интервалы невелики, а распределение ChRM достаточно компактно (рис. 5), для магнитозоны R1 доверительные интервалы существенно выше и разброс направлений больше, что говорит о неполном выделении первичного компонента в процессе магнитной чистки. Тем не менее полярность образцов определяется вполне уверенно, а тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990) положительный и соответствует классификации “С” (угол между направлениями прямой и обратной полярности составляет 11° при величине критического угла 15.1°).

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Если исключить из рассмотрения крупнозернистые селевые отложения (пачка 2), то по результатам лазерной гранулометрии устанавливается двучленное строение остальной части разреза. В нем выделяется нижняя преимущественно алевритовая (пачки 1 и 3) и верхняя преимущественно песчаная толщи (пачки 4 и 5), граница между которыми проходит на глубине ~12 м (рис. 6).

В верхней толще разреза содержание песчаной фракции в грубозернистых горизонтах увеличивается до 50–90% за счет снижения алевритовой (до 10–40%) и глинистой (до 0–5%) фракций. Эти осадки в соответствии с номенклатурой, используемой в работе, представляют собой в основном алевропески (D_{ср} 100–180 мкм), и лишь два горизонта (слои 28 и 31) сложены песками с D_{ср} > 200 мкм. Динамический фактор F здесь существенно больше 1, а в песках достигает первых сотен. Агрегированность в песках и алевропесках не превышает 10%.

В горизонтах ископаемых почв верхней песчаной толщи концентрация песка снижается (до 20%) и возрастает содержание глинистой (до 20%) и алевритовой (до 60%) фракций. Таким образом, в соответствии с номенклатурой, используемой в работе, ископаемые почвы представлены преимущественно пескоалевропелитами. Средний размер зерна здесь снижается, но в целом превышает 100 мкм. Динамический фактор, как правило, меньше единицы. Агрегированность в почвенных горизонтах по сравнению с вмещающими супесчано-песчаными пачками возрастает до 40%.

В отложениях нижней толщи разреза преобладают фракции алевритовой размерности (до 70%) при подчиненном содержании песчаной фракции (до 20%), глинистая фракция составляет 15–20%. Средний размер зерен в этой части составляет около 55 мкм, за исключением пачки 2. Отло-

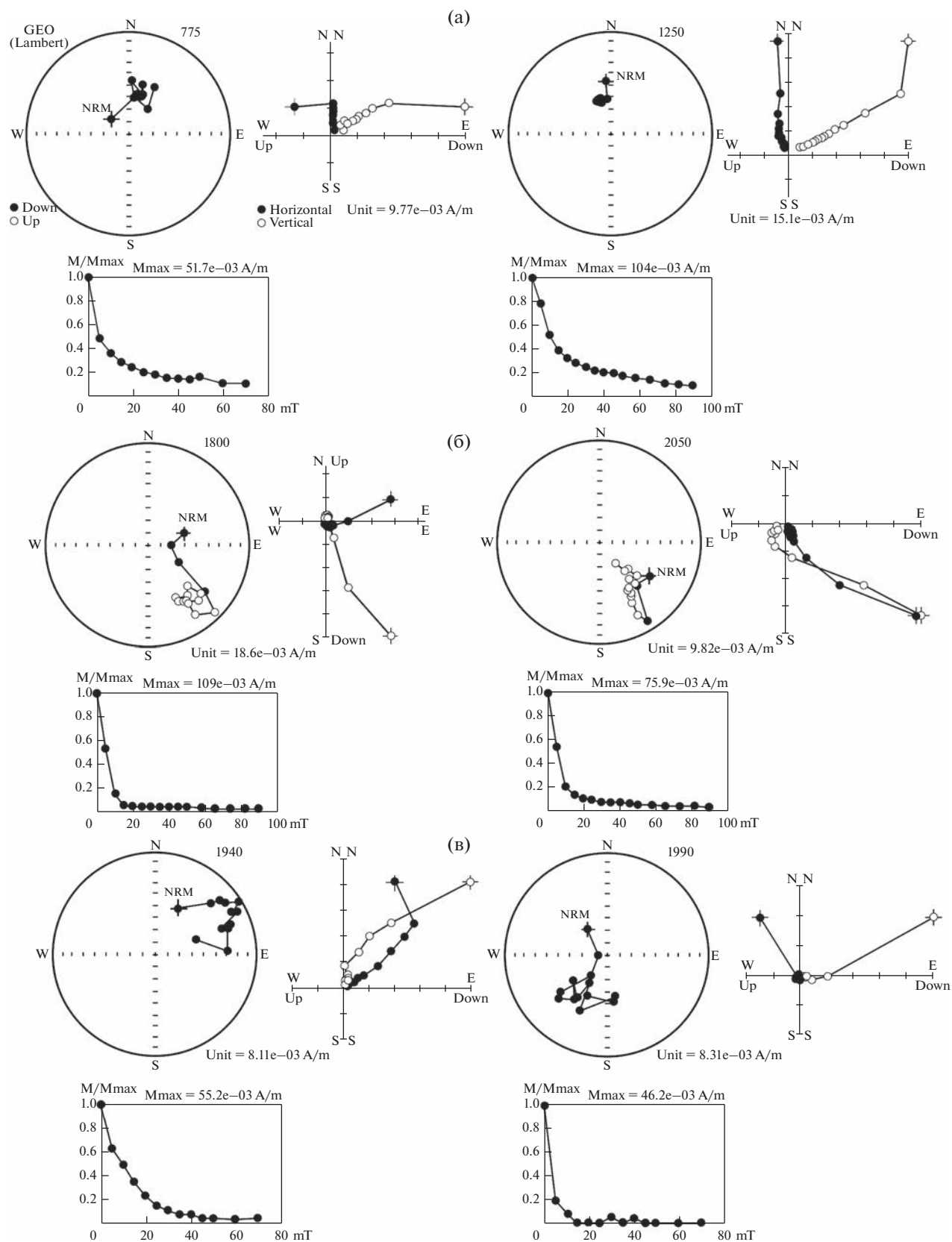


Рис. 4. Типичные результаты размагничивания образцов разреза Улан-Жалга.

(а) — образцы прямой полярности из пачек 4 и 3; (б) — образцы обратной полярности из пачки 3; (в) — образцы с аномальным направлением из пачки 5. Номер образца соответствует его глубине в разрезе.

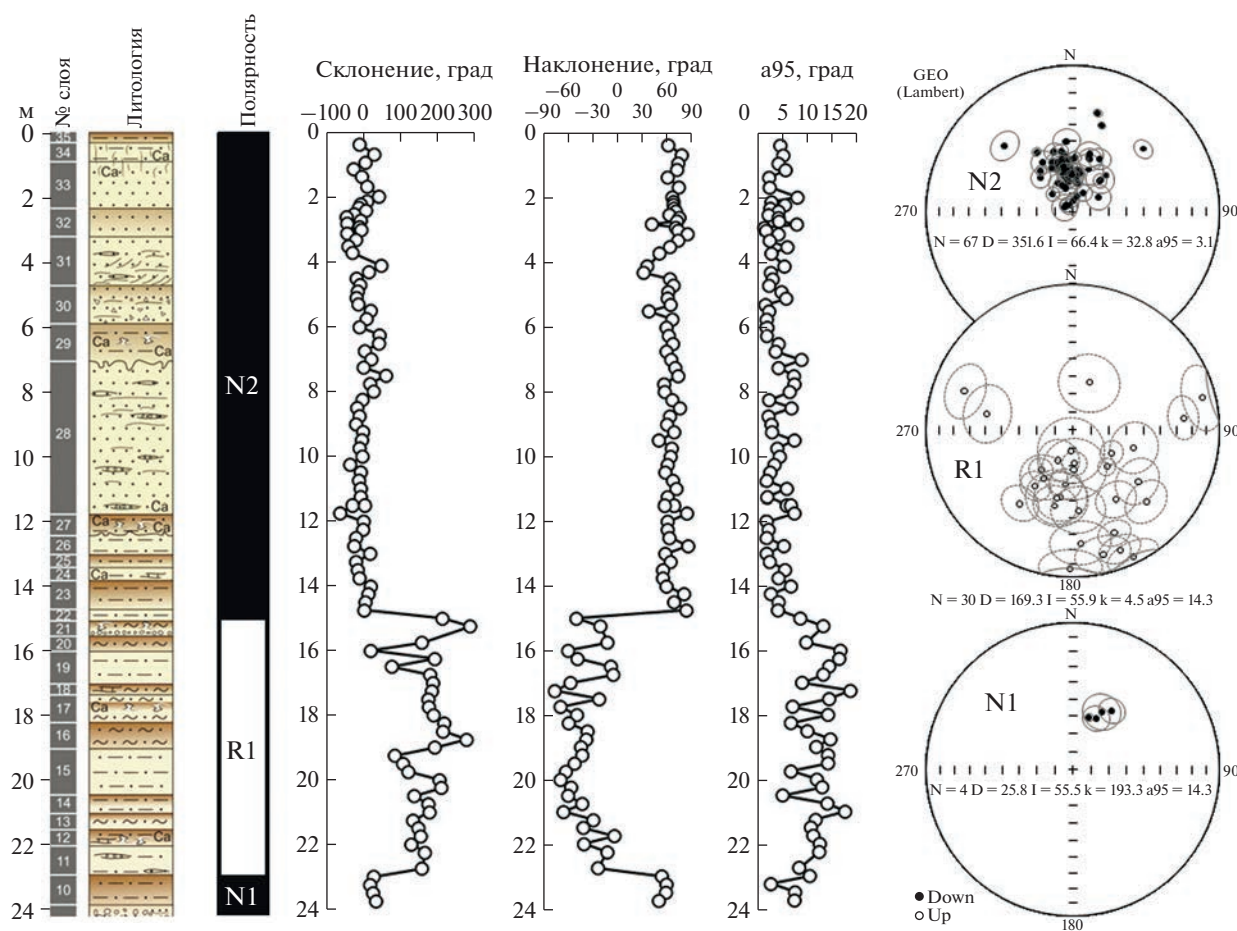


Рис. 5. Палеомагнитная характеристика разреза Улан-Жалга (пачки 3–5). Черный цвет – прямая полярность, белый цвет – обратная полярность. N – число образцов, D – склонение ($^{\circ}$), I – наклонение ($^{\circ}$), k – кучность, a95 – доверительный интервал ($^{\circ}$). Условные обозначения см. рис. 3.

жения пачки 1 отличаются от таковых пачки 3 увеличением количества мелкого алеврита, глинистой и илистой фракций, за счет уменьшения фракций песка и крупного алеврита, и большей агрегированностью (в среднем 43%). Динамический фактор в пачках 1 и 3, за исключением отдельных прослоев, меньше единицы. Тем не менее, в отличие от отложений верхней песчаной толщи, гранулометрический состав нижней алевритовой толщи можно считать практически постоянным, с очень небольшими колебаниями содержания размерных фракций, отклоняющихся от среднего значения. Это самое существенное различие этих двух толщ. По соотношению фракций, большая часть алевритовой толщи представлена песчанистыми алевропелитами или легким суглинком. Несмотря на близкие значения гранулометрических характеристик, по вариациям динамического фактора F в пачках 1 и 3 нижней алевритовой толщи разреза фиксируется 16 погребенных почвенных горизонтов. В них степень агрегированности колеблется в пределах 40–70%, содержание

илистой фракции 3.5–6.5%; тогда как во вмещающих почвы отложениях степень агрегированности уменьшается до 10–30%, содержание илистой фракции – до 1–3.5%.

Различия фракционного состава отложений отражаются в гранулометрических спектрах (рис. 7). Пески и супеси характеризуются унимодальным распределением с модой в области песчаных фракций (104–249 мкм), разброс мод отражает широкий спектр гранулометрических типов. Отложения ископаемых почв демонстрируют бимодальные и унимодальные спектры с основным пиком в области крупноалевритовых фракций (62–88 мкм) и дополнительным пиком в области глинистых фракций (6.5–9 мкм). Наиболее близки к логнормальным распределениям спектры песчаных отложений.

Гранулометрические спектры отложений в пачках 1 и 3, в отличие от пачек 4 и 5 верхней части, в основном бимодальны (рис. 7). Основной пик смещен в область мелкоалевритовой фракции (31–62 мкм), второстепенный пик находится

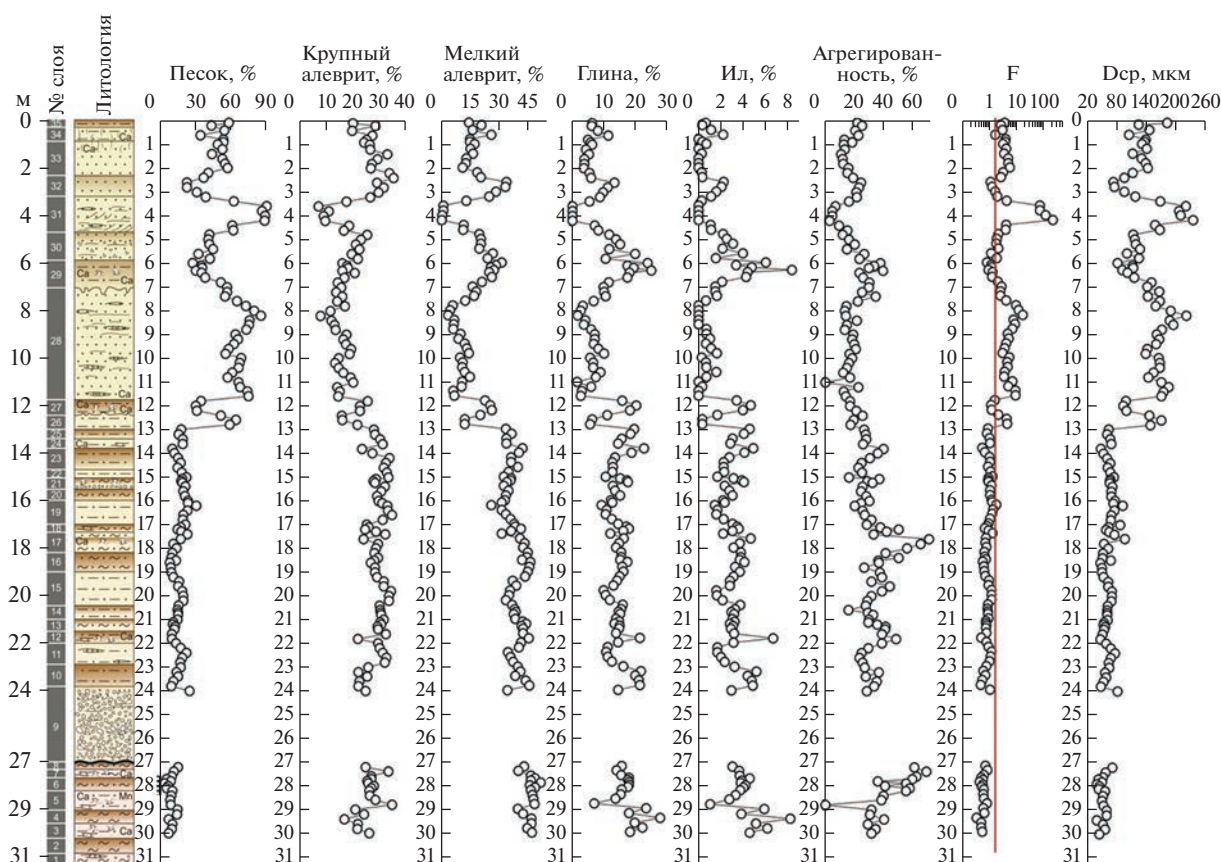


Рис. 6. Гранулометрический состав отложений разреза Улан-Жалга. Красная линия показывает значение $F = 1$. Условные обозначения см. рис. 3.

в области песчаных фракций (209–592 мкм). Таким образом, нижняя часть разреза, за исключением пачки 2, сложена осадками с двумя хорошо выраженными популяциями зерен: это зерна алевритовой размерности и средне- и крупнозернистый песок.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Суммарное содержание минералов тяжелой фракции в отложениях разреза снижается сверху вниз и в целом составляет 1–4% для слоев 24–34 и 0.3–0.7% для слоев 1–23. Преобладающими минералами данной фракции являются магнетит, гематит-мартит, амфиболы (роговая обманка), сфен, апатит, циркон.

По минеральному составу легкой фракции разрез также отчетливо подразделяется на две толщи. Прежде всего, это демонстрируют вариации содержания кварца и полевых шпатов (рис. 8а). Для верхней толщи разреза характерно преобладание кварцевой составляющей (до 75%). С глубины 12 м вниз по разрезу доля кварца заметно уменьшается, вплоть до 25–30%, при этом содержание полевого шпата возрастает до 60%. Кроме того,

глубже 12 м в составе легкой фракции увеличивается до 20% содержание глинистых минералов.

Слюда представлена биотитом, измененным в разной степени. Карбонаты — кальцит обломочный и агрегатный, представляющий пылеватые частицы в ассоциации с глинистыми минералами. Обломочная часть фракций от 2.0 до 0.5 мм представлена слабосцементированными алевритами и песчаниками кварц-полевошпатового, полевошпатово-кварцевого состава с глинисто-карбонатным цементом. В единичных случаях отмечены обломки гранитов и вторично измененных пород основного состава. Полевые шпаты существенно пелитизированы. Степень окатанности минералов тяжелой фракции — 2–3 класс. Преобладающая степень окатанности всего материала — 2 класс. Причем в верхней части разреза с глубины 12 м степень окатанности зерен увеличивается, а общее содержание обломков пород, напротив, падает.

Положение фигуративных точек состава образцов на диаграмме Шутова (рис. 8б) в полях аркозов и полевошпатовых граувакк отвечает породам, образованным в процессе разрушения различных горных пород при слабом химическом выветривании и малом переносе. По мере усиления

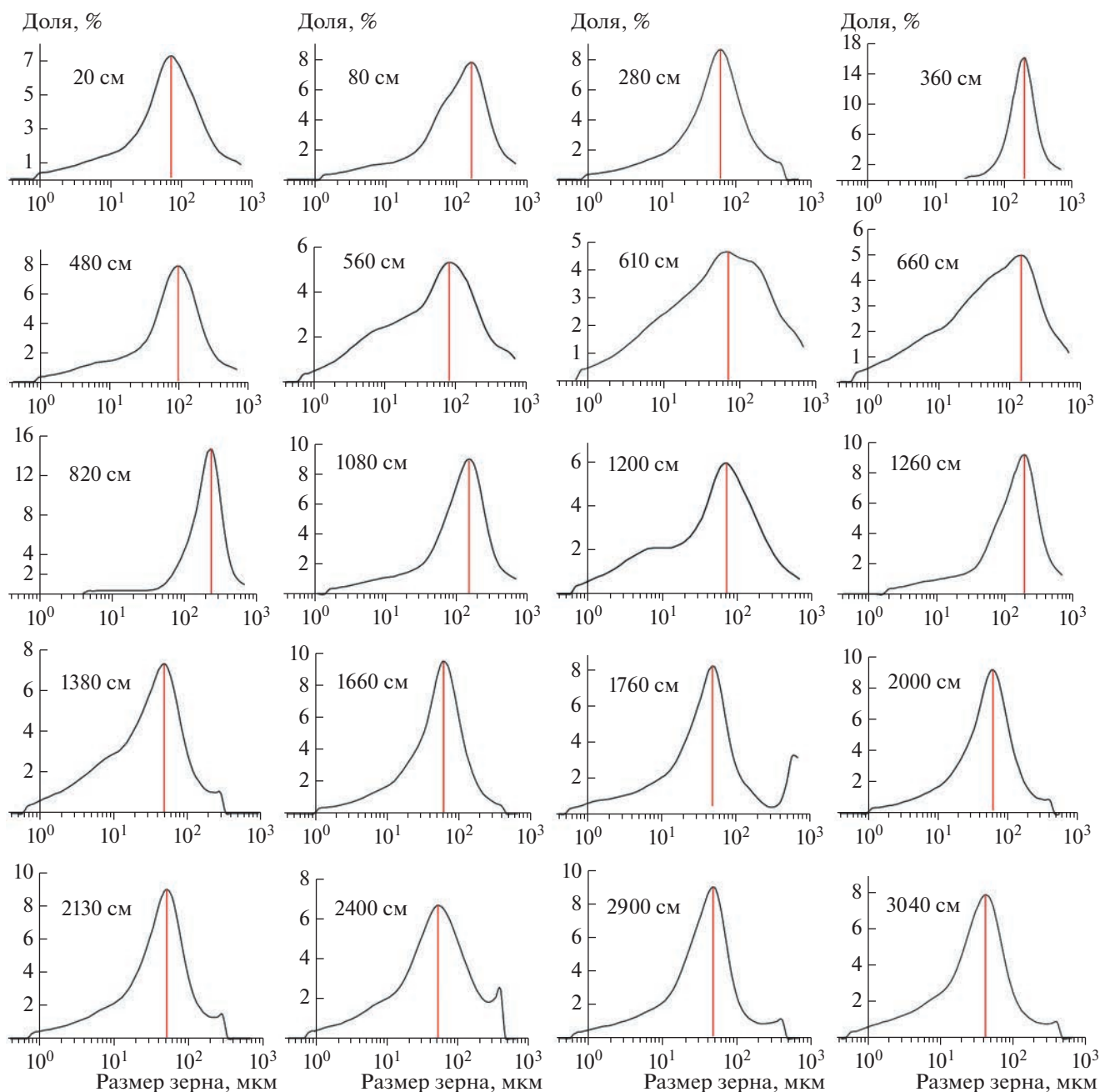


Рис. 7. Гранулометрические спектры выборки репрезентативных образцов из разреза Улан-Жалга.

ния выветривания и переноса осадки обогащаются кварцем, а их точки смещаются вверх вдоль стороны полевые шпаты—кварц, как это показано на диаграмме (рис. 8б). Наиболее зрелыми являются осадки верхней части разреза — слои 28, 30 и 31.

ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Концентрационно-зависимые петромагнитные параметры (k_{feg} и k_{rag}), так же как и грануло-

метрические характеристики, указывают на двухчленное строение разреза Улан-Жалга (рис. 9). Концентрация ферромагнитных частиц в пачках 4 и 5 в 1.5 раза выше, чем в пачках 1 и 3, а парамагнитных минералов, наоборот, в 2 раза ниже. Вклад парамагнетиков в общую магнитную восприимчивость для песчаной толщи менее 2%, а для глинистой достигает 6%. Относительное содержание магнитомягких минералов (параметр S) в целом уменьшается снизу вверх по разрезу. Амплитуды изменений всех этих параметров более

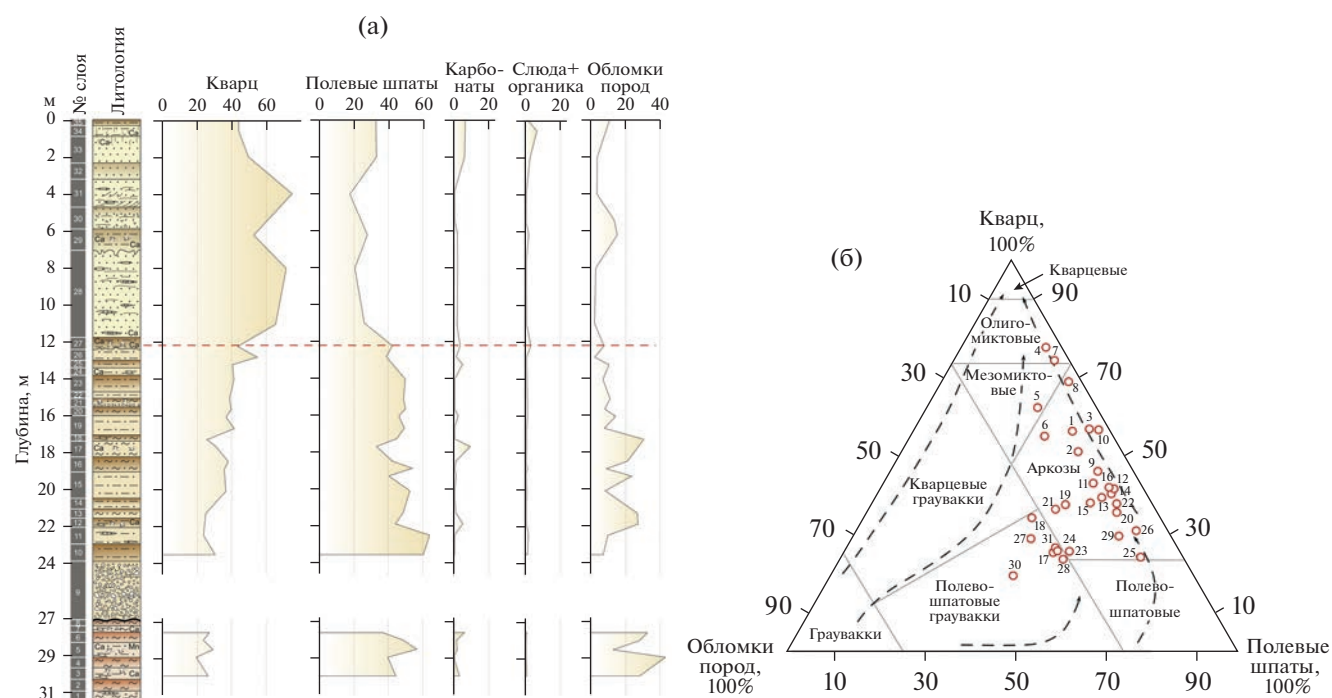


Рис. 8. Минеральный состав (%) легкой фракции отложений разреза Улан-Жалга.

(а) — распределение доминирующих минералов легкой фракции в отложениях разреза Улан-Жалга, пунктирной линией показана граница смен основных минералогических ассоциаций на глубине 12 м; (б) — состав отложений различных слоев разреза на диаграмме В.Д. Шутова, номера слоев показаны цифрами. Условные обозначения см. рис. 3.

выражены в пачках 4 и 5, чем в пачках 1 и 3 (рис. 9), что свидетельствует о больших вариациях условий осадконакопления в верхней части разреза.

В пачках 4 и 5 горизонты ископаемых почв отмечаются некоторым ростом величины парамагнитной восприимчивости и относительного содержания магнитожестких минералов. Среди песчаных и супесчаных горизонтов по магнитным характеристикам выделяется только самый грубозернистый горизонт (слой 31). В пачках 1 и 3 концентрационно-зависимые магнитные характеристики практически не отражают литологию разреза (рис. 9).

Такие различия петромагнитных параметров предопределили отдельный анализ поведения петромагнитных параметров для пачек 1 и 3 и пачек 4–5.

Изменения концентрационно-зависимых параметров не дают отчетливой картины для всех пачек (1, 3–5), кроме горизонтов с повышенным содержанием песчаной фракции, которые характеризуются увеличением магнитной восприимчивости и содержания магнитомягких минералов с одновременным снижением парамагнитной восприимчивости (рис. 9).

Напротив, параметры, характеризующие эффективный размер магнитного зерна и присутствие магнитожестких минералов, чутко реагируют на изме-

нение литологии осадков, хотя амплитуда их изменений для пачки 3 и пачек 4–5 различается. На рис. 10 показано изменение параметров доменного состояния (V_{SG}/V_S), размера магнитного зерна (k_{fer}/J_{rs}) и параметров магнитной жесткости (V_S и $HIRM$). Кривые для песчанистой и алевроитистой толщ приводятся в различном масштабе. Очевидно, что в горизонтах ископаемых почв в обеих толщах размер зерна в целом уменьшается, а магнитная жесткость возрастает. Последнее можно рассматривать как показатель относительного увеличения влажности во время формирования ископаемых почв.

На диаграмме Дея–Данлопа (рис. 11) осадки пачек 4 и 5 находятся преимущественно в многодоменном (МД) состоянии, тогда как осадки пачек 1 и 3 характеризуются в основном псевдооднодоменным состоянием. Исключение представляют только несколько образцов с многодоменным состоянием, приуроченных главным образом к границам стратиграфических подразделений. Учитывая, что псевдооднодоменные частицы представляют собой смесь однодоменных (ОД) и многодоменных зерен (Dunlop, 2002), в большинстве осадков из пачек 1 и 3 содержание ОД частиц достигает 25%, в пачке 4 – 10%, а в пачке 5 ОД зерен нет вообще. Это свидетельствует о том, что изменения размеров магнитных и немагнитных зерен подчиняются одним и тем же закономерностям.

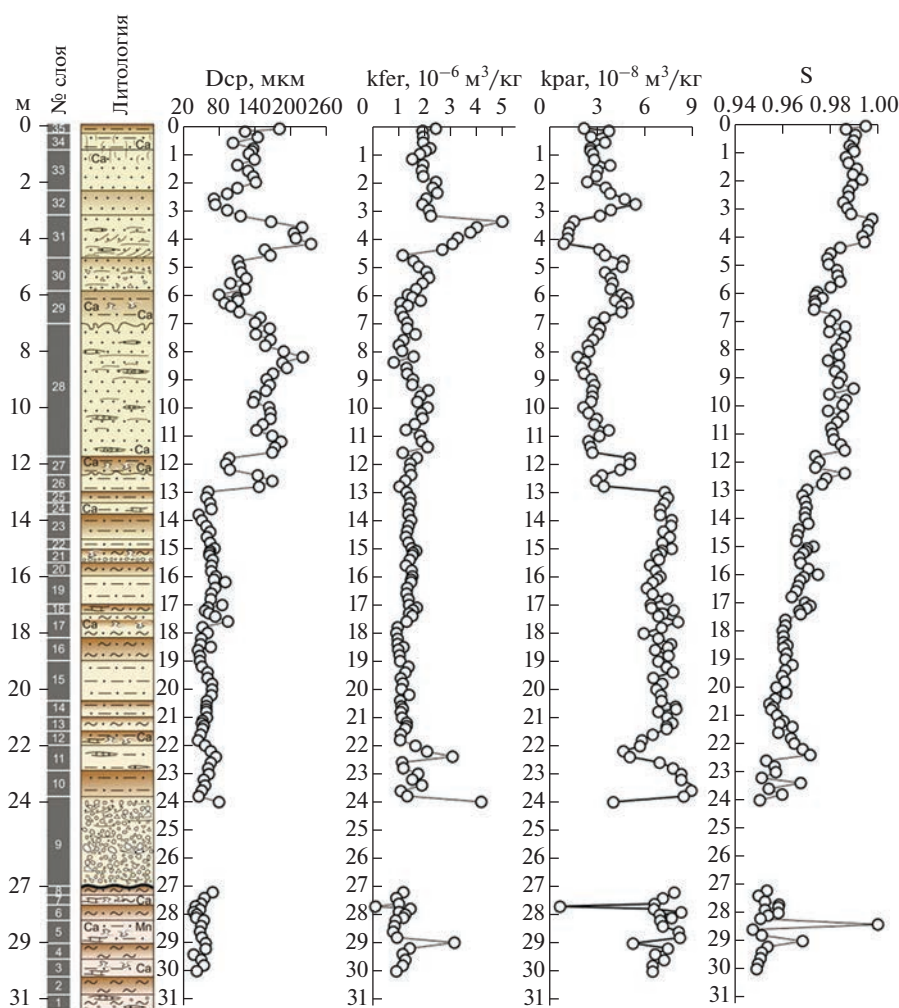


Рис. 9. Литолого-петромагнитная характеристика отложений разреза Улан-Жалга: изменение по разрезу среднего размера зерен ($D_{ср}$), ферромагнитной части магнитной восприимчивости (k_{fer}), парамагнитной части магнитной восприимчивости (k_{par}) и параметра магнитной жесткости (S). Условные обозначения см. рис. 3.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

При расчете статистических геохимических характеристик отложения обнаруживают низкие, до умеренных, вариации состава. Они характеризуются широким диапазоном содержания SiO_2 (медиана 62.2%), от 45.9 до 72.7% при низких (8.7%) вариациях. Содержания Al_2O_3 также мало вариабельны, медианное содержание составляет 14.2%. Содержания оксида титана высокие, медиана составляет 0.8%. Содержания CaO , MnO и MgO варьируют в достаточно широких пределах, при этом медианные содержания составляют 4, 0.1 и 1.9% соответственно. Изученные отложения характеризуются низкими содержаниями Na_2O , K_2O и P_2O_5 . Потери при прокаливании (ППП) варьируют от 0.3 до 15.6%.

Между ППП и общим CaO существует прямая корреляционная связь ($r = 0.94$), что позволяет предположить зависимость ППП от содержания

карбонатов. Распределение микроэлементов мало вариабельно.

Диаграммы средних содержаний породообразующих элементов по горизонтам почв (рис. 12) показывают, что почвы верхней толщ разреза отличаются по составу от почв нижней части разреза, что указывает на различия в условиях их образования.

Вариации петрохимических модулей АМ, ГМ, ТМ, НКМ (рис. 13) показывают синхронное распределение и подтверждают различия в минеральном и гранулометрическом составе отложений, слагающих верхнюю (0–12 м) и нижнюю (12–31 м) толщи разреза. Низкие значения АМ и ГМ являются показателями незрелости материала в источнике сноса. Значения НКМ > 0.40 указывают на присутствие в отложениях большого количества полевых шпатов. Несмотря на различный гранулометрический состав слоев, первичный материал

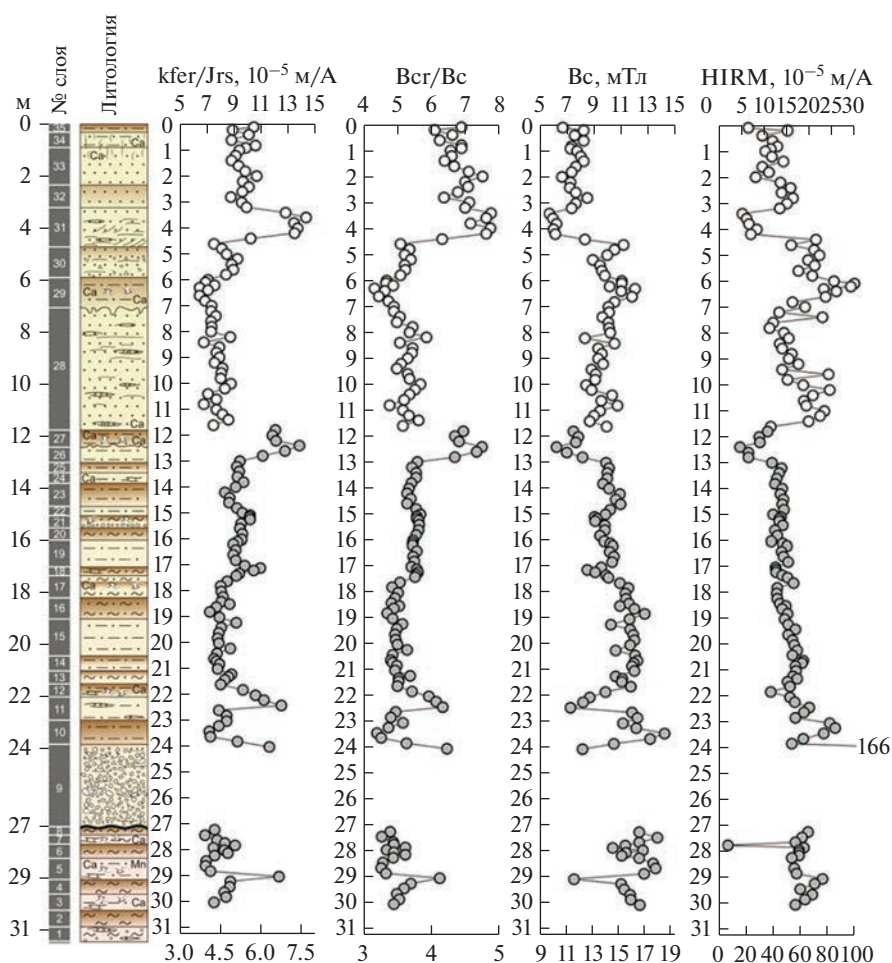


Рис. 10. Поведение петромагнитных параметров по разрезу Улан-Жалга: изменение параметров доменного состояния (B_{cr}/B_c), размера магнитного зерна (k_{fer}/J_{rs}) и параметров магнитной жесткости (B_c и $HIRM$). Для серых кружков масштаб приведен в нижней части панелей. Условные обозначения см. рис. 3.

по степени зрелости значительно не различался; это можно объяснить тем, что материал был из одного источника, но транспортировался разными способами. Между титановым и железным модулем (ТМ и ЖМ) наблюдается прямая корреляция ($r = 0.94$), а между НКМ и ГМ — отрицательная ($r = -0.6$); это свидетельствует о том, что отложения, формирующие разрез, не подвергались многократному переотложению (Юдович, Кетрис, 2000).

Накопление почвенных карбонатов, о котором свидетельствует повышение значений коэффициента кальцификации почв $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ (Retallack, 2001) (рис. 14), свойственно всем установленным в разрезе палеопочвам, но в максимальной степени проявилось при формировании горизонтов палеопочв на уровне 17–19 и 22 м. Изменения коэффициента интенсивности окисления $(Fe_2O_3 + MnO)/Al_2O_3$ по разрезу (рис. 14) показывают, что повышенные его значения отвечают нижней части разреза, максимальное значение этого ко-

эффициента соответствует горизонту палеопочв на уровне 23–24 м.

Показатель индекса интенсивности химического выветривания (CIA) изменяется по разрезу в пределах 30–58, а значения индекса зрелости осадков (ICV) — в интервале 0.8–2.4 (рис. 14), что может свидетельствовать о поступлении в область седиментации незрелого материала продуктов выветривания кислых и основных магматических пород. Условной границей разделения более зрелых и менее зрелых глинистых пород является значение 1. Значения индекса зрелости осадков больше 1 указывают на преобладание в отложениях неглинистых силикатных минералов. С другой стороны, высокие значения ICV могут быть результатом высокого содержания гематита, иллита, вторичного карбоната и аутигенного альбита, то есть результатом ранних диагенетических изменений. Вариации индекса КМ (рис. 13), являющегося индикатором соотношения глинистых минералов и полевых шпатом в породах источни-

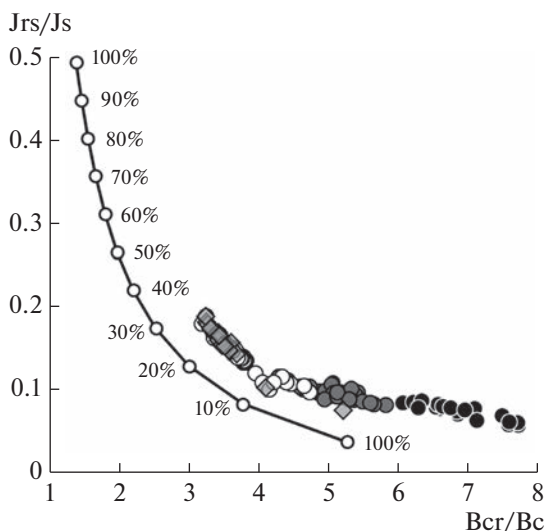


Рис. 11. Оценка доменного состояния по (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) образцов из разреза Улан-Жалга. Серые ромбы — пачка 1, белые кружки — пачка 3, серые кружки — пачка 4, черные кружки — пачка 5. Черная линия с точками — теоретическая кривая (Dunlop, 2002), цифры у кривой — процентное содержание однодоменных частиц в ансамбле зерен.

ка сноса (Cox et al., 1995), для всех изученных отложений лежат в диапазоне глинистых минералов (<0.3), то есть содержание калия в них контролируется присутствием иллита и мусковита. Иллит химически стабилен, поэтому породы, образовавшиеся в результате рециклинга, содержат больше иллита и, соответственно, больше калия.

Таким образом, существует противоречие: наблюдаемые значения ICV и корреляции ТМ—ЖМ, НКМ—ГМ указывают на петрогенные породы, а значения КМ — на рециклинг. Соответственно, химический состав образцов из изученных разре-

зов сильно зависит от постседиментационных преобразований и определяется изменением палеоклиматических условий и ряда других факторов.

Спектры распределения РЗЭ для всех образцов четвертичных отложений однотипны, характеризуются избытком легких лантаноидов, при относительном дефиците тяжелых. По сумме РЗЭ и иттрия породы верхней (0–12 м) и нижней частей разреза различаются: для пород верхней части содержания лежат в диапазоне 140–220 мкг/г, для нижней — в диапазоне 200–350 мкг/г (рис. 14). Такие содержания соответствуют невысоким скоростям осадконакопления (Балашов, 1976) и согласуются с изменением гранулометрических и минералогических характеристик отложений. Цериевая аномалия слабо отрицательная, в среднем составляет 0.96. Европейская аномалия варьирует от 0.86 до 1.26, положительные (больше 1) ее значения могут свидетельствовать о присутствии плагиоклаза в отложениях разреза. Максимальные значения Eu^* отмечены в отложениях горизонтов 31 и 28. Тетрадный эффект лантаноидов, рассчитанный для третьей (Gd, Tb, Dy, Ho) тетрады (t_3) близок к М-типу (Иванова и др., 2020). Обычно тетрадный эффект М-типа указывает на ассоциацию РЗЭ с твердой фазой (Masuda et al., 1987), т.е. ведущую роль в процессе фракционирования РЗЭ играли сорбционные процессы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные палеонтологические данные позволяют обосновать возраст выделенных в разрезе Улан-Жалга пачек. Присутствие в первой пачке бесцементной корнезубой полевки рода *Borsodia*, которая является важнейшим элементом додогольской фауны (Erbajeva, Alexeeva, 2000; Алексеева, 2005), дает основание датировать слои 1–8 пер-

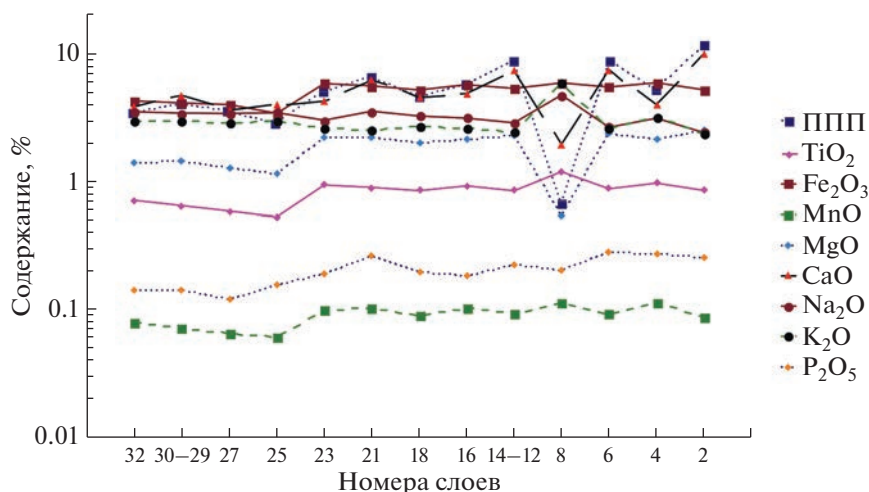


Рис. 12. Средние содержания порообразующих элементов (петрогенные оксиды и ППП) в горизонтах ископаемых почв.

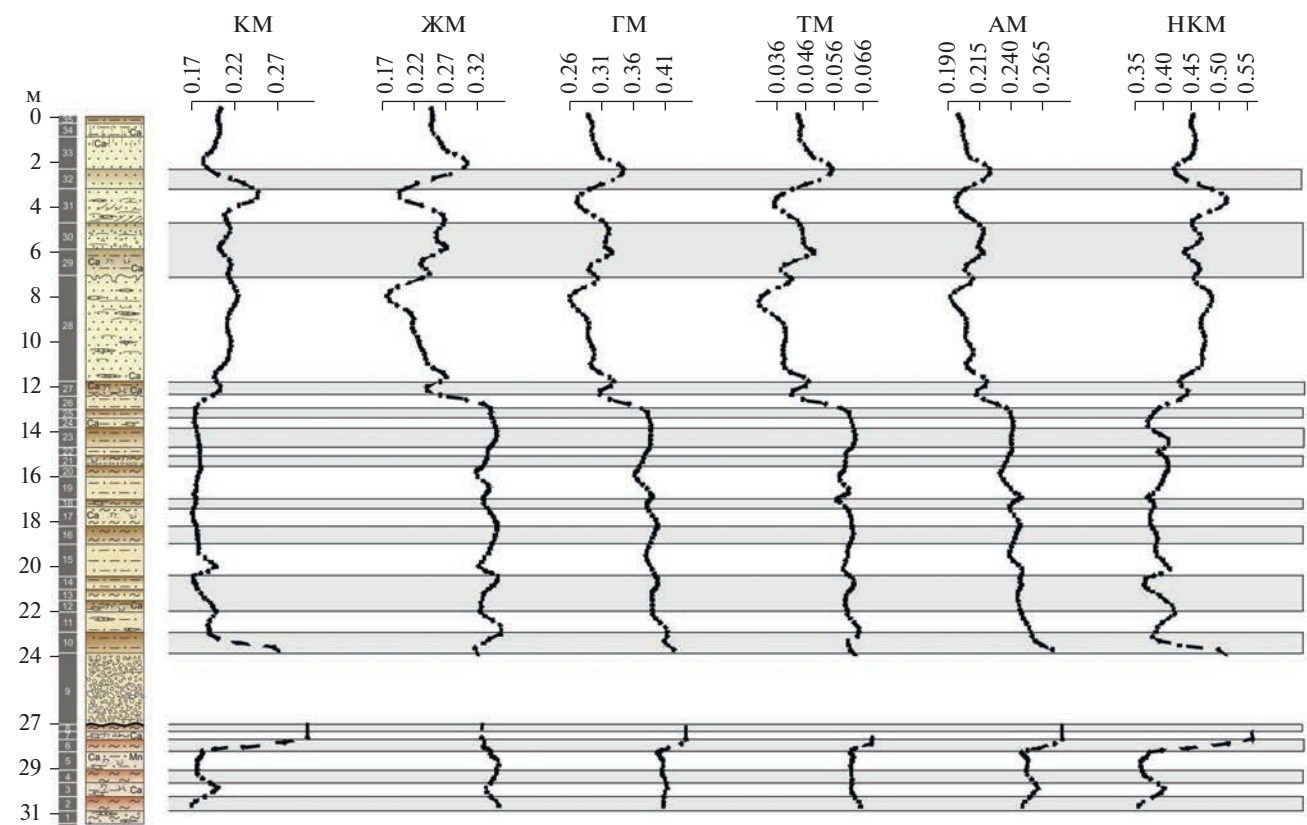


Рис. 13. Изменение петрохимических модулей по разрезу. Условные обозначения см. рис. 3.

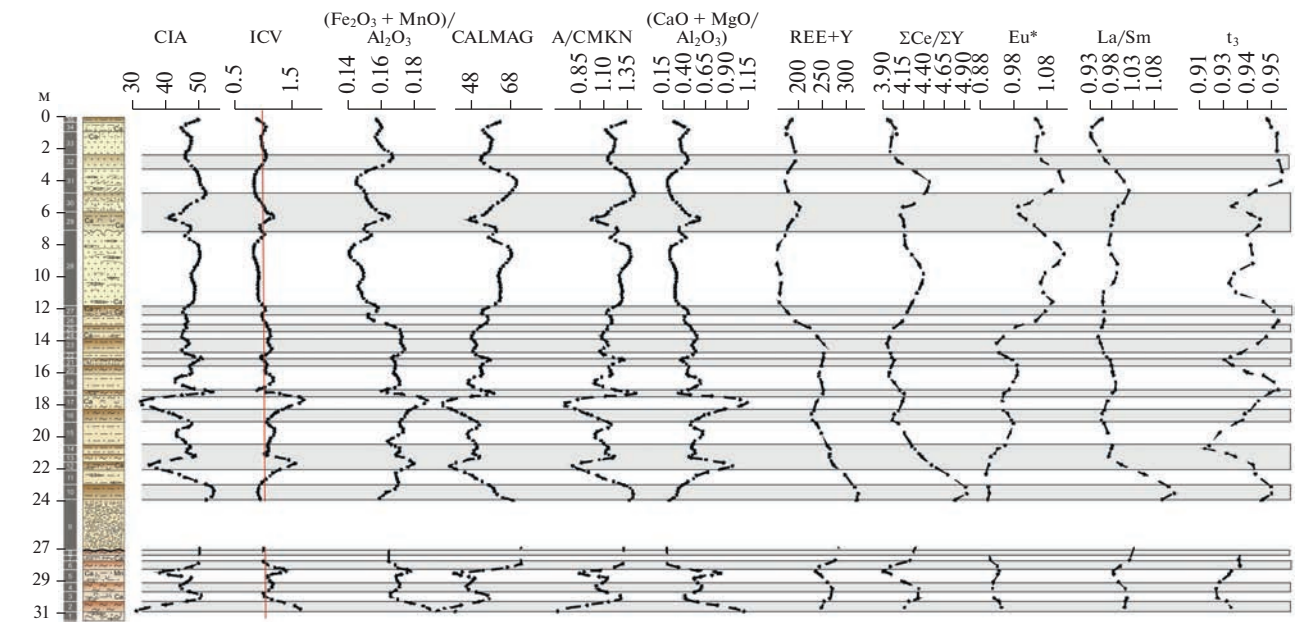


Рис. 14. Изменение геохимических показателей по разрезу. Условные обозначения см. рис. 3.

вой половиной раннего плейстоцена и свидетельствует о наличии открытых степных ландшафтов при семиаридном умеренно теплом климате. По видовому составу фауна третьей пачки отнесена к кудунской и засухинской фаунам (Алексеева, 2005), а наличие в них реперных видов родов *Allophaiomys*, *Terricola* и *Prolagurus* свидетельствует о ее раннеплейстоценовом возрасте, в частности о заключительном этапе этого временного интервала. В четвертой пачке присутствуют характерные виды толгойского фаунистического комплекса: *Eolagurus simplicidens* Young, *Myospalax wongi* Young, *Ochotona gureevi* (Erbajeva). Исчезают представители родов *Allophaiomys*, *Prolagurus* и *Episiphneus*, которых сменяют представители новых родов *Eolagurus*, *Myospalax* и *Lasiopodomys*. Присутствие в фауне представителей толгойского фаунистического комплекса Забайкалья (Erbajeva, Alexeeva, 2000) позволяет отнести отложения пачки 4 к среднему плейстоцену. Во временном интервале смены третьей пачки осадками четвертой, вероятно, произошли значительные изменения в природной среде и, соответственно, в биоте. Видовой состав фауны и характер слагающих осадков свидетельствуют о том, что климат этого временного интервала изменился в сторону иссушения по сравнению с предшествующим периодом и в палеоландшафтах доминирующими становятся сухие степи, полупустынные и пустынные участки. В пятой пачке найдены остатки *Lasiopodomys brandti* Radde — обитателя холодных полярных степей, являющегося характерным видом сообщества мелких млекопитающих позднего плейстоцена в Забайкалье.

Палеомагнитные данные в комплексе с палеонтологическими определениями позволяют оценить время формирования разреза Улан-Жалга в абсолютном исчислении. Фаунистические реперы дают основания для идентификации магнитозон R1 и N2 как аналогов хронов Матуяма и Брюнес соответственно. Вероятным аналогом магнитозоны N1 является субхрон Харамильо. При такой трактовке накопление пачки 3 началось ~1 млн лет назад, а граница между нижним и средним плейстоценом (граница Матуяма/Брюнес) проходит на глубине 15 м, что согласуется с последовательной сменой фаунистических комплексов.

Главными породообразующими минералами в изученных фракциях (2.0–1.0, 1.0–0.5, 0.5–0.25, 0.25–0.1, 0.1–0.05 мм) отложений разреза являются кварц, полевой шпат, карбонаты кальция, магнетит, гематит-мартит и амфиболы. Причем их суммарное содержание устойчиво меняется от кровли разреза к его основанию: в верхней части заметно доминирует кварц, а в нижней — полевой шпат. Эта смена минеральной ассоциации происходит на глубине 12 м. Тяжелая фракция демонстрирует прямую корреляцию с содержанием кварца в от-

ложениях разреза. Ее доля вслед за кварцем существенно возрастает в верхней части разреза. В этом направлении также возрастает и степень окатанности зерен песчано-алевритовой размерности при обратно пропорциональном уменьшении доли обломков пород, происходит общее огрубление гранулометрического состава отложений. Все это фиксирует смену климатических условий седиментогенеза: формирование верхней толщи разреза, очевидно, происходило на фоне усиления динамики ветровых процессов с поступлением эоловых песков.

Вариации индекса химического выветривания CIA по разрезу в пределах 23.8–58.6 (рис. 14) свидетельствуют о поступлении незрелого материала невыветрелых пород. В качестве границы для разделения отложений, накапливавшихся в условиях холодного/теплого климата, принято значение CIA = 70 (Nesbitt, Young, 1982). Таким образом, формирование отложений разреза происходило в целом в сравнительно холодных аридных/семиаридных обстановках при слаборазвитых процессах выщелачивания. Низкие значения CIA свойственны обогащенным карбонатами слоям 29, 17, 12, 5 и 1. Максимальные значения CIA отмечены в слоях палеопочв 6, 18, 31.

При изучении аридных обстановок определяется также индекс CALMAG — индикатор тесной связи с влажностью, в частности со среднегодовым количеством осадков (Юдович, Кетрис, 2000). Значения CALMAG показывают большую варибельность и изменяются по разрезу в интервале 23.33–79.84. Максимальные значения соответствуют слоям 6, 10, 28, 31; они снижаются к слою 1, для которого характерны минимальные величины; это свидетельствует о падении уровня гумидности среды (об уменьшении количества осадков во время формирования отложений). Индекс зрелости осадков ICSV изменяется по разрезу от 0.8 до 2.3; для слоев 25–1 значения более высокие, чем для слоев 26–35. Соответственно, роль эоловых процессов в формировании слоев 25–1 была выше, чем при формировании слоев 26–35. Значения ICSV > 1 характерны для незрелых отложений с малым количеством глинистых минералов, максимальные значения (2 и 2.3) отмечены в слоях 9 и 14. Индекс A/CMKN — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO})$ — показывает распределение значений, соответствующее характеру распределения CALMAG. Его значения изменяются от 0.5 до 1.6. Поскольку возрастание значений данного индекса связано с активностью процессов выщелачивания, можно предположить, что накопление отложений слоев 6, 10, 28, 31 происходило в условиях постепенного уменьшения увлажненности палеосреды и снижения влияния химического выветривания. Минимальные значения A/CMKN для слоев 2, 5, 12, 17 предполагают их накопление

в более аридной обстановке при минимальной степени гумидности, с возрастанием ее при формировании слоев 3, 6, 13, 18. С представленной динамикой изменения среды хорошо согласуется распределение значений индекса карбонатности $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$. Кривая его значений обратно пропорциональна кривой А/СМКН. Он варьирует по разрезу от 0.14 (в основании слоя 6) до 1.74 (в слое 17); повышенные значения фиксируются в слое 12, верхней части слоя 2, 5 и 15, что свидетельствует о наибольшей окисленности отложений и их накоплении в наиболее аридных условиях.

Фракционирование ЛРЗЭ, СРЗЭ и ТРЗЭ в осадках могло быть связано с различными соотношениями присутствующих Fe- и Mn-оксидов (гидроксидов) и карбонатов. Легкие РЗЭ сорбируются преимущественно и быстрее на поверхности гидроокислов, по сравнению с тяжелыми РЗЭ, особенно с увеличением pH раствора (De Baar et al., 1988). Образование карбонатов приводит к преимущественной сорбции ТРЗЭ, обогащению осадка тяжелыми редкими землями и уменьшению коэффициента $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, что в нашем случае могло происходить при недостатке влаги — в аридных условиях.

В раннем диагенезе отложений, происходившем в криогенных условиях, при повышении щелочности поровых растворов и их высокой ионной силе, глинистая фракция могла обогащаться СРЗЭ, которые проявляют способность сорбироваться на поверхности глинистых частиц или вступают в реакции ионного обмена с катионами щелочных и щелочноземельных металлов, находящихся в гексагональных углублениях межслоевых промежутков в структурах глинистых минералов. Низкие значения La/Sm свидетельствуют, таким образом, о накоплении СРЗЭ. Уменьшение значений тетрадного эффекта t_3 в ряде горизонтов (3, 5, 7, 17 и 21) с криогенными текстурами может быть свидетельством криогенных условий их образования, так как этот параметр отражает фракционирование СРЗЭ (Иванова и др., 2020).

Распределение показателя La/Sm по разрезу позволяет выделить участки профиля, затронутые криогенезом. Для отложений этих уровней характерны минимальные значения коэффициентов засоления, высокие — окисленности, а также низкие значения коэффициентов выщелачивания и окисления, положительная европиевая аномалия, повышенные $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, пониженные La/Sm.

Условия седиментогенеза. Четкое подразделение исследуемой последовательности осадков разреза Улан-Жалга на две части (толщи) по всем гранулометрическим, геохимическим, петромагнитным и минералогическим данным подразумевает два этапа седиментогенеза с разными условиями. Ниж-

няя толща (12–31 м) представляет собой переслаивание ископаемых почв и лессовидных суглинков, близких по характеристикам к почвам. Преобладающие значения $F < 1$ в этой части разреза указывают на слабую интенсивность ветровой деятельности, что свидетельствует о поступлении материала в виде воздушных аэрозолей (лессов) в основном из дальних источников. Одновременно широкое развитие имели постседиментационные преобразования осадков *in situ*, основными из которых являлись почвообразовательные процессы (в этой части разреза выделяется до 16 горизонтов ископаемых почв). Самая нижняя часть отложений (пачка 1, 27–31 м) с наибольшим количеством глинистого материала, вероятно, образовалась в условиях наиболее высокой теплообеспеченности. Здесь наблюдается самая большая концентрация глинистой и илистой фракций, повышенная агрегированность частиц, наибольшее содержание парамагнитных и магнитоустойчивых минералов, снижение эффективного размера магнитных зерен и их песевдооднородное состояние. Наличие магнитоустойчивых минералов гематита-мартита подтверждается данными минералогических исследований. Все это в комплексе свидетельствует о широком развитии вторичных процессов, в частности почвообразовательных, сопровождавшихся формированием вторичных минералов, в том числе и мелких магнитных зерен, что характерно для более теплого и влажного климата (Evans, Heller, 2003).

При этом периоды почвообразования, соответствующие климатическим оптимумам, сменялись похолоданиями, о чем свидетельствуют следы криогенных процессов, отмеченные в слоях 3, 5, 7, 12, 17, 21, 27 и 29. Грубообломочные образования слоя 9 (пачка 2) являются линзообразным вложением пролювиальных отложений в глинистые субаэральные осадки нижней толщи разреза и не связаны с климатическими циклами. Подобные отложения и сейчас активно формируются на поверхности педимента.

Верхняя часть разреза (пачки 4 и 5) формировалась в других, более суровых климатических условиях. Здесь отмечены три ископаемых почвы с типичными “почвенными” гранулометрическими характеристиками и вмещающие пачки супесчаного состава, интенсивно криотурбированные. По значениям динамического фактора $F \gg 1$ накопление песчаных осадков данной части разреза происходило в высокдинамичной воздушной среде при сильных порывистых ветрах, при этом преобладало поступление обломочного материала из ближних и средних источников сноса посредством волочения и сальтации (~до десятка км). Это отражается и в изменениях минерального состава песчано-алевритовой фракции отложений: в пачках 4 и 5 увеличивается общая доля кварца и тяжелой фракции, улучшается сте-

пень окатанности зерен, а процентное содержание обломков пород падает.

В почвенных горизонтах динамический фактор F варьирует от 0.8 до 2.7, что говорит о снижении ветровой активности в интервалы почвообразования по сравнению с супесчаными горизонтами. Об этом же свидетельствует снижение среднего размера зерна и среднего эффективного размера магнитного зерна в ископаемых почвах. Тем не менее магнитные зерна в палеопочвах находятся в многодоменном состоянии, так же как и в песчано-супесчаных отложениях пачек 4 и 5. Таким образом, в ансамбле магнитных частиц этих палеопочв содержание магнитных зерен микронного и субмикронного размера невелико, хотя в развитых почвах Сибири зерна, как правило, находятся в псевдооднодоменном состоянии (Матасова и др., 2003), то есть содержат заметное количество мелких частиц.

Наиболее развитой почвой в пачках 4 и 5 является слой 29. Совокупный анализ всех гранулометрических параметров позволяет рассматривать интервал, включающий эту ископаемую почву, подстилающий (слой 28) и перекрывающий (слои 30 и 31) ее слои, как комплекс отложений без существенных перерывов в осадконакоплении. Слои 32–34 до современной почвы также могут представлять единый цикллит, между ним и нижележащим цикллитом возможен перерыв. По сравнению с пачками 1 и 3, формирование пачек 4 и 5 происходило дискретно, со стратиграфическими перерывами и в целом в более холодных и динамичных условиях среды.

Гранулометрические данные прямо указывают на климатическую природу различий в формировании верхней и нижней частей разреза Улан-Жалга. Этот тезис независимо подтверждается и остальными приведенными в настоящей работе данными.

Петромагнитные исследования показали, что концентрационно-зависимые петромагнитные характеристики мало информативны для диагностики литотипов, тогда как параметры размера магнитного зерна и магнитной жесткости позволяют четко дифференцировать горизонты разного литологического состава. Более того, поведение всех петромагнитных характеристик подтверждает двучленное строение разреза Улан-Жалга. В пачках 4 и 5 концентрация магнитных минералов выше, магнитная жесткость ниже, размер магнитных зерен крупнее, и они находятся в многодоменном состоянии, тогда как в пачках 1 и 3 наблюдается снижение концентрации магнитных минералов, повышение их магнитной жесткости, уменьшение размеров магнитного зерна и смена многодоменного магнитного состояния на псевдооднодоменное. Граница между этими двумя пачками

проходит, так же как и по результатам других методов, на глубине 12 м.

Сходное поведение гранулометрических и петромагнитных параметров наблюдается и в опорном разрезе Тологой, расположенном в 30 км к юго-западу от разреза Улан-Жалга, который охватывает тот же стратиграфический интервал, но имеет при этом хоть и близкий, но все же несколько иной литологический состав (Матасова и др., 2020). Более того, строение обоих разрезов с одинаковым характером поведения магнитных параметров (содержание парамагнитных минералов, доменное состояние и магнитная жесткость) позволяет предполагать климатическую обусловленность изменений петромагнитных характеристик, общую для обоих разрезов.

Сопоставление разрезов Тологой и Улан-Жалга. Действительно, разрез Улан-Жалга обнаруживает много общего с Тологойским (рис. 15) — важнейшим опорным разрезом позднего кайнозоя Байкальского региона, где прослеживается последовательность отложений от позднего плиоцена до голоцена. При схожем литолого-стратиграфическом строении мощность этих двух разрезов практически совпадает — около 30 м. В разрезе Улан-Жалга выявлено 5 пачек осадков плейстоцена. В разрезе Тологой установлено три толщи: нижняя Тологой 1 (поздний плиоцен и первая половина раннего плейстоцена), средняя Тологой 2 (вторая половина раннего плейстоцена) и верхняя Тологой 3 (средний и поздний плейстоцен). В разрезе Улан-Жалга прослеживается преимущественно лессово-почвенная последовательность с существенным значением делювиальной проработки отложений. Осадки разреза Тологой имеют преимущественно делювиальное происхождение с существенным вкладом эоловых процессов (Ivanova et al., 2019; Матасова и др., 2020). Здесь, как и в разрезе Улан-Жалга, прослеживается чередование континентальных осадков и ряда погребенных почвенных горизонтов, количество последних значительно меньше, чем в Улан-Жалга. Для рассматриваемых разрезов Тологой и Улан-Жалга характерно уникальное разнообразие и представительность ископаемых остатков мелких млекопитающих. Практически на одинаковой глубине в разрезах фиксируется граница хронов Матуйма/Брюнес: в разрезе Улан-Жалга на уровне 15 м, а в разрезе Тологой на уровне 12 м (рис. 15). Изменения гранулометрических и петромагнитных характеристик в толщах разрезов также демонстрируют весьма сходные тренды: верхние части разрезов имеют песчано-алевритовый состав, а нижние — алевритово-глинистый. Оба разреза характеризуются идентичными геоморфологическими позициями и даже относительной высотой и экспозициями расположения уступов, на которых обнажены разрезы. Все эти данные свидетельствуют о сходных темпах и условиях осадконакопления.

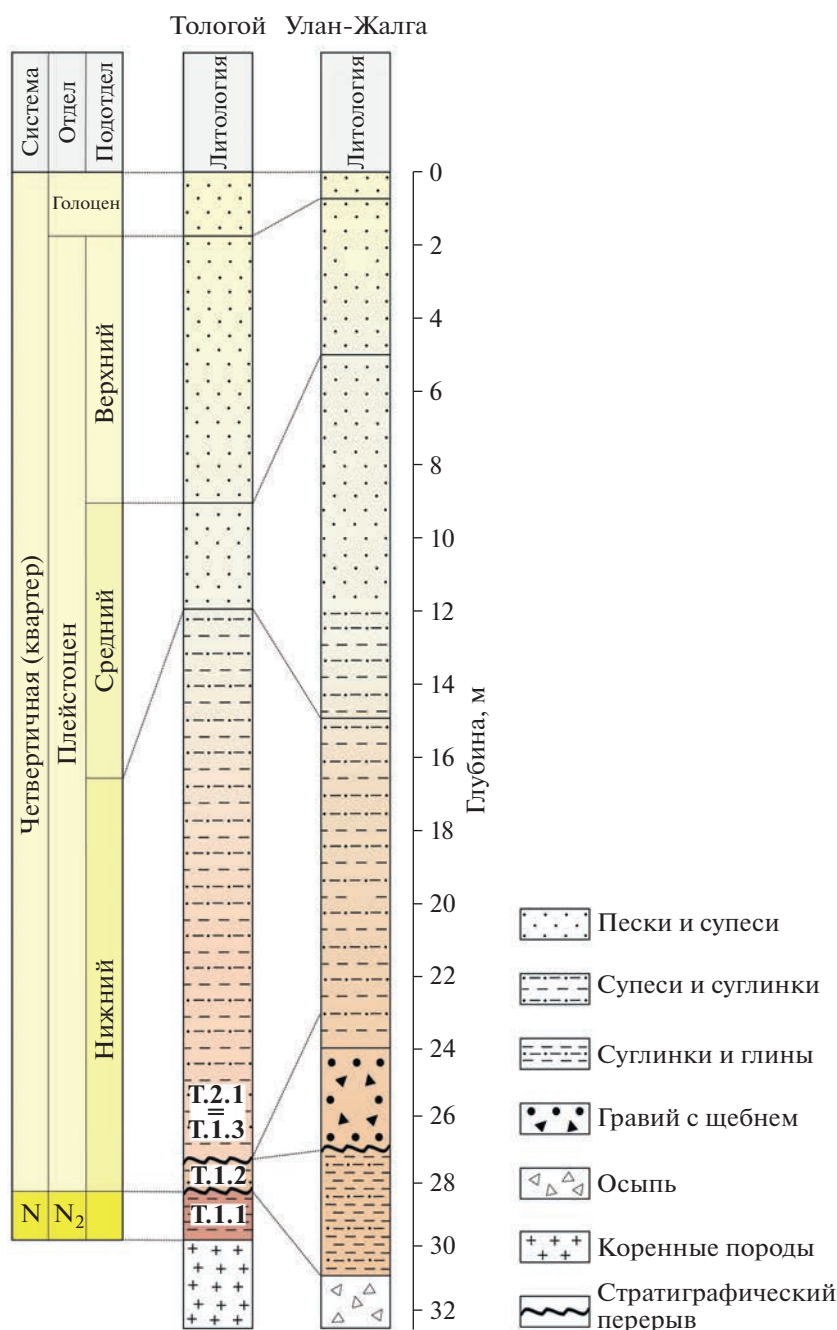


Рис. 15. Схема корреляции сводных разрезов четвертичного периода Тологой и Улан-Жалга в Байкальском регионе.

На литологической колонке разреза Тологой показана стратиграфическая позиция горизонтов разреза Тологой 1.1 (Т. 1.1), Тологой 1.2 (Т. 1.2), Тологой 1.3 (Т. 1.3) и разреза Тологой 2.1 (Т. 2.1). Литологическое строение разрезов Тологой 1 и 2 представлено в обобщенном виде.

Однако наблюдаются и некоторые различия. В основании разреза Тологой 1 вскрываются позднеплиоценовые образования, залегающие непосредственно на коренных породах (Тологой 1.1). Основание разреза Улан-Жалга сложено красноцветными опесчаненными суглинками с карбонатными стяжениями (пачка 1), а подошва его скрыта под осыпью. Необходимо отметить, что маломощный горизонт подобных красноцветов с

карбонатными стяжениями залегает в Тологойском разрезе с резким размывом над красноцветными глинами позднего плиоцена (Тологой 1.1) — горизонт Тологой 1.2. Этот горизонт содержит остатки мелких млекопитающих раннего плейстоцена, принадлежащих додогольской фауне, выявленной в основании разреза Улан-Жалга, в пачке 1. При этом мощность осадков пачки 1 разреза Улан-Жалга значительно больше, чем гори-

зонта Т1.2 в разрезе Тологой (рис. 15). Следует отметить, что горизонт Тологой 1.2 в разрезе Тологой 1 перекрывается палево-серой тонкой супесью горизонта Тологой 1.3, которая вскрывается в основании средней толщи разреза Тологой 2 (горизонт Тологой 2.1), подошва которой не прослежена. Однако бурением установлено, что мощность этих палево-серых супесей может достигать более 10 м.

В отложениях горизонтов Тологой 1.3 и Тологой 2.1 встречены костные остатки, принадлежащие *Spermophilus tologoicus*, *Ochotona cf. tologoica* и *Lasiopodomys cf. mandarinus*, что позволяет считать их одновозрастными. Эти виды мелких млекопитающих найдены также в пачке 3 местонахождения Улан-Жалга, в осадках заключительного этапа раннего плейстоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексная интерпретация данных по разрезу Улан-Жалга позволила установить, что слагающие его образования формировались на протяжении раннего, среднего и позднего плейстоцена. Выделенные в разрезе 35 слоев объединяются по фаунистическим комплексам и литолого-фациальным особенностям в 5 пачек, которые, в свою очередь, могут быть объединены в две толщи: нижнюю (слои 1–27, пачки 1–3), сложенную преимущественно алевроитовыми лессово-почвенными образованиями с отдельными линзами грубозернистых делювиально-пролювиальных осадков, и верхнюю (слои 28–35, пачки 4–5), выполненную опесчаненными эоловыми отложениями с горизонтами слабо выраженного педогенеза, но с глубокой и повсеместной делювиальной проработкой.

На глубине 15 м в разрезе фиксируется граница хронов Матуяма и Брюнес (0.773 млн лет), а на глубине 23 м – верхняя граница субхрона Харамильо (0.990 млн лет). При этом граница Матуяма/Брюнес совпадает с границей фаунистических комплексов нижнего и среднего плейстоцена.

Формирование разреза отвечает двум этапам осадконакопления, граница между которыми проходит между пачками 3 и 4 (11.8 м) и четко фиксируется петромагнитными, гранулометрическими и геохимическими данными. Изменение петромагнитных и гранулометрических параметров по разрезу имеет климатическую природу и отражает изменения окружающей среды. Наиболее высокой степенью теплообеспеченности характеризовалось формирование самой нижней части разреза (пачка 1). Преобладающие значения $F < 1$ в отложениях всей нижней толщи разреза (за исключением грубообломочной пролювиальной пачки 2) указывают на слабую интенсивность ветровой деятельности, при этом поступление материала осуществлялось в виде воздушных

аэрозолей, в основном из дальних источников. В это время широкое развитие получили педогенные процессы (в пачке 1 выделяется 16 горизонтов ископаемых почв). Верхняя толща разреза формировалась в других, более холодных и сухих условиях с повышенной динамикой эоловых процессов. В палеоландшафтах этого периода доминирующими становятся сухие степи, полупустынные и пустынные участки. Погребенные почвы верхней части разреза менее развиты и сильно нарушены криогенезом. Здесь важно отметить, что циклы почвообразования, соответствующие климатическим оптимумам и фиксируемые во всех хроностратиграфических горизонтах разреза, на всем протяжении истории формирования осадочного архива сменялись похолоданиями, о чем свидетельствуют следы криогенных процессов, отмеченные в слоях 3, 5, 7, 12, 17, 21, 27 и 29.

Таким образом, разрез Улан-Жалга содержит отложения всех основных стратиграфических подразделений плейстоцена, характеризуется разнообразием литолого-фациального строения и палеонтологической многослойностью. Уникальная последовательность из 21 фаунистического горизонта и многочисленных погребенных почв, хорошая степень корреляции палеомагнитной записи с палеонтологическими данными делают природный архив Улан-Жалга ценным объектом для палеогеографического и биостратиграфического анализа, а комплекс полученных результатов позволяет его отнести к числу опорных разрезов для верхнего кайнозоя юга Восточной Сибири. По полноте и детальности климатостратиграфической записи Улан-Жалга не уступает опорному разрезу Тологой, с которым он четко и надежно коррелируется.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 19-17-00216, геологические, геоморфологические, петро- и палеомагнитные, геохимические исследования) и в соответствии с государственными заданиями Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № 0284-2021-0003), Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (проект № FWSG-2021-0003) и Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (№ 122041400214-9). Работы выполнены с использованием оборудования и инфраструктуры Центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук по гранту 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Комплексные биостратиграфические исследования новейших отложений. Учебно-методическое пособие. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2008. 61 с.

- Алексеева Н.В.* Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое. М.: ГЕОС, 2005. 141 с.
- Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1968. 166 с.
- Базаров Д.Б., Ербаева М.А., Резанов И.Н.* Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976. 148 с.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е., Дмитриева Е.Л., Зажигин В.С.* Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. 164 с.
- Верзилин Н.Н.* О классификации осадочных пород при литолого-палеогеографических исследованиях // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 131–141.
- Гнибиденко З.Н., Ербаева М.А., Поспелова Г.А.* Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 1976. С. 75–95.
- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология. М.: Недра, 1980. 640 с.
- Громов И.М.* Некоторые итоги и перспективы изучения ископаемых четвертичных грызунов СССР // Труды ЗИН АН СССР. 1957. Т. 22. С. 90–99.
- Ербаева М.А.* История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.
- Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Хензыхенова Ф.И., Филинов И.А., Намзалова О.Д.-Ц., Нечаев И.О.* Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 3. С. 48–52.
- Зольников И.Д.* Генетические типы и геологическое картирование четвертичных отложений. Методическое пособие. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1998. 47 с.
- Зудин А.Н.* Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартала и региональной стратиграфии // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 9–118.
- Иванова В.В., Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Алексеева Н.В., Филинов И.А., Кузьмин М.И.* Опорный разрез Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье): реконструкция условий и особенностей осадконакопления // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 12. С. 1672–1691.
<https://doi.org/10.15372/GiG2020141>
- Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д.* Лессы, палеопочвы и палеогеография квартала юго-востока Русской равнины. Воронеж: ВГУ, 2009. 139 с.
- Клементьев А.М.* Ископаемая макротириофауна бассейна р. Куйтунки (Западное Забайкалье) // Териофауна России и сопредельных территорий (VIII Съезд териологического общества). Материалы международного совещания, 31 января–2 февраля 2007 г. г. Москва. М.: КМК, 2007. С. 200.
- Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
- Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С.* Наложение “алаянской” и “китайской” моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 7. С. 638–651.
- Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Щетников А.А., Ербаева М.А., Филинов И.А.* Новые петро- и палеомагнитные данные по четвертичным отложениям опорного разреза Тологой (Западное Забайкалье) и их палеоклиматическое значение // Физика Земли. 2020. № 3. С. 112–133.
- Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В. и др.* Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. 278 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 105).
- Раукас А.В.* Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу. Таллин: Институт геологии АН Эстонской ССР, 1981. 24 с.
- Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Московского университета, 1972. 251 с.
- Шатров В.А.* Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2007. 36 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud-rock chemistry in southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Int. 1977. V. 13. P. 260–267.
- De Baar H.J.W., German C.R., Elderfeld H., van Gaans P.* Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. № 5. P. 1203–1219.
- Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H-cr/H-c) // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2002. V. 107. Iss. B3. P. 2046–2067.
- Erbajeva M.A., Alexeeva N.V.* Pliocene and Pleistocene biostratigraphic succession of Transbaikalia with emphasis on small mammals // Quaternary Int. 2000. V. 68–71. P. 67–75.
- Evans M.E., Heller F.* Environmental Magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.
- Gibbard P.L., Head M.J.* Chapter 30. The Quaternary Period // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Elsevier, 2020. P. 1217–1257.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.* The North American Shale Composite: its composition, major, and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2469–2482.
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 489–508.
- Ivanova V.V., Erbajeva M.A., Shchetnikov A.A., Kazansky A.Yu., Matasova G.G., Alexeeva N.V., Filinov I.I.* Tologoi key section: a unique archive for Pliocene-Pleistocene paleoenvironment dynamics of Transbaikalia, Baikal rift zone // Quaternary Int. 2019. V. 519. P. 58–73.

- Jarvis A., Reuter H.I., Nelson A., Guevara E. Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database. 2008. <http://srtm.csi.cgiar.org>
- Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpathica*. 1998. V. 49. № 3. P. 224–226.
- Kirschvink J.L. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. Ro. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718.
- Masuda A., Kawakami O., Oohmoto Y., Takenaka T. Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types, W and M // *Geochem. J.* 1987. V. 21. P. 119–124.
- McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. 2003. V. 58. № 2. P. 341–350.
- Retallack G.J. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. 2nd Ed. Oxford: Blackwell, 2001. 600 p.
- Tauxe L. *Essentials of Paleomagnetism*. Berkeley: University of California Press, 2010. 512 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution; An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in paleomagnetism*. Eds. Collinson D.W., Creer K.M., Runkorn S. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рецензенты А.К. Маркова, А.С. Тесаков

Structure and Depositional Environment of the Upper Cenozoic Ulan-Zhalga Reference Section, Western Transbaikalia

A. A. Shchetnikov^{a, b, c, #}, A. Yu. Kazansky^{c, d}, M. A. Erbaeva^e, G. G. Matasova^{a, c}, V. V. Ivanova^{c, f},
I. A. Filinov^{a, c}, F. I. Khenzykhenova^e, O. D.-Ts. Namzalova^e, and I. O. Nechaev^g

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

^b Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

^c Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^d Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^e Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia

^f Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Saint-Petersburg, Russia

^g Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

[#]e-mail: shch@crust.irk.ru

The results of a comprehensive study of the Upper Cenozoic Ulan-Zhalga reference section in western Transbaikalia are presented. The paleontological, paleomagnetic and rock magnetic, lithological-mineralogical, and geochemical data obtained allowed us to identify and characterize the Lower, Middle, and Upper Pleistocene and Holocene deposits in the section and to reveal the features and conditions of sedimentation. Five members recognized in the section are combined into two sequences: the lower (layers 1–27, units 1–3) and the upper (layers 28–35, units 4–5). The boundary between Matuyama and Brunhes chrons (0.773 Ma) is determined at a depth of 15 m and the upper boundary of the Jaramillo subchron (0.990 Ma) at a depth of 23 m. The Matuyama/Brunhes boundary coincides with the boundary of Lower and Middle Pleistocene faunal complexes. The formation of the section corresponds to two major stages of sedimentation, which boundary is between the units 3 and 4 (depth 11.8 m). Changes in rock magnetic and granulometric parameters over the section has a climatic nature and reflect environmental changes. The formation of the lower part of the section (unit 1), which was accompanied by active pedogenesis, is characterized by the most heat- and moisture-enriched conditions. The upper strata of the section accumulated in colder and drier conditions with increased dynamics of aeolian processes.

Keywords: Transbaikalia, Pleistocene, microtheriofauna, paleomagnetic and rock magnetic analysis, geochemistry of soft sediments, paleoenvironment, lithology

УДК 551.77(571.1)

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТОТИПА ВЕРХНЕПАЛЕОГЕНОВОЙ–НИЖНЕНЕОГЕНОВОЙ КУРШСКОЙ СВИТЫ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2023 г. О. Б. Кузьмина¹, *, А. И. Яковлева², Э. В. Мычко^{3, 4}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

⁴ Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

*e-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 28.12.2022 г.

После доработки 24.01.2023 г.

Принята к публикации 18.02.2023 г.

Представлены результаты палинологического изучения стратотипа куршской свиты (карьер Приморский, Калининградская область). В низах куршской свиты (пачка “шоколадных” глин) выявлен комплекс цист динофлагеллат с *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Glaphyrocysta semitecta* и *Cordosphaeridium funiculatum* терминально-эоценового возраста. Свиту характеризуют четыре спорово-пыльцевых комплекса: (1) комплекс *Pinuspollenites*–*Inaperturopollenites*–*Sciadopityspollenites* терминального эоцена в пачке “шоколадных” глин и низах пачки коричневых песков; (2) комплекс *Sequoiapollenites*–*Betulaepollenites betuloides* раннеолигоценового возраста в нижней части пачки коричневых песков; (3) комплекс *Boehlensipollis hohli*–*Carpinipites carpinoides* раннеолигоценового возраста в средней части пачки коричневых песков; (4) комплекс *Alnipollenites*–*Corylopollis* позднеолигоценового–раннемиоценового возраста в верхней части пачки коричневых песков куршской свиты. Общий возраст куршской свиты – терминальный эоцен–ранний миоцен. В низах перекрывающей куршскую свиту замландской свиты выявлен комплекс *Pinuspollenites*–*Tricolporopollenites pseudocingulum*–*T. euphorii* предположительно среднемиоценового возраста. На основе полученных палинологических данных реконструированы условия осадконакопления в самом конце эоцена–олигоцена–раннем миоцене на территории Южной Прибалтики. Регрессия морского бассейна началась в конце приабона, климат оставался все еще достаточно теплым и влажным, близким к субтропическому. По берегам пролива произрастали мезофитные смешанные хвойно-широколиственные леса, низинные участки суши были заняты болотной растительностью. Похолодание на границе эоцена/олигоцена выразилось в появлении в растительных сообществах тсуги, увеличении доли сережкоцветных (ольха, береза, граб). Предположительно, в позднем олигоцене–раннем миоцене в мезофитных лесах резко увеличилась доля мелколиственных древесных, особенно ольхи и лещины, сократилось количество сосновых. Более влажные и теплые климатические условия предполагаются для раннего миоцена: для этого времени характерно увеличение числа ореховых, кипарисовых, цириловых. В среднем миоцене климат оставался еще достаточно теплым, но более сухим, из растительных сообществ исчезли такие влаголюбивые породы, как ногоплодник, ель, глиптостробус, болотный кипарис.

Ключевые слова: пыльца и споры наземных растений, цисты динофлагеллат, терминальный эоцен, олигоцен, миоцен, Калининградская область

DOI: 10.31857/S0869592X23060078, EDN: TLBTZY

ВВЕДЕНИЕ

Балтийская синеклиза представляла собой в палеогене крупный бассейн осадконакопления; в ее различных частях формировались морские, прибрежные и континентальные отложения. Южная Прибалтика, включающая Калининградскую область и юго-запад Литвы, на протяжении большей части палеогена являлась северо-восточной окраиной Датско-Польского морского эпиконтинен-

тального бассейна. В позднем палеогене произошли резкие изменения в палеогеографической обстановке Южной Прибалтики: сначала произошло существенное сокращение площади морских акваторий, а затем морской бассейн вообще прекратил свое существование, и в регионе установился континентальный режим осадконакопления (Геологические..., 1996; Харин, Лукашина, 2002).

Несмотря на то, что детальное изучение палеогена Калининградской области, прежде всего Самбийского полуострова, имеет ключевое значение для восстановления палеогеновых палеогеографических обстановок Польско-Литовского морского палеопролива (как части Датско-Польского моря), до настоящего времени существовал ряд сложностей в решении этой задачи. Прежде всего возникающие проблемы были и остаются связанными с определением точного стратиграфического возраста верхнепалеогеновых свит прибрежно-морского, лагунно-континентального и континентального генезиса. Следует отметить, что их последовательность в Калининградской области в целом отличается большой фациальной изменчивостью и слабой палеонтологической насыщенностью, в связи с чем возраст свит в этом регионе по-прежнему достаточно спорен и требует дополнительных исследований. В последнее время, благодаря детальному изучению цист динофлагеллат и континентальных палиноморф, удалось установить приабонский возраст стратотипов прусской и пальвеской свит в промышленном карьере Приморский Калининградского Янтарного комбината, а также датировать низы вышележащей куршской свиты переходным интервалом от эоцена к олигоцену (Iakovleva et al., 2021; Кузьмина, Яковлева, 2023). Тем не менее возраст всего интервала куршской свиты по-прежнему требует уточнения. Актуальность решения этого вопроса связана с тем, что именно в момент накопления куршской свиты произошел переход от морского к континентальному осадконакоплению, что привело к окончательному прекращению морского сообшения между палеобассейнами Пери-Тетиса и Северо-Западной Европы.

История изучения отложений, относимых в настоящее время к куршской свите, насчитывает более 200 лет. Впервые эти толщи, характеризующиеся богатой ископаемой наземной флорой и запасами бурого угля, были упомянуты в работе немецкого натуралиста А. Швейггера (Schweigger, 1819), заметившего, что остатки древних растений встречаются при разработках янтарей на Самбийском полуострове. В дальнейшем находки ископаемых шишек хвойных растений были отмечены в работе геолога К. Томаса (Thomas, 1847), а затем изучены палеоботаниками Г. Гёппертом и Г. Берендтом (Göppert, Berendt, 1845). Позднее Г. Цаддах попытался детально изучить буроугольные отложения, параллельно собрав обширную коллекцию флоры и описав все доступные обнажения Самбии, а также он разделил третичные отложения полуострова на древнюю глауконитовую и более молодую буроугольную формации (Zadach, 1860, 1868).

В 1966 г. советский геолог В.И. Балтакис (1966) опубликовал подробное литологическое описание, основываясь на преобладающем генетиче-

ском типе пород, литологических особенностях и стратиграфическом положении отдельных слоев в разрезе. Он предложил разделять буроугольную формацию в Калининградской области на три основных комплекса (снизу вверх): лагунно-дельтовые отложения (буровато-серые углистые пески), речные образования (косослоистые разнотельные пески со стволами деревьев, песчано-глинистые алевроиты, песчаный бурый уголь) и болотно-озерные отложения (бурые кварцевые пески, переходящие в бурые угли). Что касается возраста буроугольной формации, то нижний комплекс был отнесен В.И. Балтакисом (1966) к олигоцену, средний, по данным изучения остатков флоры (von Heer, 1869) и спорово-пыльцевым данным (Веножинскене, 1960), — к миоцену, а верхний комплекс, с большой долей сомнения, оказался датирован более молодой частью неогена (Балтакис, 1966). Следует отметить, что палеоботаники Л.И. Буданцев и И.Н. Свешникова (1964), детально проанализировав макрофлористические остатки из буроугольной формации в Калининградской области, пришли к выводу о ее олигоценовом возрасте.

Позднее, в процессе изучения буроугольной формации на западе Самбийского полуострова, советский микропалеонтолог В.Ю. Зосимович (1991) заметил, что в нижней части ее разреза (6,5–7 м) четко выделяются две пачки: (1) нижняя, сложенная коричневыми и зеленовато-серыми горизонтально- и тонкослоистыми однородными глинами (так называемые “шоколадные” глины); и (2) верхняя пачка коричневых песков, содержащая кварцевые пески и тонкослоистые глауконитовые глинистые алевроиты, с включениями углистых частиц. На основе полученных наблюдений В.Ю. Зосимович (1991) установил в карьере Приморский стратотип куршской свиты предположительно позднеолигоценового (хаттского) возраста.

Задачами настоящей статьи явились детальный палинологический анализ отложений куршской свиты с целью определения стратиграфического возраста ее стратотипа, а также уточнение интервала геологического времени, в течение которого произошел переход от морского к континентальному типу осадконакопления на Самбийском полуострове; фотоиллюстрация наиболее характерных таксонов палиноморф и, наконец, восстановление растительного палеоландшафта этой территории в позднем палеогене—начале неогена.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для настоящего исследования послужили 45 палинологических образцов, отобранных в 2019–2021 гг. из отложений стратотипа куршской свиты в карьере Приморский. Карьер Приморский, принадлежащий Калининградскому



Рис. 1. Географическое расположение карьера Приморский.

Янтарному комбинату, расположен на западе Самбийского полуострова, в 40 км к северо-западу от Калининграда и в 1 км восточнее поселка городского типа Янтарный (рис. 1). В основании карьера залегает алкская свита терминальнолютетского—бартонского возраста, которая последовательно перекрывается прусской и пальвеской свитами приабонского возраста. Пальвеская свита, представленная буровато-зелеными и ярко-зелеными глинистыми, слюдыстыми глауконит-кварцевыми песками, подстилает рассматриваемую в настоящей работе куршскую свиту. Последняя, в свою очередь, перекрывается породами замландской свиты предположительно неогенового возраста (Зосимович, 1991).

Ниже приводится описание куршской свиты, опробованной в трех соседних точках в северном борту карьера Приморский (рис. 2, 3, 4) на первом, втором и третьем уступах (снизу вверх):

—1.7...—1.1 м¹ — пачка “шоколадных” глин: глины коричневые, жирные, слюдыстые, алевроитовые, часто песчанистые; отличаются ленточной слоистостью за счет тонких прослоев серого алевроита.

—1.1...4.7 м — мощная пачка бежевых и светло-серых разномерных (в нижней части в основном крупномерных) кварцевых песков, местами углистых, с маломощными прослойками и лин-

зочками глин и детрита. В пачке заметно чередование мелко- и среднезернистых слоев.

4.7—6.3 м — глины темно-серые, пластинчатые, тонкие, слюдыстые, с ленточной слоистостью, с большим количеством макроостатков растений, обугленных стволов и ветвей деревьев.

6.3—8 м — светло-серые мелкозернистые кварцевые пески, местами алевроитовые.

8—12.7 м — пачка так называемых “полосатых” пестрых разномерных косо- и перекрестно-косо-слоистых песков, содержащих большое количество органики в виде мелких обугленных древесных остатков. Внутри пачки в разрезе прослеживается последовательное чередование бурого алевроита, темно-коричневого сильноуглистого песка и светлого мелкозернистого песка с органикой.

12.7—~14 м — слой так называемых “средних глин”, представленный темно-серыми пластинчатыми тонкими слюдыстыми глинами с ленточной слоистостью, содержащими немногочисленные макроостатки растений плохой сохранности.

Интервал ~14—16.5 м скрыт в уступе карьера.

Выше по разрезу (16.5—~23 м) куршская свита перекрывается замландской свитой (Зосимович, 1991), контакт которых скрыт в уступе. Замландскую свиту можно разделить на две пачки:

~16.5—21.7 м — крупная пачка ритмично чередующихся слоев светло-бежевых и розовых тонкозернистых слюдыстых полуокатанных, хорошо

¹ Здесь и далее интервалы разреза приведены относительно уровня моря.



Рис. 2. Общий вид на нижнюю часть куршской свиты.

сортированных песков, обогащенных органикой; встречаются линзочки и прослойки углистых песков, а также крупные лигнитизированные стволы и ветви деревьев.

~21.7–~23 м — пески углистые, тонкозернистые, насыщенные сажистыми частицами темно-го-бурого и черного цвета.

Обработка палинологических образцов была проведена в соответствии со стандартной методикой, принятой в Лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН, включающей (1) воздействие на образцы 10%-ной соляной кислотой (HCl) для удаления карбонатов; (2) воздействие горячим раствором пирогосфата натрия ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) для дисперсии глини-

стого материала, а затем отмывка каждые 2 ч с целью удаления глинистых частиц; (3) центрифугирование образцов в тяжелой жидкости (K_2CdI_4) с плотностью 2.25 с целью отделения органической фракции от более тяжелых минеральных частиц; (6) отмывку образца в дистиллированной воде и заливку глицерином. Просеивание мацерата через сита не проводилось.

Палиноморфы изучались в постоянных и временных препаратах с помощью биологических световых микроскопов Микромед 3 (U3) и Микмед-6 при увеличении $\times 400$. Количественный анализ палиноморф включал не менее 200–250 экзemplаров на образец. При расчете долевого участия спорово-пыльцевых таксонов за 100% принималась сумма пыльцы голосеменных, покрытосе-



Рис. 3. Вид на верхнюю и среднюю части куршской свиты.

менных растений и спор мхов и папоротников. Спорово-пыльцевые комплексы (СПК) в куршской свите в разрезе карьера Приморский выделены с учетом наиболее характерных для каждого интервала таксонов. Фотографии палиноморф выполнены с помощью микроскопа ZEISS Axioskop 40 с фотокамерой Canon PowerShot G10. Коллекция препаратов хранится в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Во всех изученных палинологических образцах, за исключением обр. 2.20 и 2.22, выявлены количественно представительные ассоциации палиноморф (рис. 5). Следует отметить существенные

изменения в соотношениях различных групп морских, водных и континентальных палиноморф. Так, в нижней пачке “шоколадных” глин цисты динофлагеллат составляют до 15% от общего состава палиноморф, в основании пачки коричневых песков они достигают 19%, но выше, в пределах двух следующих метров, их содержание резко сокращается, а затем сводится практически к нулю. Что касается континентальных палиноморф, то в кровле подстилающей пальвеской свиты преобладает пыльца покрытосеменных (Кузьмина, Яковлева, 2023), в то время как для большей части куршской свиты характерно доминирование пыльцы голосеменных, доля которой сокращается лишь в верхней части свиты, уступая пыльце покрытосеменных. В комплексе замландской свиты вновь



Рис. 4. Общий вид на чередование тонкозернистых песков замландской свиты. Хорошо заметные черные углистые пески в верхней части обнажения.

преобладает пыльца голосеменных. Споры мхов и папоротников составляют лишь небольшую часть выявленных ассоциаций по всему разрезу.

Количественное и качественное распределение спор и пыльцы по разрезу даны на рис. 5. Наиболее характерные виды спор и пыльцы наземных растений представлены на фототаблицах (табл. I, II). Стратиграфическое распределение цист динофлагеллат представлено на рис. 6.

Цисты динофлагеллат. Выявленный в пачке “шоколадных” глин (обр. 41–42) и самых низах пачки коричневых песков (обр. 43–47) диноцистовый комплекс количественно немногочисленный, но содержит 64 вида. Абсолютным доминантом комплекса является *Deflandrea phosphoritica* (~36–24%), при этом в основании “шоколадных” глин заметно участие видов *Spiniferites ramosus* (14–16%) и *Areosphaeridium diktyoplokum* (8%). По таксономическому составу диноцистовый комплекс из низов куршской свиты очень близок к комплексу подстилающей пальвеской свиты позднеприабонского возраста, хотя и содержит несколько меньшее число таксонов, что явным образом связано с изменениями обстановки осадконакопления в условиях регрессии морского бассейна. Помимо прочего комплекс характеризуется присутствием видов *Cerebrocysta bartonensis*, *En-*

neadocysta pectiniformis, *Cordosphaeridium funiculatum*, *Glaphyrocysta semitecta*, *Distatodinium biffii*. Согласно (Brinkhuis, Biffii, 1993), а также более поздним публикациям (Brinkhuis, 1994; Gedl, 2004; Egger et al., 2016), сама по себе граница эоцена/олигоцена не характеризуется каким-либо важным диноцистовым событием, однако упомянутые выше виды *Areosphaeridium diktyoplokum*, *C. funiculatum*, *G. semitecta* исчезают в самом начале рюпеля. Согласно (Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005), последнее появление (highest occurrence) вида *Cordosphaeridium funiculatum* может быть использовано в качестве вторичного биособытия для определения границы эоцена/олигоцена в бассейне Северного моря. Исходя из присутствия видов *A. diktyoplokum*, *G. semitecta*, *C. funiculatum*, а также учитывая отсутствие раннеолигоценовых видов-индексов *Wetzelia gochti* и *Chiropteridium galea*, возраст низов куршской свиты соответствует, скорее всего, самому концу приабона вблизи границы эоцена/олигоцена.

Пыльца и споры растений. Подстилающую отложения куршской свиты пальвескую свиту (здесь обр. 36–37) характеризует спорово-пыльцевой комплекс (СПК) *Platanipollis ipelensis*–*Castaneoideaepollis oviformis*–*Tricolpopollenites foraminatus* с высоким содержанием мелкой пыльцы

трехбороздно-порового строения. Подробно состав и структура комплекса описаны в работе (Кузьмина, Яковлева, 2023). Позднеэоценовый возраст отложений подтвержден данными изучения цист динофлагеллат (Iakovleva et al., 2021).

Из кровли пальвеской свиты (обр. 38–40), “шоколадных” глин и нижней части коричневых песков (обр. 41–45) куршской свиты в интервале –2.3...0.2 м выявлен **СПК *Pinuspollenites–Inaperturopollenites–Sciadopityspollenites***. В нем стабильно доминирует пыльца голосеменных растений (до 89%), в этой группе преобладает пыльца различных *Pinuspollenites* (до 65%), причем пыльца обеих секций (*Haploxylon* и *Diploxylon*) присутствует примерно в равных количествах. Субдоминант в комплексе – пыльца сем. *Cupressaceae* (в сумме до 32.6%), при этом особенно весомой становится доля пыльцы *Inaperturopollenites* sp. (до 15%), в то время как пыльца родов *Cupressacites* и *Glyptostrobus* присутствует в небольших количествах (0.5–5%). Кроме того, комплекс отличается относительно высоким содержанием пыльцы *Sciadopityspollenites* (до 8%). В незначительных количествах (0.5–2.5%) отмечена пыльца *Cathayapollis* spp., еще реже (0.5–1%) встречается пыльца родов *Piceapollenites*, *Podocarpidites*, *Pityosporites*.

Пыльцы покрытосеменных в комплексе немного (10–17%), таксономическое разнообразие ее значительно снижается по сравнению с СПК пальвеской свиты (Кузьмина, Яковлева, 2023). Исключение составляет лишь спектр обр. 39, где доля такой пыльцы достигает 43%. Чаще всего в комплексе встречается пыльца различных *Tricolporopollenites* (до 14%), доля ее постепенно снижается вверх по разрезу (до 1–5%). Отмечены виды *Tricolporopollenites exactus*, *T. megaexactus*, *T. microporites*, *T. liblarensis*, *T. cingulum*, *T. pseudocingulum*. В кровле пальвеской свиты еще довольно часто встречается пыльца *Tricolporopollenites foraminatus* (до 5.5%), в нижней части куршской свиты доля такой пыльцы снижается до 0.5–1%. В незначительных количествах (0.5–2.5%) присутствует пыльца *Fususpollenites fusus*, *Myricipites bituites*, *M. rurensis*, *Quercoidites microhenrici*, *Platanipollis ipelensis*. Единично отмечены *Alnipollenites* sp., *Engelhardtioipollenites punctatus*, *E. quietus*, *Castaneoideaepollis oviformis*, *C. pusillus*, *Caryapollenites simplex*, *Ilexpollenites* sp., *Ericipites callidus*, *Ericipites* spp., *Platycaryapollenites*. Спорадически встречается пыльца *Betulaepollenites betuloides*, *Salixpollenites*, *Corylopollis* sp., *Ulmipollenites*, *Polyatriopollenites* sp., *Nyssapollenites* sp., *Myrtaceidites* sp.,

Comptoniapollenites sp., *Araliaceoipollenites* sp., *Intratritroporopollenites* sp.

Спор папоротников и мхов в комплексе немного (0.5–2%), они принадлежат родам *Cyathidites*, *Neogenisporis*, *Laevigatosporites*, *Osmundacidites*.

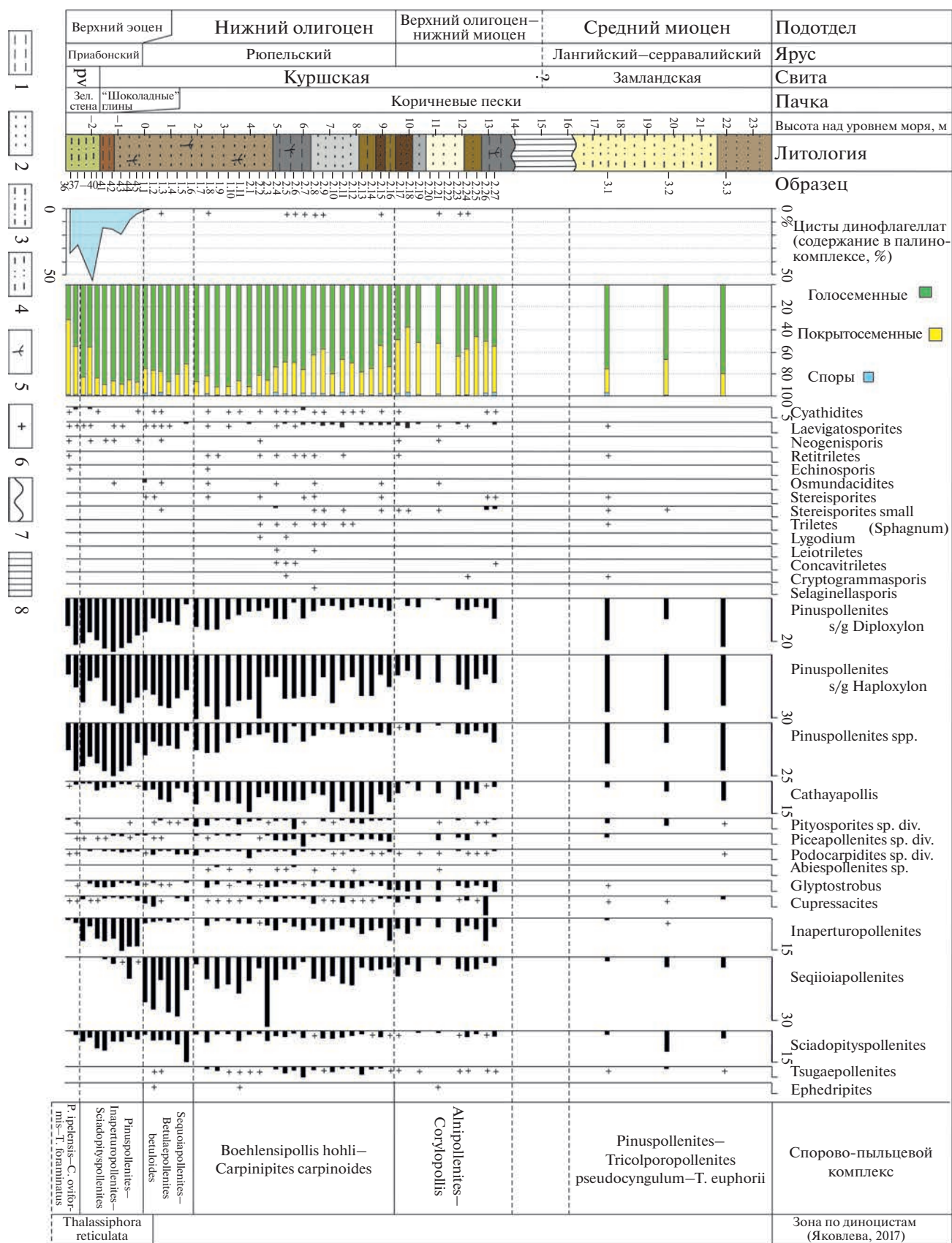
Поскольку отложения в интервале образцов 38–45 представлены морскими и солоноватоводными фациями и содержат комплекс диноцист терминального приабона–перехода от эоцена к олигоцену, выявленный в карьере Приморский СПК *Pinuspollenites–Inaperturopollenites–Sciadopityspollenites* датируется нами самым концом эоцена–переходом к олигоцену. СПК *Pinuspollenites–Inaperturopollenites–Sciadopityspollenites* близок по составу и структуре к комплексу с *Pinuspollenites*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Sequoiapollenites*, *Cupressacites bockwitzensis*, установленному в верхней части поморской свиты в Польше (Słodkowska, 2009). Помимо пыльцы наземных растений, палинокомплекс поморской свиты характеризуется присутствием микрофитопланктона *Cordosphaeridium* cf. *funiculatum*, *Enneadocysta pectiniformis*, *Charlesdowniea* (= *Talladinium*?) *clathrata*, *Pentadinium laticinctum* и *Glaphyrocysta pastielsii*, подтверждающего позднеприабонский возраст этих отложений (Słodkowska, 2009).

Коричневые пески куршской свиты в инт. –0.3...1.5 м (обр. 1.1–1.6) содержат **СПК *Sequoiapollenites–Betulaepollenites betuloides***. Для него характерно резкое увеличение (до 28%) доли пыльцы *Sequoiapollenites* и также резкое снижение (до 1–2.5%) *Inaperturopollenites* sp.; в то же время доля пыльцы *Cupressacites* sp. несколько увеличивается (до 5%). Отметим, что в составе голосеменных по-прежнему преобладает пыльца различных *Pinuspollenites*, при этом чаще встречается пыльца *Pinuspollenites* s/g *Haploxylon* (до 25%), реже – *Pinuspollenites* s/g *Diploxylon* (до 15%). Увеличивается доля пыльцы *Cathayapollis* sp. (до 9%) и *Podocarpidites* sp. (до 2.5%). Постоянно отмечается пыльца *Sciadopityspollenites* sp. (2.2–7%), особенно она обильна (до 15%) в верхней части описываемого интервала. Реже, чем в предыдущем СПК, встречается пыльца *Glyptostrobus* sp. (0.5–1%). Спорадически присутствует пыльца *Piceapollenites* sp. В составе комплекса единично появляется пыльца *Tsugaepollenites* sp. и *Ephedripites* sp.

Таксономический состав пыльцы покрытосеменных СПК *Sequoiapollenites–Betulaepollenites betuloides* мало отличается от такового из предыдущего комплекса, за исключением более весомой роли пыльцы теплоумеренной флоры, особенно

Рис. 5. Распределение цист динофлагеллат, пыльцы и спор в кровле пальвеской свиты, в куршской и замландской свитах в карьере Приморский.

1 – глины; 2 – пески; 3 – алевроиты; 4 – суглинки; 5 – растительные остатки, детрит; 6 – содержание компонента менее 1%; 7 – перерыв в осадконакоплении, несогласие; 8 – отложения скрыты в уступе карьера. Сокращения: Зел. стена – Зеленая стена, pv – пальвеская свита, P. – *Platanipollis*, C. – *Castaneoideaepollis*, T. – *Tricolporopollenites*.





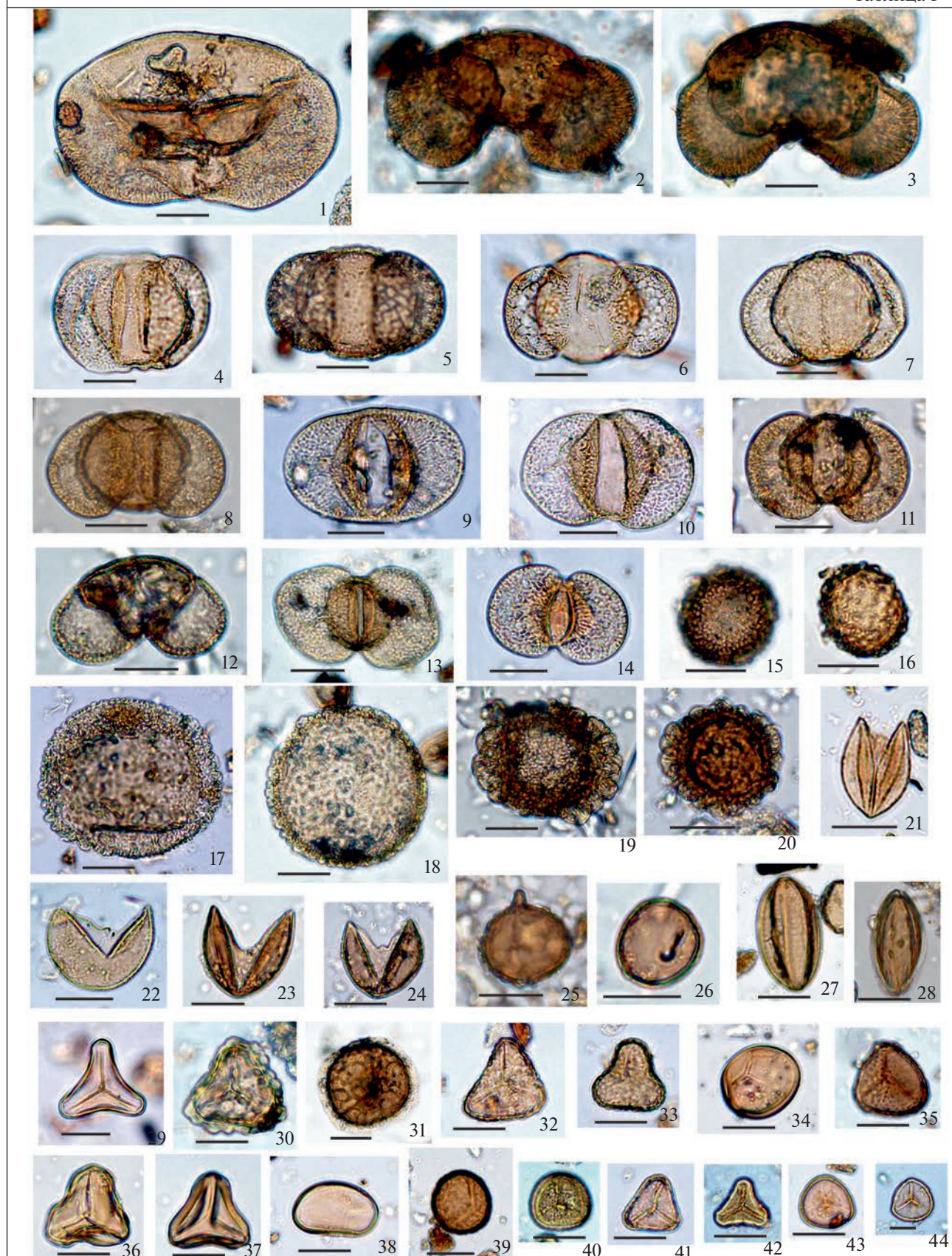
Эоцен	Олигоцен	Олигоцен?—миоцен	Отдел
Приабон	Рюпель		Ярус
<i>Thalassiphora reticulata</i>			Зона по диноцистам (Яковлева, 2017)
«Шоколадные» глины	Куршская		Свита
	Коричневые пески		Пачка
41	1.2/47	2.24	№ образцов
42	1.1/46	2.23	<i>Polysphaeridium zoharyi</i>
43	45	2.22	<i>Operculodinium divergens</i>
44	44	2.21	<i>Adnatosphaeridium aff. multispinosum</i>
45	43	2.20	<i>Vozzhennikovia</i> sp.
46	42	2.19	<i>Heteraulacysta pustulata</i>
47	41	2.18	<i>Operculodinium nanasconulum</i>
48	40	2.17	<i>Corrudinium incompositum</i>
49	39	2.16	<i>Cribrerodinium tenuitubulatum</i>
50	38	2.15	<i>Diphyes colligerum</i>
51	37	2.14	<i>Fromea fragilis</i>
52	36	2.13	<i>Heteraulacysta campanula</i>
53	35	2.12	<i>Hystrioholopoma cinctum</i>
54	34	2.11	<i>Puxidinopsis densipunctata</i>
55	33	2.10	<i>Hystrioholopoma coninckii</i>
56	32	2.09	<i>Membranophoridium aspinatum</i>
57	31	2.08	<i>Wetzeliella ovalis</i>
58	30	2.07	<i>Phthanoperidinium levimurum</i>
59	29	2.06	<i>Hystrioholopoma salacium</i>
60	28	2.05	<i>Distatodinium paradoxum</i>
61	27	2.04	<i>Phthanoperidinium rothmaniae</i>
62	26	2.03	<i>Phthanoperidinium vozzhennikovae</i>
63	25	2.02	<i>Pentadinium lophophorum</i>
64	24	2.01	<i>Enneadocysta multicornuta</i>
65	23	2.00	<i>Impagidinium maculatum</i>
66	22	1.99	<i>Polysphaeridium subtile</i>
67	21	1.98	<i>Distatodinium ellipticum</i>
68	20	1.97	<i>Distatodinium craterum</i>
69	19	1.96	<i>Horologinella? pentagonalis</i>
70	18	1.95	<i>Melitasphaeridium asterium</i>
71	17	1.94	<i>Palaeocystodinium golzowense</i>
72	16	1.93	<i>Phthanoperidinium geminatum</i>
73	15	1.92	<i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
74	14	1.91	<i>Senegalinium dilwynense</i>
75	13	1.90	<i>Cordosphaeridium inodes</i>
76	12	1.89	<i>Phthanoperidinium resistente</i>
77	11	1.88	<i>Homotryblum plectilum</i>
78	10	1.87	<i>Hystrioholopoma? sp. 1 in CHC-VS (2005)</i>
79	9	1.86	<i>Thalassiphora? pansa</i>
80	8	1.85	<i>Caligodinium amiculum</i>
81	7	1.84	<i>Homotryblum aculeatum</i>
82	6	1.83	<i>Distatodinium biffi</i>

Рис. 6. Окончание

Таблица 1. Пыльца голосеменных растений, споры мхов и папоротников из куршской свиты в карьере Приморский (Калининградская обл.). Длина масштабной линейки 20 мкм, для фиг. 44 – 10 мкм.

1 – *Piceapollenites* sp.; 2, 3 – *Abiespollenites* sp.; 4, 5 – *Pinuspollenites* s/g *Haploxylon*; 6–8 – *Pinuspollenites* s/g *Diploxylon*; 9–12 – *Cathayapollis* spp.; 13 – *Podocarpidites libellus* (Potonié) Krutzsch; 14 – *Podocarpidites* sp.; 15, 16 – *Sciadopityspollenites* sp.; 17–20 – *Tsugaepollenites* spp.; 21 – *Glyptostrobus* sp.; 22 – *Inaperturopollenites* sp.; 23, 24 – *Cupressacites* sp.; 25, 26 – *Sequoiapollenites* sp.; 27, 28 – *Ephedripites* sp.; 29 – *Concavitriletes* sp.; 30 – *Triletes* sp.; 31 – *Retitriletes* sp.; 32, 33 – *Triletes* spp.; 34 – *Leiotriletes* sp.; 35 – *Selagosporis* sp.; 36 – *Neogenisporis* sp.; 37 – *Neogenisporis neogenicus* Krutzsch; 38 – *Laevigatosporites* sp.; 39, 40 – *Osmundacidites* spp.; 41, 42 – *Triletes* spp.; 43 – *Stereisporites* sp.; 44 – *Stereisporites* small (*Sphagnum*).

Таблица I



плекс этой свиты характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных (*Pinuspollenites*, *Sequoiapollenites*, *Sciadopityspollenites*, *Inaperturopollenites*) и появлением стратиграфически важных раннеолигоценовых видов *Boehlen-sipollis hohli* и *Cupanieidites eucalyptoides*.

Пески и глины куршской свиты в инт. 2.3–9.5 м (обр. 1.7–2.16) характеризуются **СПК *Boehlen-sipollis hohli*–*Carpinipites carpinoides***. В комплексе по-прежнему преобладает пыльца голосеменных (58–92.5%). В этой группе доминирует пыльца различных *Pinuspollenites* (до 50%), особенно много пыльцы *Pinuspollenites* s/g *Naploxydon* (до 30%). Постоянно в значительных количествах отмечается пыльца *Cathayapollis* (5–15%), содержание пыльцы *Sequoiapollenites* сильно варьирует (от 2.5 до 32%), увеличивается доля пыльцы *Inaperturopollenites* (до 11.7%). Постоянно, хотя и в незначительных количествах (0.5–4%), в комплексе встречается пыльца родов *Glyptostrobus*, *Cupressacites*, *Podocarpidites*. Пыльца *Tsugaepollenites* и *Piceapollenites* становится постоянным компонентом ассоциаций, в коричневых песках такой пыльцы еще немного, но выше по разрезу, в глинах, доля *Tsugaepollenites* увеличивается до 5.5%, а *Piceapollenites* – до 6.5%. Несколько сокращается (0.5–6%) количество пыльцы *Sciadopityspollenites* по сравнению с предыдущим СПК. Спорадически отмечена пыльца *Abiespollenites* sp., отсутствующая в нижележащих отложениях, а также *Ephedrigites* sp.

Количественное и таксономическое разнообразие пыльцы покрытосеменных в СПК *Boehlen-sipollis hohli*–*Carpinipites carpinoides* определено выше, чем в комплексах нижней части куршской свиты. Среди покрытосеменных появляется стратиграфически важный таксон *Boehlen-sipollis hohli*. Наиболее часто (до 10%) встречаемыми таксонами

являются *Caryapollenites simplex*, *Alnipollenites*, *Betulaepollenites betuloides*, *Carpinipites carpinoides*. Несколько увеличивается (до 3%) доля пыльцы *Platanipollis ipelensis*. В незначительных количествах (0.5–2.5%), но постоянно встречается пыльца родов *Corylopollis*, *Castaneoideaepollis* (*C. oviformis*, *C. pusillus*), *Quercoidites* (*Q. henrici*, *Q. microhenrici*, *Q. quisqualis*), *Engelhardtioipollenites* (*E. punctatus*, *E. quietus*), *Myricipites* (*M. bituites*, *M. rurensis*), *Nyssapollenites*, *Ericipites*, *Fususpollenites fusus*. Содержание пыльцы формального рода *Tricolporopollenites* непостоянно и варьирует от 5 до 16% (суммарно), разнообразие такой пыльцы невысоко в коричневых песках, но повышается в глинах и песках верхней части описываемого интервала (обр. 2.4–2.15). Чаще всего встречаются *Tricolporopollenites exactus*, *T. megaexactus*, *T. brühlensis*, реже – *T. retiformis*, *T. liblarensis*, *T. fallax*, *T. marcodurensis*, *T. microreticulatus*, *T. microporites*, *T. cingulum*, *T. pseudocingulum*, *T. leonensis*, *T. asper*, *T. dolium*, *T. theacoides*. Спорадически встречается пыльца *Juglandipollis* sp., *Ulmipollenites* sp., *Salixpollenites*, *Faguspollenites* sp., *Intratrisporopollenites* sp., *Polyatriopollenites* sp., *Triporopollenites plicoides*, *Comptoniapollenites*, *Myrtacidites*, *Ilexpollenites*, *Araliaceopollenites*, *Cornaceaepollis*, *Reevesiapollis*, *Liquidambar*, aff. *Oleaceae*, aff. *Hamamelidaceae*, *Rhuspollenites* sp., *Cupanieidites eucalyptoides*. Следует отметить, что практически выпадает из комплекса пыльца рода *Platycaryapollenites*, она лишь спорадически отмечена в низах интервала.

Спор в комплексе немного (0.5–5%), таксономический состав их несколько более разнообразный, чем в СПК нижней части куршской свиты. Споры принадлежат родам *Laevigatosporites* (встречается чаще всего, до 2.5%), *Osmundacidites*, *Stereisporites*, *Stereisporites small* (*Sphagnum*), *Cyathidites*, *Neogenisporis*, *Echinosporis*, *Triletes*, *Reti-*

Таблица II. Пыльца покрытосеменных растений из куршской свиты в карьере Приморский (Калининградская обл.). Длина масштабной линейки 20 мкм, для фиг. 7–14 и 56–74 – 10 мкм.

1, 2 – *Faguspollenites* sp.; 3, 4 – *Quercoidites henrici* (Potonié) Potonié, Thomson et Thiergart; 5–7 – *Quercoidites* spp.; 8 – *Tricolporopollenites fallax* (Potonié) Krutzsch; 9 – *T. liblarensis* (Thomson) Grabovska; 10, 11 – *Quercoidites microhenrici* (Potonié) Potonié, Thomson et Thiergart; 12–14 – *Castaneoideaepollis oviformis* (Potonié) Grabovska; 15–18 – *Platanipollis ipelensis* (Pacltová) Grabovska; 19 – *Liquidambar* sp.; 20, 21 – *Comptoniapollenites* sp.; 22 – *Ulmipollenites* sp.; 23 – *Intratrisporopollenites* sp.; 24, 25 – *Nyssapollenites* sp.; 26–28 – *Carpinipites carpinoides* (Pflug) Nagy; 29 – *Caryapollenites simplex* (Potonié) Potonié; 30 – *Caryapollenites* sp.; 31 – *Ilexpollenites propinquus* (Potonié) Potonié; 32 – *Ilexpollenites* sp.; 33–35 – *Ilexpollenites margaritatus* (Potonié) Raatz; 36–38 – *Ericipites* spp.; 39 – *Ericipites callidus* (Potonié) Krutzsch; 40 – *Rhuspollenites* sp.; 41 – *Cornaceaepollis* sp.; 42 – *Tricolporopollenites marcodurensis* Pflug et Thomson; 43 – *Tricolporopollenites dolium* (Potonié) Thomson et Pflug; 44 – *T. photinoides* Skawińska; 45 – *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Potonié) Thomson et Pflug; 46 – *Tricolporopollenites euphorii* (Potonié) Pflug et Thomson; 47 – *Tricolporopollenites* sp.; 48 – aff. *Hamamelidaceae*; 49, 50 – *Tricolporopollenites microreticulatus* Pflug et Thomson; 51 – *T. foraminatus* Manykin; 52, 53 – *Tricolporopollenites foraminatus* Manykin; 54 – *Tricolporopollenites aff. villensis* (Thomson) Thomson et Pflug; 55, 56 – *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves; 57–59 – *Araliaceopollenites* spp.; 60 – *Tricolporopollenites* aff. *Hypericaceae*; 61 – *Castaneoideaepollis pusillus* (Potonié) Grabovska; 62–65 – aff. *Oleaceae*; 66 – *Engelhardtioipollenites punctatus* (Potonié) Potonié; 67 – *E. quietus* (Potonié) Potonié; 68–71 – *Tricolporopollenites exactus* (Potonié) Grabovska; 72, 73 – *Cupanieidites eucalyptoides* Krutzsch; 74–77 – *Myrtacidites* spp.; 78, 79 – aff. *Hamamelidaceae*; 80–82 – *Tricolporopollenites megaexactus* (Potonié) Thomson et Pflug; 83 – *T. brühlensis* (Thomson) Grabovska; 84 – *Reevesiapollis* sp.; 85 – *Platycaryapollenites* sp.; 86 – *Triporopollenites plicoides* Zaklinskaya; 87, 88 – *Cornaceaepollis* sp.; 89, 90 – *Corylopollis* spp.; 91 – *Betulaepollenites betuloides* (Pflug) Nagy; 92, 93 – *Alnipollenites* spp.; 94 – *Myricipites bituites* (Potonié) Nagy; 95, 96 – *Myricipites rurensis* (Pflug et Thomson) Nagy; 97, 104 – *Juglandipollis* spp.; 98 – *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* (Krutzsch) Krutzsch; 99–103 – *Boehlen-sipollis hohli* Krutzsch; 105 – *Polyatriopollenites* sp.

Таблица II



triletes, Leiotriletes, Lygodium, Cryptogrammasporis, Concavisporites, Selaginellasporis.

Водные палиноморфы в комплексе редки, спорадически встречаются единичные диноцисты (*Deflandrea phosphoritica*, *Operculodinium* sp.), акритархи, зеленые водоросли *Ovoidites* sp., *Pseudopediastrum boryanum*.

Boehlensipollis hohli является видом-индексом нижнего олигоцена в Западной Европе (*Châteauneuf*, 1986), что позволяет нам отнести вмещающие отложения куршской свиты к нижнему олигоцену.

Из песков и глин куршской свиты в инт. 9.5–13.3 м выявлен СПК **Alnipollenites–Corylopollis** (обр. 2.17–2.27), в котором содержится примерно равное количество пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений. В составе голосеменных сокращается доля пыльцы различных *Pinuspollenites* (в сумме до 30%), хотя в этой группе она все еще доминирует. Субдоминант – пыльца сем. *Cupressaceae* (суммарно до 25.5%). При этом определенно снижается доля пыльцы *Sequoiapollenites* (2.5–9%), в то время как содержание пыльцы *Inaperturopollenites* (5–11.5%), *Cupressacites* (1.5–8.5%) и *Glyptostrobus* (2.5–6%) незначительно повышается. Уменьшается доля пыльцы *Cathayapollis* (1.5–8.5%), *Sciadopityspollenites* (0.5–3%) и *Piceapollenites* (0.5–2.5%). Единично присутствует пыльца родов *Tsugaepollenites*, *Podocarpidites*.

Таксономическое разнообразие пыльцы покрытосеменных в СПК **Alnipollenites–Corylopollis** приблизительно такое же, как и в предыдущем комплексе. Отличие состоит в резком увеличении в первом пыльцы сережкоцветных *Alnipollenites* sp. (до 20%), *Corylopollis* sp. (до 4.5%) и *Betulaepollenites betuloides* (до 6%). Также стоит отметить несколько более высокое содержание в комплексе пыльцы *Nyssapollenites* (0.5–4.5%), *Myrtaceidites* (0.5–2.5%), *Engelhardtioipollenites* (0.5–2%). Напротив, заметно снижается доля пыльцы *Caryapollenites simplex* (0.5–2%).

В верхах описываемого интервала, в бурых песках и пластинчатых глинах (инт. 12.2–13.3 м, обр. 2.24–2.27) наблюдается резкий рост участия в комплексе мелкой трехбороздно-поровой пыльцы (суммарно до 12%), в том числе *Fususpollenites fusus* (до 8.6%), а также пыльцы формального рода *Tricolporopollenites* (*T. exactus*, *T. megaexactus*, *T. liblarensis*, *T. pseudoexactus*), *Myricipites* spp. (до 7%) и *Platycaryapollenites* sp. (до 7.7%). При этом доля пыльцы *Alnipollenites* снижается здесь до 5–10%.

Споры в СПК **Alnipollenites–Corylopollis** по-прежнему немногочисленны (1–4%), присутствуют *Concavisporites*, *Laevigatosporites*, *Osmundacidites*, *Neogenisporis*, *Stereisporites*, *Stereisporites small* (*Sphagnum*), *Equisetum*. Из водных палиноморф обнаружены единичные диноцисты (*Deflandrea phosphoritica*, *Microdinium reticulatum*), зеленые

водоросли *Pseudopediastrum boryanum*, *Zygnemataceae*, а также остатки колоний зеленых водорослей *Botryococcus* (до 6.5% в палинокомплексе), устьица хвойных (*Pinus*-type, *Picea*-type) и споры грибов.

СПК **Alnipollenites–Corylopollis** из верхней части куршской свиты весьма близок по составу и структуре к комплексу Sm-5 из угленосных отложений в скв. 3 у дер. Смолярка Брестской области, датированному поздним олигоценом–ранним миоценом (Мурашко и др., 1998). Резкие изменения в структуре комплекса, характеризующего верхнюю часть коричневых песков куршской свиты, говорят о наличии стратиграфического перерыва на этом рубеже.

Перекрывающие отложения замландской свиты (инт. 16.2–23.5 м, обр. 3.1–3.3) характеризует СПК **Pinuspollenites–Tricolporopollenites pseudocingulum–T. euphorii** с преобладанием пыльцы голосеменных (до 80%). В составе голосеменных много пыльцы различных сосен – *Pinuspollenites* s/g *Haploxylon* (до 30%), *Pinuspollenites* s/g *Diploxylon* (до 15%), *Pinuspollenites* sp. (до 30%). От 3 до 10% приходится на долю пыльцы *Cathayapollis* sp., *Sciadopityspollenites* sp., *Sequoiapollenites* sp. Единично отмечена пыльца родов *Inaperturopollenites*, *Cupressacites*, *Glyptostrobus*, *Tsugaepollenites*, *Piceapollenites*, *Podocarpidites*.

Таксономическое разнообразие пыльцы покрытосеменных ниже, чем в СПК куршской свиты, вверх по разрезу оно еще больше снижается. Наиболее часто (до 16%) встречается пыльца формального рода *Tricolporopollenites* – *T. pseudocingulum*, *T. euphorii*, *T. exactus*, *T. megaexactus*, в незначительных количествах (1–3%) присутствует пыльца родов *Betulaepollenites*, *Corylopollis*, *Quercoidites*, *Castaneoideaepollis*, *Engelhardtioipollenites*, *Myricipites*, *Ericipites*. Единично обнаружена пыльца *Salixpollenites*, *Carpinipites*, *Faguspollenites*, *Intratriporopollenites*, *Myrtaceidites*, *Caryapollenites*, *Juglandipollis*, *Ilexpollenites*, *Nyssapollenites*, *Liquidambar*, *Sparganiaceaeapollenites*.

Споры не играют существенной роли в комплексе (0.5–3%), наиболее разнообразно они представлены только в нижней части свиты (обр. 3.1): здесь присутствуют *Cryptogrammasporis*, *Laevigatosporites*, *Triletes*, *Retitriletes*, *Stereisporites*, *Stereisporites small* (*Sphagnum*). Выше по разрезу споры единичны (обр. 3.2) либо отсутствуют (обр. 3.3).

Водные палиноморфы представлены клетками зеленых водорослей *Botryococcus* (до 20% в комплексе), единичными *Zygnemataceae*, внутренними камерами фораминифер (обр. 3.1) и спорами грибов.

СПК **Pinuspollenites–Tricolporopollenites pseudocingulum–T. euphorii** замландской свиты отличается увеличением доли пыльцы различных сосен, в то время как кипарисовые в нем практически

отсутствуют, за исключением пыльцы *Sequoiapollenites*. При этом таксономический состав покрытосеменных в комплексе становится гораздо беднее, чем в куршской свите. В этой группе заметную роль играют лишь *Tricolporopollenites pseudocingulum*, *T. exactus*, *T. megaexactus*, *T. euphorii*. По присутствию этих таксонов представляется возможным сопоставить данный комплекс с комплексами из среднемиоценовых отложений Польши (Piwocki, Ziembinska-Tworzydło, 1997).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате палинологического изучения стратотипа куршской свиты и низов стратотипа замландской свиты в карьере Приморский уточнен их стратиграфический возраст.

Так, верхняя часть пальвеской свиты, “шоколадные” глины и самая нижняя часть коричневых песков куршской свиты, охарактеризованные комплексом *Pinuspollenites*—*Inaperturopollenites*—*Sciadopityspollenites*, отнесены нами к терминальному приабону. Возраст этих отложений подтвержден данными изучения цист динофлагеллат (Iakovleva et al., 2021). Резкое увеличение доли пыльцы голосеменных, в том числе различных сосновых, кипарисовых, характерно для пограничных эоцен-олигоценовых (Kosmowska-Ceranowicz, Müller, 1985) и нижнеолигоценовых (Практическая..., 1990; Słodkowska, 2009; Запорожец, Ахметьев, 2017) отложений различных районов Евразии. Выявленный нами в Калининградской области СПК *Pinuspollenites*—*Inaperturopollenites*—*Sciadopityspollenites* весьма близок по составу и структуре к комплексу *Sciadopitys verticillatiformis*—*Retitricolpites foraminatus* из нижней части межигорской свиты Украины (Зосимович, Шевченко, 2015). В комплексе на Украине также преобладает пыльца голосеменных (до 91%), а именно *Pinaceae*, *Cupressaceae*, *Sciadopityaceae*, его возраст по данным изучения диноцист — рюпель (интервал диноцистовой зоны DP 13 *Wetzeliella gochtii*) (Стотланд, 1984, 1986).

Нижняя часть коричневых песков куршской свиты содержит раннеолигоценовый комплекс *Sequoiapollenites*—*Betulaepollenites betuloides*. Данный комплекс сопоставляется с одновозрастными комплексами нижнемосинской свиты (Lower Mosina; Słodkowska, 2009) и угленосных слоев в скв. Łukowa-4 на юго-востоке Польши (Gedl et al., 2016). Увеличение доли сережкоцветных (*Betulaepollenites betuloides*, *Carpinipites carpinoides*), резкое снижение таксономического разнообразия теплолюбивых цветковых растений, а также появление пыльцы *Tsugaepollenites* в этом комплексе указывает на похолодание, которое характеризует начало олигоцена на глобальном уровне. Так, значительное увеличение пыльцы сосновых, кипарисовых, а также березовых (особенно граба), появление пыльцы ели и тсуги характерно для па-

линокомплекса нижнеолигоценовой (майкопской) пшехской свиты на Северном Кавказе (Запорожец, Ахметьев, 2017). Таким образом, коричневые пески куршской свиты с комплексом *Sequoiapollenites*—*Betulaepollenites betuloides* могут быть сопоставлены и с нижнеолигоценовыми отложениями Пери-Тетиса.

Средняя часть коричневых песков куршской свиты, содержащая комплекс *Boehlenisipollis hohli*—*Carpinipites carpinoides*, формировалась в раннем олигоцене (рюпельский век). *Boehlenisipollis hohli* является стратиграфическим маркером нижнего олигоцена во Франции (Châteauneuf, 1986) и в Центральном и Западном Паратетисе (Hochuli, 1978). Этот вид известен из нижнего олигоцена Германии (Nickel, 1996) и Великобритании (Boulter, Craig, 1979). Комплекс спор и пыльцы, включающий виды *Boehlenisipollis hohli* и *Cupanieidites eucalyptoides*, характерен также для нижнеолигоценовых нижнемосинской (Lower Mosina) и чемпинской (Czempin) свит, распространенных на территории Польши (Piwocki, 2004). В Турции вид *Boehlenisipollis hohli* известен из нижнего олигоцена, а его последнее появление совпадает с границей рюпеля и хатта (Akkiraz, Akgün, 2005; Akkiraz et al., 2011). *Boehlenisipollis hohli* отмечен в остракодовых слоях нижнего олигоцена в стратотипическом разрезе на р. Белая в Предкавказье (Запорожец, 1999) и в нижнеолигоценовых курганских слоях на юге Западной Сибири (Ахметьев и др., 2001).

К позднему олигоцену—раннему миоцену отнесена верхняя часть коричневых песков куршской свиты с комплексом *Alnipollenites*—*Corylopollis*. Ограничить возраст этих отложений исключительно поздним олигоценом нельзя, так как позднеолигоценовые палинокомплексы Белоруссии и Польши имеют несколько иную структуру: в них пыльца сережкоцветных играет весьма скромную роль. Так, позднеолигоценовый комплекс из углесодержащей стародубской свиты Белоруссии характеризуется высоким содержанием пыльцы голосеменных и низким — пыльцы *Alnus* (Мурашко и др., 1998; Стратиграфические..., 2010). На территории Польши верхнеолигоценовые отложения сохранились фрагментарно (Słodkowska, 2004), поскольку в позднем олигоцене море отступило с севера Польской низменности, а позднее эти образования были разрушены процессами денудации. Те немногие палинологические данные, которые имеются для верхнего олигоцена Польши, указывают на то, что комплексы из этих отложений также содержат очень мало пыльцы арктотретичной флоры (Słodkowska, 2004). Сокращение пыльцы хвойных на фоне увеличения содержания пыльцы арктотретичной флоры отмечено в верхнеолигоценовых—нижнемиоценовых нерасчлененных отложениях Белоруссии. Так, выделенный нами комплекс *Alnipollenites*—*Corylopollis* из верхней части куршской свиты весьма близок

по составу к комплексу Sm-5 из угленосных отложений в скв. 3 у дер. Смолярка Брестской области (Мурашко и др., 1998). Для последнего характерно резкое сокращение участия пыльцы хвойных, преобладание пыльцы покрытосеменных, особенно много ольхи (*Alnus*, до 20%). Отмечено, что значительное участие в этом комплексе пыльцы покрытосеменных, определяемой по искусственной систематике, сближает его с позднеолигоценовыми комплексами; в то же время высокая роль арктотретичных элементов позволяет сопоставлять вмещающие отложения и с нижним миоценом (Мурашко и др., 1998). Известно, что при переходе к позднему олигоцену состав европейских флор изменился незначительно, широкое распространение арктотретичные элементы получили только в конце позднего олигоцена—начале раннего миоцена: во флорах этого времени увеличивается влияние таких листопадных древесных, как *Alnus*, *Corylus*, *Saprinus* и др. (Буданцев, Свешникова, 1964; Ахметьев, 1978). Появление большого количества пыльцы *Alnipollenites verus* отмечено в низах миоцена Центральной и Северной Европы, где установлена одноименная палинозона (Piwocki, Ziembinska-Tworzydło, 1997), отличающаяся обеднением флоры, вызванным похолоданием климата на рубеже олигоцена и миоцена. На данном этапе исследований мы склонны относить верхнюю часть куршской свиты, содержащую СПК *Alnipollenites—Corylopollis*, к верхнему олигоцену—нижнему миоцену, поскольку резкое увеличение пыльцы *Alnipollenites* вполне может отражать похолодание на рубеже хаттского—аквитанского веков, а увеличение доли пыльцы теплолюбивых покрытосеменных, а также кипарисовых в верхней части интервала вполне может соответствовать началу климатического оптимума конца раннего—начала среднего миоцена. Более точно определить возраст верхней части куршской свиты станет возможно по мере накопления палинологических данных в регионе.

Таким образом, полученные нами палинологические данные позволили уточнить возраст стратотипа куршской свиты в карьере Приморский — “шоколадные глины” и нижняя часть коричневых песков имеют терминальноприабонский возраст, средняя часть коричневых песков формировалась в раннем олигоцене (рюпель), верхняя часть свиты предположительно соответствует верхнему олигоцену—нижнему миоцену.

Перекрывающая куршскую свиту замландская свита, содержащая комплекс *Pinuspollenites—Tricolporopollenites pseudocingulum—T. euphorii*, соответствует среднему миоцену. В настоящее время замландскую свиту сопоставляют с нижнемиоценовыми равичской (Rawicz), горзовской (Gorzow), сцинавской (Scinawa), краженской (Krajenska) и среднемиоценовыми адамовской (Adamow), павловицкой (Pawlowice) свитами Польской низмен-

ности (Piwocki, Ziembinska-Tworzydło, 1997). В этой связи следует отметить, что выявленный нами комплекс *Pinuspollenites—Tricolporopollenites pseudocingulum—T. euphorii* совершенно не дает оснований для его сопоставления с раннемиоценовыми комплексами Польши, поэтому корреляции замландской свиты с нижнемиоценовыми свитами Польской низменности сомнительны. В то же время довольно частое присутствие в комплексе замландской свиты пыльцы *Tricolporopollenites exactus*, *T. megaexactus*, *T. brühlensis*, а также *Tricolporopollenites pseudocingulum* и *T. euphorii* позволяет сопоставлять эти отложения с зонами VI (*T. megaexactus*) либо IX (*T. pseudocingulum*) среднего миоцена Польши (Piwocki, Ziembinska-Tworzydło, 1997). Более точная корреляция этой части разреза карьера Приморский станет возможной при более детальном изучении всего интервала замландской свиты.

Соотношение различных групп морских, водных и континентальных палиноморф в палинологических комплексах куршской свиты и перекрывающей ее нижней части замландской свиты, а также анализ таксономического состава спорово-пыльцевых комплексов позволяют нам сделать определенные выводы об условиях осадконакопления и изменениях растительного ландшафта Южной Прибалтики в результате постепенного изменения климата в позднем палеогене—начале неогена.

Так, сокращение содержания цист динофлагеллат (15—19%) по отношению к континентальным палиноморфам в палинокомплексе кровли пальвеской свиты и низах куршской свиты четко указывает на развитие регрессии морского бассейна в самом конце приабона вблизи границы эоцена/олигоцена. В это время по берегам пролива произрастали мезофитные смешанные хвойно-широколиственные леса с дубами, каштанами, платанами. Участки суши, освободившиеся от моря, были оккупированы болотной растительностью: в растительных сообществах в это время значительно увеличилось количество болотного кипариса, климат же оставался все еще достаточно теплым и влажным, близким к субтропическому.

Значительное похолодание климата на рубеже эоцена и олигоцена привело к тому, что в составе лесных сообществ увеличилось количество представителей теплоумеренной флоры (ольха, береза, граб). По-видимому, значительно сократились площади заболоченных участков на суше, поскольку в сообществах этого времени резко уменьшилась доля участия болотного кипариса (*Inaperturopollenites*). В прибрежной части бассейна широкое распространение получили секвойи, а в составе хвойных появились тсуги.

Во второй половине раннего олигоцена в составе хвойных увеличились доли катаяи, ели, тсуги,

сократилось количество зонтичной сосны. Климат постепенно становился более мягким по сравнению с самым началом олигоцена: на это указывает постоянное присутствие в составе широколиственных таких теплолюбивых представителей, как дуб, платан, каштан, орех, нисса, гикори, птерокария, энгельгардия, мирика. Тем не менее значительную роль в ландшафтах уже играли умеренно теплолюбивые сережкоцветные (ольха, береза, граб).

Верхняя часть коричневых песков куршской свиты формировалась в более суровых климатических условиях. Так, в позднем олигоцене—раннем миоцене представители умеренно теплолюбивой арктотретичной флоры существенно потеснили теплолюбивые широколиственные в лесных сообществах. Климат тем не менее оставался влажным, на что указывает растительная ассоциация, включающая растения, предпочитающие переувлажненный субстрат — ольха, нисса, мирика, глиптостробус, болотный кипарис. Пески и глины самой верхней части куршской свиты накапливались в более благоприятных климатических условиях, вероятно соответствующих потеплению на рубеже раннего— среднего миоцена, поскольку в сообществах увеличилось количество таких теплолюбивых растений, как миртовые, цирилловые, ореховые (*Platycaryapollenites*).

В среднем миоцене (замландское время) климат оставался все еще достаточно теплым, в составе смешанных мезофитных лесов присутствовали различные сосны, секвойя, катаяя, зонтичная сосна, дубы, каштаны, мирики, энгельгардии, а также теплолюбивые представители сем. *Syrillacae*. Роль мелколиственной растительности была невелика. Тем не менее климатические показатели явно ухудшились, поскольку из состава лесной растительности практически исчезли такие породы, как гикори, платан, птерокария, орех, нисса, падуб. По-видимому, климат стал относительно более сухим, на что указывает отсутствие в составе пыльцы влаголюбивых ногоплодника, ели, глиптостробуса, болотного кипариса.

По таксономическому составу олигоценевая и ранне-среднемиоценовая палинофлоры Самбийского полуострова отличаются от разновозрастных палинофлор Европы отсутствием таких теплолюбивых элементов, как *Palmae*, *Laurus*, *Cinnamomum*, характерных для так называемой полтавской фитогеографической провинции. Обособленное положение этой флоры было отмечено ранее при анализе таксономического состава макроостатков растений из куршской свиты (Буданцев, Свешникова, 1964), что объяснялось тем, что флора Самбийского полуострова является самой северной из европейских флор и могла формироваться на границе двух фитогео-

графических зон — полтавской и тургайской. В целом южнобалтийская флора олигоцена—среднего миоцена оставалась субтропической, но испытывала на себе влияние тургайского типа растительности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного палинологического изучения отложений стратотипа куршской свиты и низов стратотипа замландской свиты в Приморском карьере удалось выявить один диноцистовый и пять спорово-пыльцевых комплексов, таксономический состав и количественная структура которых позволяют уточнить стратиграфический возраст вмещающих отложений, а также сопоставить эти толщи с отложениями сопредельных территорий. “Шоколадные глины” и нижняя часть коричневых песков куршской свиты имеют терминальноприабонский возраст, средняя часть коричневых песков формировалась в раннем олигоцене (рюпель), верхняя часть свиты предположительно соответствует верхнему олигоцену—нижнему миоцену. К среднему миоцену отнесена перекрывающая куршскую свиту замландская свита.

Реконструированы условия осадконакопления, выявлены изменения в растительных сообществах, происходившие в результате постепенного изменения климата в позднем палеогене—начале неогена в Южной Прибалтике. Показано, что олигоценевые и ранне-среднемиоценовые палинофлоры Самбийского полуострова не содержат типично тропических элементов, чем отличаются от разновозрастных европейских ископаемых флор. Вероятно, это произошло вследствие их формирования на границе двух фитогеографических зон — полтавской и тургайской.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Генеральному директору ФГУП “Янтарный комбинат” М.И. Зацепину за доступ в Приморский карьер, а также главному геологу Янтарного комбината А.Е. Коркину и научному сотруднику Института Океанологии РАН (Калининград) В.И. Алексееву за помощь в отборе проб. Авторы признательны Л.Ф. Бобковой и Е.В. Тупицыной (ИНГГ СО РАН) за химическую обработку палинологических образцов, а также рецензентам Н.К. Лебедевой, О.В. Шурековой, М.Е. Былинской за ценные замечания и комментарии, послужившие улучшению качества статьи.

Финансирование работы. Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Калининградской области, проект РФФИ № 119-45-390001. Палинологические исследования проведены в рамках темы госзаданий “Микрофитопланктон и высшие растения позднего палеозоя—кайнозоя: проблемы палеофлористики, флостратигра-

фии, палеофитогеографии и палеоклиматологии” ГИН РАН, FWZZ-2022-0004 (ИНГГ СО РАН) и FMWE-2021-0012 (ИО РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахметьев М.А.* Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии. М.: Наука, 1978. 188 с. (Тр. ГИН РАН СССР. Вып. 316).
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Железко В.И., Запорожец Н.И.* Курганские слои нижнего олигоцена Западной Сибири и Зауралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 65–79.
- Балтакис В.И.* Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики // Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. Тр. Института геологии (Вильнюс). 1966. Вып. 3. С. 277–323.
- Буданцев Л.И., Свешникова И.Н.* Третичная флора Калининградского полуострова. Ч. IV // Тр. Ботанического института АН СССР. 1964. Сер. 8. Палеоботаника. № 5. С. 83–112.
- Веножинскене А.И.* Палинологические комплексы палеогена Южной Прибалтики // Мезозой и кайнозой Южной Прибалтики и Белоруссии. Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1960. Т. 12. С. 41–47.
- Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. I. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. Отв. ред. Крашенинников В.А., Ахметьев М.А. М.: ГЕОС, 1996. 314 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 489).
- Запорожец Н.И.* Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых–нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 61–78.
- Запорожец Н.И., Ахметьев М.А.* Палеоботаническое изучение разреза майкопской серии олигоцена–нижнего миоцена по р. Белая выше г. Майкопа, Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 61–83.
- Зосимович В.Ю.* Граница олигоцена и миоцена в борзельской провинции Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. (Киев). 1991. № 3. С. 89–98.
- Зосимович В.Ю., Шевченко Т.В.* Палеогенові відклади Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції // Палеоокеанографія та палеоседиментогенез. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2015. Т. 8. С. 68–121.
- Кузьмина О.Б., Яковлева А.И.* Новые данные о спорово-пыльцевой характеристике верхнеэоценовых отложений Самбийского полуострова, Калининградская область // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 3. С. 99–115.
- Мурашко Л.И., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В.* Поздний олигоцен Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 67–80.
- Практическая палиностратиграфия. Ред. Панова Л.А., Ошуркова М.В., Романовская Г.М. Л.: Недра, 1990. 348 с.
- Стотланд А.Б.* Микрофитофоссилии позднего эоцена–среднего миоцена Днепровско-Донецкой впадины и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1984. 26 с.
- Стотланд А.Б.* Корреляция олигоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины по динофлагеллатам // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наук. думка, 1986. С. 60–65.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: БелНИГРИ, 2010. 282 с.
- Харин Г.С., Лукашина Н.П.* Условия образования и корреляция янтареносной прусской свиты (верхний эоцен, Калининградская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 93–99.
- Яковлева А.И.* Детализация эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Перитетиса // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 32–48.
- Akkiraz M.S., Akgün F.* Palynology and age of the Early Oligocene units in Cardak-Tokca basin, southwest Anatolia: paleoecological implications // Geobios. 2005. V. 38. P. 283–299.
- Akkiraz M.S., Akgün F., Örcen S.* Stratigraphy and palaeoenvironment of the Lower–“middle” Oligocene units in the northern part of the Western Taurides (Incesu area, Isparta, Turkey) // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 40. P. 452–474.
- Boulter M.C., Craig D.L.* A middle Oligocene pollen and spore assemblage from the Bristol channel // Rev. Paleobot. Palynol. 1979. V. 28. P. 259–272.
- Brinkhuis H.* Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1994. V. 107 (1–2). P. 121–163.
- Brinkhuis H., Biffi U.* Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Eocene/Oligocene transition in central Italy // Marine Micropaleontol. 1993. V. 22. P. 131–183.
- Châteauneuf J.J.* Evolution of the microflora and dinocysts at the Eocene–Oligocene boundary in Western Europe // Terminal Eocene events. Eds. Pomerol C., Premoli-Silva I. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B.V., 1986. P. 289–292.
- Egger L.M., Sliwinska K.K., Van Peer T.E., Liebrand D., Lippert P.C., Friedrich O., Wilson P.A., Norris R.D., Pross J.* Magnetostratigraphically-calibrated dinoflagellate cyst bioevents for the uppermost Eocene to lowermost Miocene of the western North Atlantic (IODP Expedition 342, Paleogene Newfoundland sediment drifts) // Rev. Paleobot. Palynol. 2016. V. 234. P. 159–185.
- Gedl P.* Dinoflagellate cyst record of the Eocene–Oligocene boundary succession in flysch deposits at Leluchow, Car-

- pathian Mountains, Poland // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2004. V. 230 (1). P. 309–324.
- Gedl P., Worobiec E., Słodkowska B.* Palynology of Lower Oligocene brown coal and lower most Middle Miocene sand deposits from the Łukowa-4 borehole (Carpathian Foredeep, SE Poland) – implications for palaeogeographical reconstructions // *Geol. Quart.* 2016. V. 60 (4). P. 943–958.
- Göppert H.R., Berendt G.C.* Der Bernstein und die in ihm befindlichen Pflanzenreste der Vorwelt. Berlin, 1845. 126 p.
- Heilmann-Clausen C., Van Simaey S.* Dinoflagellate cysts from the Middle Eocene to ?Lowermost Oligocene succession in the Kysing Research borehole, central Danish Basin // *Palynology.* 2005. V. 29 (1). P. 143–204.
- Hochuli P.A.* Palynologische untersuchungen im Oligosen der zentralen und westlichen Paratethys // *Beitrage Paläontologie.* 1978. Österreich. V. 4. P. 1–132.
- Iakovleva A.I., Aleksandrova G.N., Mychko E.V.* Late Eocene (Priabonian) dinoflagellate cysts from Primorsky quarry, southeast Baltic coast, Kaliningrad Oblast, Russia // *Palynology.* 2021.
<https://doi.org/10.1080/01916122.2021.1980743>
- Kosmowska-Ceranowicz B., Müller C.* Lithology and calcareous nannoplankton in amberbearing Tertiary sediments from boreholes Chlapovo // *Bull. Ac. Pol. Terre.* 1985. V. 33. P. 119–129.
- Nickel B.* Palynofazies und Palynostratigraphie der Pechelbronner Schichten im nördlichen Oberrheintalgraben // *Palaeontographica.* 1996. Abteilung B. Ionnides 240. P. 1–151.
- Piwocki M.* Paleogen // *Budowa geologiczna Polski, 1: stratygrafia, 3a: kenozoik, paleogen, neogen.* Eds. Peryt T.M., Piwocki M. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 2004. P. 22–71 (in Polish).
- Piwocki M., Ziembinska-Tworzydło M.* Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones // *Geol. Quart.* 1997. V. 41. № 1. P. 21–40.
- Schweigger A.F.* Beobachtungen auf naturhistorischen Reisen. Berlin, 1819. 130 p.
- Słodkowska B.* Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland Area (NW Poland) // *Polish Geol. Instit. Spec. Pap.* 2004. № 14. P. 1–116.
- Słodkowska B.* Palynology of the Paleogene and Neogene from the Warmia and Mazuri areas (NE Poland) // *Geologos.* 2009. V. 15. № 3–4. P. 219–234.
- Thomas K.* Die Bernsteinformation des Samlandes // *Preußische Provinzial-Blätter.* 1847. Bd. 3. P. 241–245.
- Von Heer O.* Miocene Baltische Flora // *Beiträge zur Naturkunde Preussens. Königlichen physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg.* Königsberg, 1869. 104 p.
- Zaddach G.* Über die Bernstein- und Braunkohlenlager des Samlandes // *Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg in Pr.* 1860. Jg. 1. P. 1–44.
- Zaddach G.* Das Tertiärgelände des Samlandes // *Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg in Pr.* 1868. J. 8. P. 85–197.

Рецензенты М.Е. Былинская,
Н.Л. Лебедева, О.В. Шурекова

The Age and the Accumulation Conditions of the Upper Paleogene–Lower Neogene Kurshskaya Formation Stratotype (Kaliningrad Oblast) by Palynological Data

O. B. Kuzmina^{a, #}, A. I. Iakovleva^b, and E. V. Mychko^{c, d}

^a Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^b Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^c Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^d Scientific and Education Center “Geocology and Marine Resource Management”, Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russian Federation

[#]e-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru

The results of the palynological study of the Kurshskaya Formation stratotype (Primorsky quarry, Kaliningrad Oblast) are presented. In the lower part of the Kurshskaya Formation (Member of “chocolate” clays), a complex of dinoflagellate cysts with *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Glaphyrocysta semitecta*, and *Cordosphaeridium funiculatum* of latest Eocene age was found. The formation is characterized by four spore-pollen assemblages: (1) *Pinuspollenites*–*Inaperturopollenites*–*Sciadopityspollenites* assemblage of latest Eocene age in the “chocolate” clays and in the lower part of brown sands; (2) *Sequoiapollenites*–*Betulaepollenites betuloides* assemblage of early Oligocene age in the lower part of the brown sands member; (3) *Boehleipollis hohli*–*Carpinipites carpinoides* assemblage of early Oligocene age in the middle part of brown sands member; (4) *Alnipollenites*–*Corylopollis* assemblage of late Oligocene–early Miocene age in the upper part of the brown sands of the Kurshskaya Formation. The general age of the Kurshskaya Formation is terminal Eocene–early Miocene. In the lower parts of the Zamlund Formation, which overlies the Kurshskaya Formation, the *Pinuspollenites*–*Tricolporopollenites pseudocingulum*–*T. euphorii* assemblage presumably of middle Miocene age was found. Based on the obtained palynological data, the conditions of sedimentation at the end of the Eo-

cene—Oligocene—early Miocene in the South Baltic region are reconstructed. The regression of the sea basin began as early as the end of the Priabonian, the climate was still quite warm and humid, close to subtropical. Mesophytic mixed coniferous-broad-leaved forests grew along the shores of the strait, low-lying areas of land were occupied by marsh vegetation. Cooling at the Eocene/Oligocene boundary resulted in the appearance of hemlock in plant communities and an increase in the proportion of catkins (alder, birch, hornbeam). Presumably, in the late Oligocene—early Miocene, the proportion of small-leaved trees, especially alder and hazel, sharply increased in mesophytic forests, while the number of pine trees decreased. Wetter and warmer climatic conditions are assumed for the early Miocene: this time is characterized by an increase in the number of walnut, cypress, and Cyrillaceae. In the middle Miocene, the climate was still quite warm, but drier, and such moisture-loving species as podocarpus, spruce, glyptostrobus, and swamp cypress disappeared from plant communities.

Keywords: pollen and spores, dinoflagellate cysts, latest Eocene, Oligocene, Miocene, Kaliningrad Oblast

УДК 551.78/.79(560.724)

ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВАЯ ДЕЛЬТА ГИЛЬБЕРТОВОГО ТИПА И РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ПЕРЕСТРОЙКА СИСТЕМЫ РЕЧНОГО СТОКА В ЭРЗУРУМСКОЙ ВПАДИНЕ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУРЦИЯ

© 2023 г. Х. Челик¹, В. Г. Трифонов², А. С. Тесаков², *, С. А. Соколов²,
П. Д. Фролов^{2,3}, А. Н. Симакова², Е. А. Шалаева², Е. В. Беляева⁴, А. А. Якимова²,
Е. А. Зеленин², А. В. Латышев⁵, Д. М. Бачманов²

¹ Евфратский университет, Элязыг, Турция

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Лаборатория макроэкологии и биогеографии беспозвоночных, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

*e-mail: tesak-ov@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.10.2022 г.

После доработки 21.12.2022 г.

Принята к публикации 31.01.2023 г.

Эрзурумская межгорная впадина в Северо-Восточной Турции в мио-плиоцене заполнялась терригенными и карбонатными осадками озерно-лагунного типа. На западе впадины описана дельта гильбертового типа. Отложения дельты датированы поздним плиоценом на основе биостратиграфического и магнитостратиграфического методов. Эродированная поверхность дельты перекрыта галечниками, датированными ранним плейстоценом на основе археологических находок. Эрзурумская впадина является самым западным образованием в ряду межгорных впадин и продолжается на восток впадинами Пасинлерской, Хорасанской и Араратской, которые дренируются рекой Аракс и ее притоками. Вероятно, в позднем плиоцене долина Палео-Аракса распространялась дальше на запад, и описываемая дельта возникла в том месте, где истоки Палео-Аракса впадали в бассейн Эрзурумской впадины. В раннем плейстоцене отложения дельты были перекрыты грубым аллювием после того, как Эрзурумская впадина была тектонически изолирована от речной системы Аракса. В конце раннего или начале среднего плейстоцена истоки Палео-Аракса были перехвачены верховьями р. Евфрат, который сейчас дренирует Эрзурумскую впадину.

Ключевые слова: речная дельта, мелкие млекопитающие, моллюски, палинология, магнитостратиграфия, ашель, плиоцен, плейстоцен, перехват реки

DOI: 10.31857/S0869592X23060029, **EDN:** EXTNXX

ВВЕДЕНИЕ

Дельта гильбертового типа получила название по имени Г.К. Гилберта (Gilbert, 1885), впервые ее описавшего в грубообломочных флювиальных отложениях места впадения реки в спокойный водный бассейн озерного или морского типа. Клиновидные тела осадков, связанные с частыми колебаниями уровня водоема, характерными для этого типа дельт (Nemec, 1990), отражают синхронные им проявления активности разломов, ограничивающих водоем. Песчаные линзы в составе дельтовых отложений представляют собой высококачественные резервуары для нефти и газа как в морских, так и в озерных условиях, что стало причиной многочисленных исследований этого типа дельт (Gobo et al., 2015).

Хотя Гилберт (Gilbert, 1885) описал грубообломочные дельтовые осадки пресноводных побережий, большинство последующих исследований (Corner et al., 1990; Nemec, 1990; Eilertsen et al., 2006, 2011; Bell, 2009; Gobo et al., 2014, 2015; Björker et al., 2014; Leszczynski, Nemec, 2015; Dietrich et al., 2016; Lang et al., 2017; Vellinga et al., 2018; Winsemann et al., 2018) показывает, что дельты морских побережий также обнаруживают признаки гильбертового типа, выраженные в их трехчленном строении (Gilbert, 1885). Продолжалось также изучение этого типа дельт в озерных условиях (Kazancı, 1990; Ilgar, Nemec, 2005; Alçiçek M., 2007; Ghinassi et al., 2009; Alçiçek H. et al., 2015).

Осадочные тела дельт рассматриваемого типа имеют трехчленное строение (рис. 1а). Г.К. Гил-

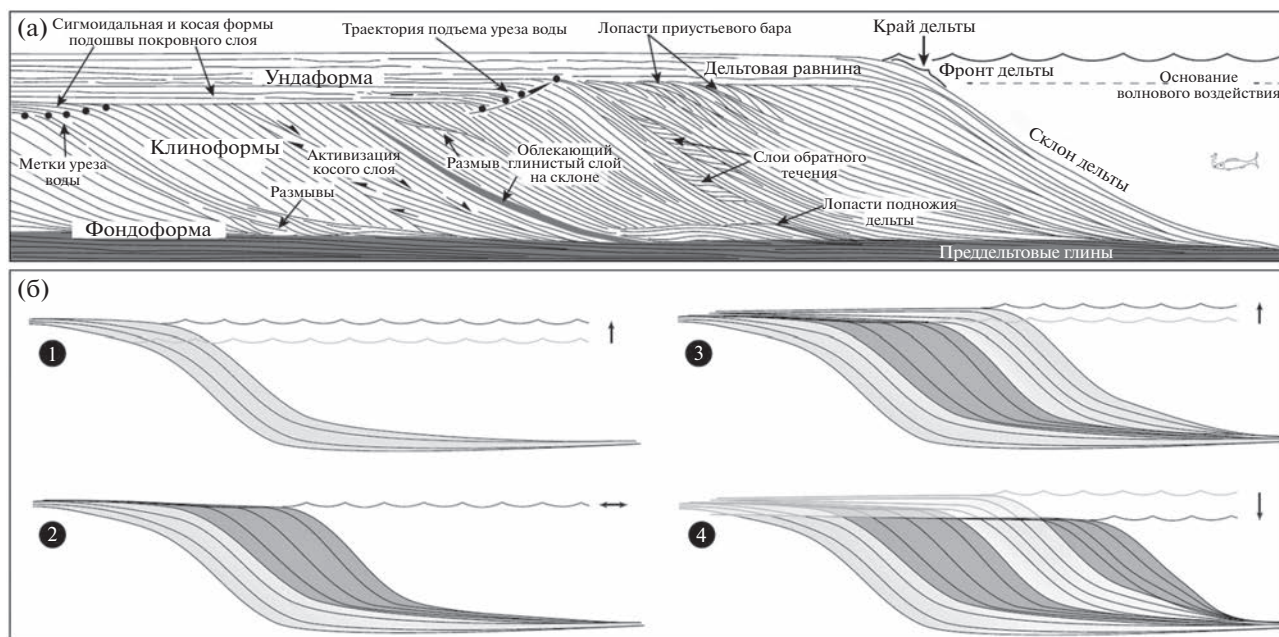


Рис. 1. Принципиальные элементы строения дельты гильбертового типа и ее развития.

(а) — схематический продольный разрез дельты гильбертового типа, изображающий ее характерное трехчленное строение и другие общие черты (Gobo et al., 2015). Проградирующая часть дельты образована косыми сериями (клиноформами), прислоненными друг к другу. (б) — схема роста дельты гильбертового типа в зависимости от кратковременных изменений уровня водоема, с сигмоидальной ундаформой, формирующейся при подъеме уровня водоема (варианты 1 и 3), и косой ундаформой, возникающей при неизменном или понижающемся уровне водоема (варианты 2 и 4). Сигмоидальная краевая зона, возникающая при подъеме уровня воды, нередко бывает размыта при последующем падении уровня водоема (Gobo et al., 2015).

берт (Gilbert, 1885) впервые описал их как верхний, средний и нижний члены. Это (сверху вниз): (I) верхняя часть дельтового тела (ундаформа) — флювиальные дельтовые осадки с горизонтальной слоистостью; (II) проградирующая часть (клиноформа), состоящая из косых серий отложений, наклоненных в направлении проградации дельты; (III) донная часть (фондоформа), состоящая из горизонтально-слоистых осадков, накапливавшихся перед фронтом клиноформы (Nemes, 1990; Smith, Jol, 1997; Okazaki et al., 2020). Косая или сигмоидальная форма ундаформы (рис. 1б) важна в практическом отношении как показатель кратковременного относительного или эвстатического изменения уровня водоема (Soria et al., 2003; Gobo et al., 2014, 2015).

Предлагаемая статья посвящена решению двух задач. Первая задача — описать строение и состав отложений позднелиоценовой дельты гильбертового типа, возникшей в водных условиях на западном краю Эрзурумской впадины (рис. 2). Небольшая часть дельты, покрытая четвертичным аллювием, обнажена в песчаном карьере, что дает уникальную возможность наблюдать 3D строение дельты, никогда прежде не изучавшейся с такой детальностью. Результаты изучения могут оказаться полезными при исследовании других, в частности больших, дельт, перспективных на поиски углеводородов.

Вторая задача вытекает из того обстоятельства, что Эрзурумская впадина является крайним западным членом субширотного ряда межгорных впадин Северо-Восточной Турции. В Хорасанской впадине, расположенной восточнее, в верхней части верхнего плиоцена, обнаружены морские диноцисты акчагыльского облика (Simakova et al., 2021), что указывает на связь Хорасанской впадины с акчагыльским бассейном. Сходство плиоценовых отложений Хорасанской и Эрзурумской впадин допускает присутствие морского акчагыла и в Эрзурумской впадине. Возникло предположение, что биота открытого моря могла проникнуть в акчагыльский бассейн в конце плиоцена через верховья р. Евфрат и Эрзурумскую впадину. Изучение дельты, ее структурного положения и соотношений с эрзурумскими верховьями р. Евфрат должны определить справедливость такого предположения.

Дельта изучалась и документировалась в течение полевых сезонов 2017–2019 и 2021–2022 гг.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Эрзурумская впадина — пологая межгорная равнина, расположенная на высотах 1750–1800 м, до 2000 м на северо-западе (рис. 2). Восточная часть впадины дренируется слабо врезанными верховьями р. Карасу и ее многочисленными

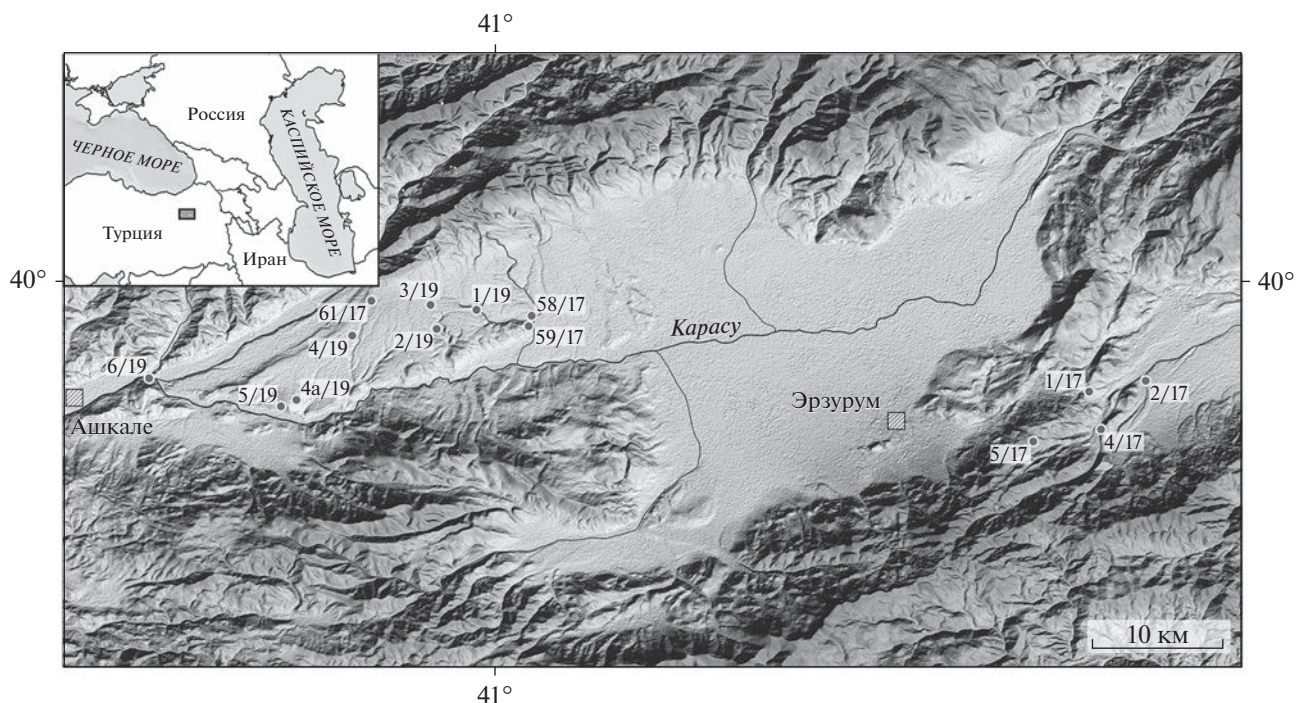


Рис. 2. Топографическая модель Эрзурумской впадины и ее окружения с главными пунктами наблюдений.

притоками, которые сливаются в единую долину р. Карасу (верхнего Евфрата). Ее врез возрастает к западу вниз по течению. Юго-восточная часть впадины покрыта главным образом четвертичными озерными и аллювиальными терригенными отложениями, а на западе и северо-западе впадины обнажены терригенные, реже карбонатные отложения плиоцена и местами, возможно, верхнего миоцена (Geological..., 2002) (рис. 3).

Позднекайнозойская Эрзурумская впадина сформировалась на гетерогенном основании. Северо-западное обрамление впадины образовано надвиговыми пластинами, сложенными офиолитами, терригенными и карбонатными породами нижней и средней юры, преимущественно карбонатными осадками верхней юры—нижнего мела и меловыми пелагическими известняками. Их несогласно перекрывают эоценовые вулканиты преимущественно андезитового состава и нижне-среднемиоценовые кислые вулканические образования.

Указанные офиолиты являются восточным продолжением сутуры Измир—Анкара—Эрзинджан (Sengör, Yilmaz, 1981) и переходят на восток в офиолиты Базумского хребта Армении (рис. 4). Последние непрерывно прослеживаются вдоль северного побережья оз. Севан на юго-восток до долины р. Аракс под названием Севано-Акеринская офиолитовая зона (Книппер, 1975; Adamia et al., 2017). Южнее Севано-Акеринской зоны, возле г. Веди и в Зангезурском хребте, сохранились фрагменты тектонических покровов, надвинутых

из этой зоны (Книппер, Соколов, 1976). Такие же тектонические покровы известны восточнее Эрзурумской впадины к северу от г. Хорасан (Geological..., 2002, sheet Kars). Островодужные вулканические породы идентифицированы севернее офиолитовой сутуры в Восточном Понте Турции (Okay, Sahintürk, 1997) и Сомхето-Карабахской зоне Грузии, Армении и Азербайджана (Galoyan et al., 2018). Датирование офиолитов, ассоциирующих с ними голубых сланцев и островодужных вулканических пород показывает, что формирование океанической коры, представленной офиолитами, началось в позднем триасе, а субдукция началась в байосе и продолжалась с перерывами до турона—кампа (Багдасарян, Гукасян, 1985; Zakariadze et al., 1996; Книппер и др., 1997; Daniellian et al., 2007, 2010; Galoyan et al., 2007, 2018; Roland et al., 2010; Sosson et al., 2010).

Южное продолжение сутуры Измир—Анкара—Эрзинджан ответвляется около западного края Эрзурумской впадины (рис. 3). Эта южная ветвь выделена юго-восточнее впадины к югу от г. Эрзурум и протягивается на восток до г. Кагызман, где она поворачивает на юго-восток, проходит вдоль юго-западного берега оз. Урмия и соединяется с сутурой Неотетиса (Geological..., 1978, 2002). Высказывалось предположение, что офиолиты южной ветви, обнаженные в Северо-Западном Иране, являются аллохтонами и обдущированы из Севано-Акеринской сутуры (Avagyan et al., 2017). Однако структурная позиция офиолитов южной ветви между микроплитами Таврид и Иранской опреде-

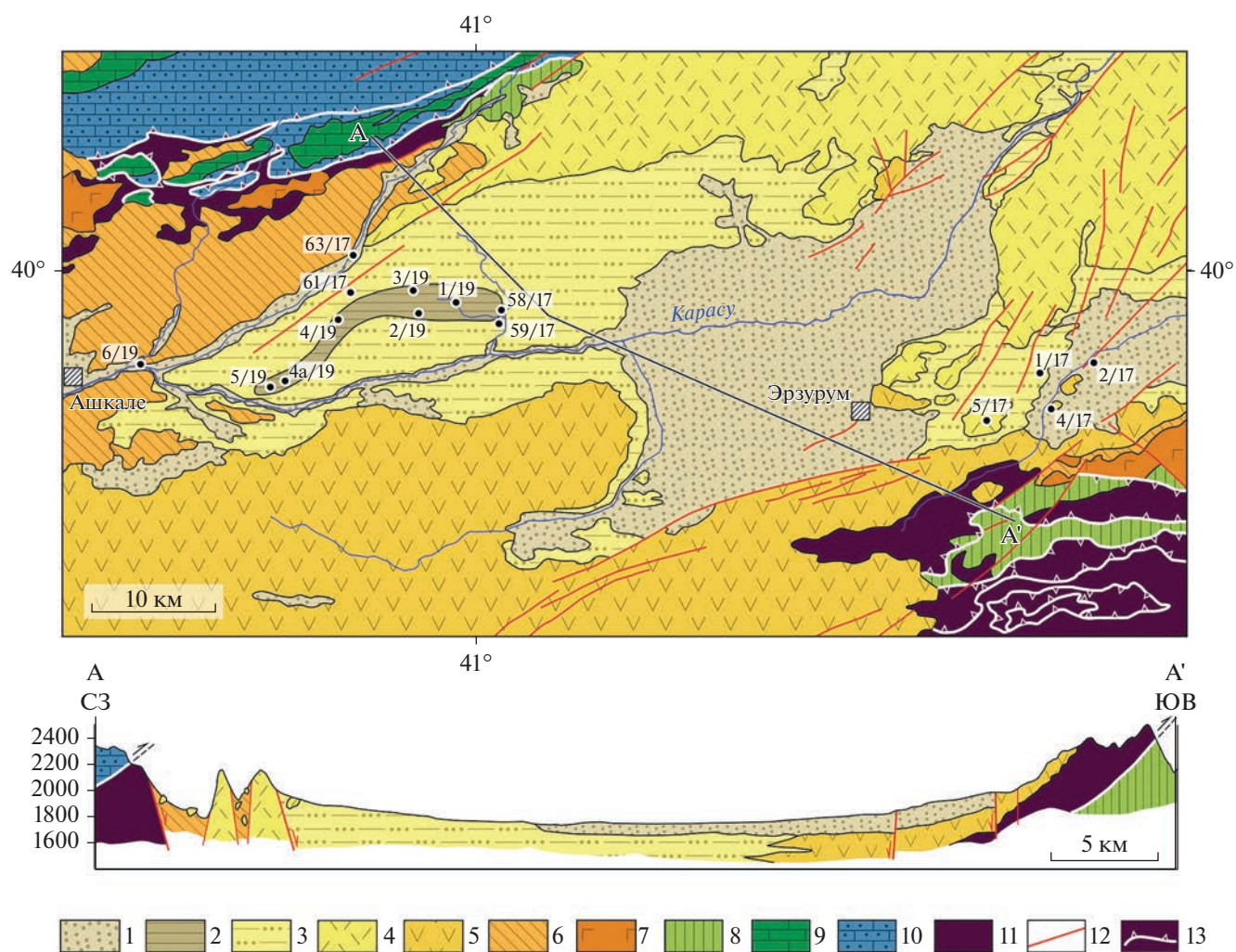


Рис. 3. Геологическая карта Эрзурумской впадины и ее окружения и геологический разрез к ней по линии А–А', по (Geological..., 2002), с изменениями.

1 – четвертичные недифференцированные терригенные отложения; 2 – четвертичный аллювий; 3 – терригенные, реже карбонатные отложения верхнего миоцена–плиоцена; 4 – вулканические породы верхнего миоцена–плиоцена; 5 – базальты и андезиты верхнего миоцена; 6 – эвапориты, реже известняки нижнего–среднего миоцена; 7 – вулканические, реже терригенные породы палеогена; 8 – верхнемеловые терригенные и карбонатные отложения; 9 – нижнемеловые известняки; 10 – юрские терригенные и карбонатные отложения; 11 – мезозойские офиолиты и связанные с ними основные и ультраосновные породы; 12 – активные разломы; 13 – тектонические покровы.

ляет южную ветвь как независимую офиолитовую зону. Расположенная южнее сутура Неотетиса протягивается вдоль Южно-Таврской (Битлисской) надвиговой зоны в Турции и продолжается вдоль Главного Загросского надвига в Иране (Agard et al., 2005; Трифонов, 2016). Сутура Неотетиса моложе сутур Измир–Анкара–Эрзинджан и Севано–Акеринской. В Тавре и Загросе субдукция началась в мелу, а закрытие реликтов Неотетиса и начало коллизии приходится на поздний эоцен–олигоцен (Hessami et al., 2001; Akinci et al., 2016).

Эрзурумская впадина расположена в остром угле между двумя восточными продолжениями сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан и имеет сложные очертания. Ее прямолинейная северо-западная

граница образована зоной взбросов и/или взбросо-сдвигов, которая выражена в рельефе уступом. С приближением к зоне разломов верхнемиоцен–плиоценовые алевриты и мергели, залегающие почти горизонтально на удалении от разломов, приобретают наклон в 30°–50°, местами до 70° (рис. 5). Внутри осадочного разреза появляются большие неокатанные глыбы и блоки миоценовых вулканических пород, слагающих северо-западное крыло зоны разломов (рис. 6). Это показывает, что движения по разлому происходили в процессе седиментации.

Эрзурумская впадина ограничена с севера миоцен–плиоценовыми вулканическими породами преимущественно основного и среднего состава.

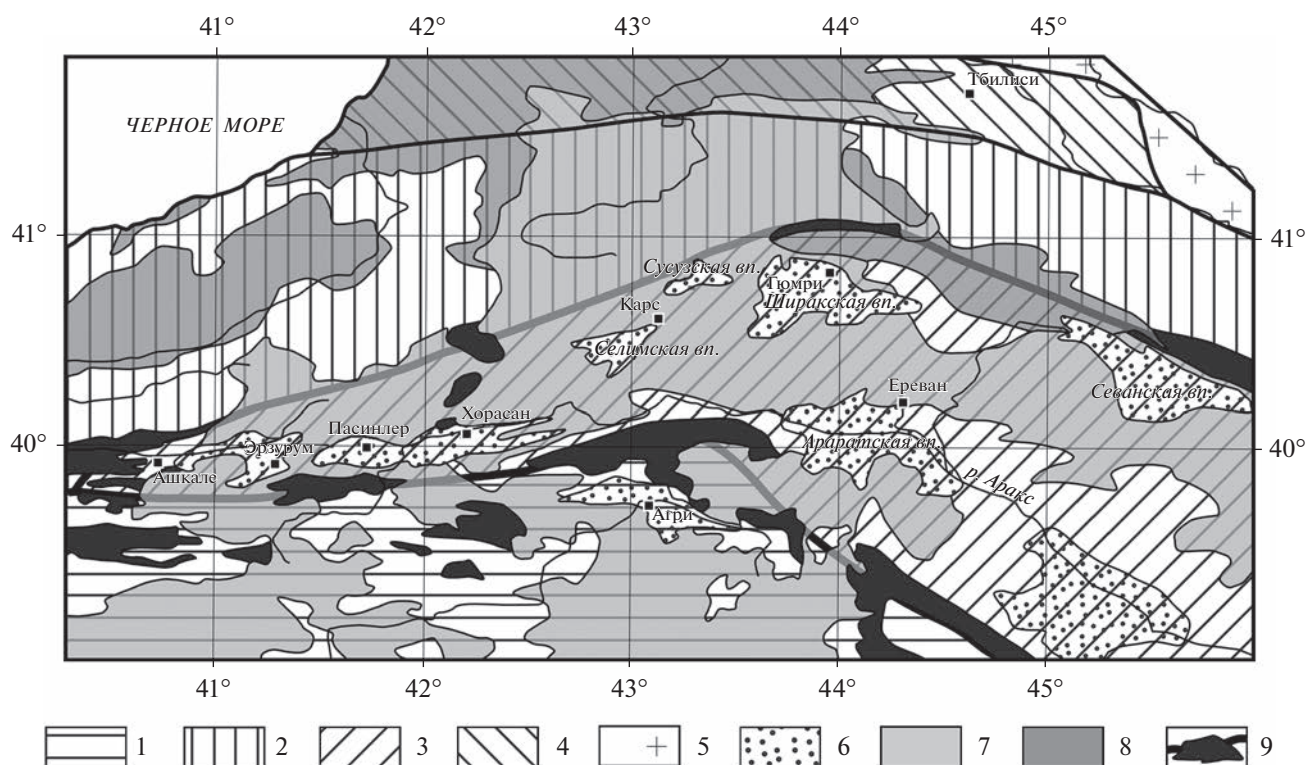


Рис. 4. Тектоническая схема Восточной Турции, Армении, Грузии и Северо-Западного Ирана.

1 — Тавриды; 2 — Восточно-Понтийская и Сомхето-Карабахская зоны; 3 — Иранская микроплита и мелкие литосферные блоки Армянского нагорья; 4 — Аджаро-Триалетская зона; 5 — Закавказский массив; 6 — позднекайнозойские межгорные впадины; 7 — позднекайнозойские вулканические поля; 8 — эоценовый вулканический пояс, включая интрузии; 9 — сутуры и офиолиты.

В юго-восточном борту впадины такие же темные базальтовые андезиты, андезиты и светлые кислые туфы сочетаются с плиоценовыми терригенными отложениями. Эти вулканиты и терригенные отложения слагают низкий перешеек северо-восточного простирания, нарушенный молодыми продольными разломами и отделяющий Эрзурумскую впадину от Пасинлерской, расположенной восточнее.

Разломы, простирающиеся вдоль юго-восточной границы впадины, отклоняются на ЮЮЗ, образуя южную границу Эрзурумской впадины. Поднятое южное крыло этой зоны разломов сложено миоценовыми вулканическими породами, которые отличаются от вулканических пород северного и восточного обрамлений впадины более сильными вторичными изменениями. Западнее эти миоценовые вулканиты слагают тектоническое поднятие на юге Эрзурумской впадины.

МЕТОДЫ

При детальном полевом изучении терригенных дельтовых отложений особое внимание уделялось двум аспектам. Во-первых, были выделены фазы

седimentации. В центральной части дельты они выражены клиноформными телами осадков с различными углами наклона слоев на контактах. Во-вторых, в периферических частях дельты изучались изменения наклона слоев в клиноформах и их соотношения с горизонтально-слоистыми осадками водного бассейна, в который дельта раскрывалась. Структуру и состав дельтовых отложений изучали Х. Челик совместно с Е.А. Шалаевой, С.А. Соколовым и В.Г. Трифоновым; последний анализировал также изменения дренажной сети в связи с четвертичными тектоническими движениями в регионе.

Для датирования отложений дельты были определены найденные остатки моллюсков и мелких млекопитающих и образцы, взятые для палинологического и магнито-стратиграфического анализа. П.Д. Фролов отобрал и определил моллюсков, а А.С. Тесаков идентифицировал найденные остатки мелких млекопитающих. Сбор остатков моллюсков и мелких позвоночных проводился по стандартной методике с использованием полевой промывки породы, содержащей ископаемые, на ситах с ячейей 0.5–1 мм и дальнейшим разбором концентрата в лабораторных условиях. Е.В. Беляева обнаружила и изучила археологический ка-



Рис. 5. Крутое падение отложений верхнего миоцена—плиоцена возле северо-западной границы Эрзурумской впадины (пункт 61/17).

менный материал. Палинологические образцы были отобраны и исследованы А.Н. Симаковой. Образцы обрабатывали согласно разработанной в Геологическом институте РАН модификации метода сепарации В.П. Гричука (Гричук, Заклинская, 1948). Пыльцевая диаграмма построена в компьютерной программе Tilia 1.5.12, в которой производится подсчет общего состава спектра (пыльца деревьев + пыльца трав + споры = 100%) и отдельных компонентов спектра от общего количества подсчитанных зерен.

Палеомагнитные образцы отбирались вручную С.А. Соколовым и Е.А. Зелениным, с определением их ориентации с помощью геологического компаса. Образцы рыхлых отложений укрепляли немагнитным силикатным клеем. Локальное магнитное склонение рассчитывали с использованием модели IGRF. Палеомагнитные процедуры были выполнены А.В. Латышевым в Лаборатории палеомагнетизма Института физики Земли РАН. Все образцы были подвергнуты ступенчатому размагничиванию в переменном поле (AF) до 130 мТ на AF-демагнетизаторе, встроенном в криогенный магнитометр 2G Enterprises. Остаточ-

ную намагниченность образцов измеряли на криогенном магнитометре 2G Enterprises “Khramov”. Выделение компонент природной остаточной намагниченности (NRM) осуществлялось с помощью палеомагнитного программного пакета Энкина (Enkin, 1994), использующего анализ главных компонентов (Kirschvink, 1980). Качество палеомагнитного сигнала варьирует от образца к образцу. Тем не менее большинство изученных образцов оказалось пригодным для определения палеомагнитных направлений.

В статье принята международная шкала деления плиоцена и плейстоцена.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Строение и состав дельты

Продольный широтный разрез отложений дельты вскрыт в придорожном обрыве западнее с. Пашаюрду (Paşayurdu; пункт 58/17; 39°58.75' с.ш., 41°01.3' в.д.; H (высота) = 1793 м). Разрез состоит из тонко- и среднеслоистых глин, алевроитов, тонкозернистых песков, редко слоев более грубого песка и гравия. Они образуют 11 клиноформ,



Рис. 6. Блок вулканических пород верхнего миоцена—плиоцена вблизи зоны разломов северо-западного борта Эрзурумской впадины (пункт 63/17).

обособляющихся по разному наклону косых слоев на контактах, напоминающих несогласия (рис. 7, 8). Тела I–XI, представляющие разные фазы развития дельты, первоначально имели типичное трехчленное строение дельты гильбертового типа. Но верхняя часть (ундаформа) некоторых фаз была эродирована последующими водными потоками в связи с изменениями уровня водоема. Нижние части проградирующих косых серий (клиноформ) нередко скрыты осыпями. Донный член (фондоформа) не обнажен. Косая и сигмоидальная форма ундаформ указывает на изменения уровня водоема во время отложения дельты (табл. 1). Слои клиноформ наклонены на восток под углами, варьирующими от 5° до 35° . Большинство клиноформ испытало деформацию неконсолидированного осадка (soft sediment deformation, SSD), особенно на участках с повышенным наклоном слоев (рис. 9), что обусловлено их крутизной и гравитационным скольжением (рис. 9б). Зигзагообразная форма SSD, наблюдаемая в клиноформе I, сходна по облику с сейсмогенными SSD (рис. 9а). Эрозия некоторых клиноформ приводила к формированию глиняных катунов (рис. 9в).

Поверхность дельтовых фаз I–XI перекрыта аллювиальным слоем, сложенным галечником с линзами песка и гравия (фаза XII развития дельты). Этот слой представляет позднейшую стадию флювиального врезания с эрозионным нижним контактом, над которым залегают плохо сортированные грубые обломки, местами почти без матрикса. В-оси наклона уплощенной гальки показывают, что во время накопления этих слоев воды реки продолжали течь на восток (рис. 10).

Большой карьер был выработан непосредственно к северу от западной части описанного разреза и предоставляет возможность воссоздать 3D облик дельты. Южная стенка карьера параллельна придорожному обнажению и повторяет его строение. В восточной стенке карьера вскрыты слои, параллельные простирацию клиноформ (рис. 11). В этом аспекте осадочная последовательность фаз выглядит как горизонтально-слоистая, кроме заполненных гравием линзовидных каналов в основании слоя 11.

Более пологий наклон отложений дельты по сравнению с придорожным обнажением наблюдается в северной стенке карьера (рис. 12). Это

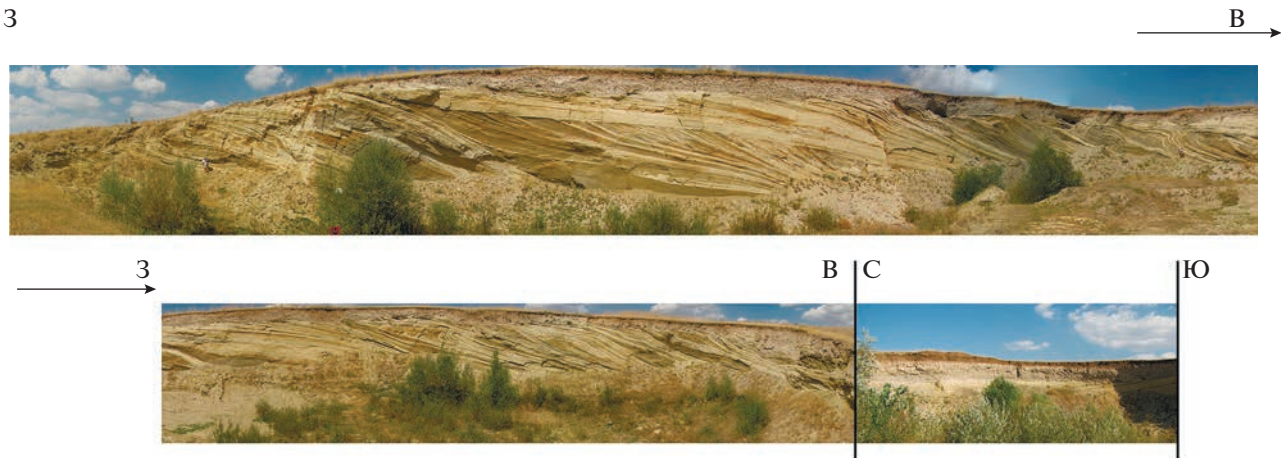


Рис. 7. Фото-профиль вдоль позднеплиоценовой дельты (пункт 58/17). Нижняя фотография продолжает верхнюю на восток.

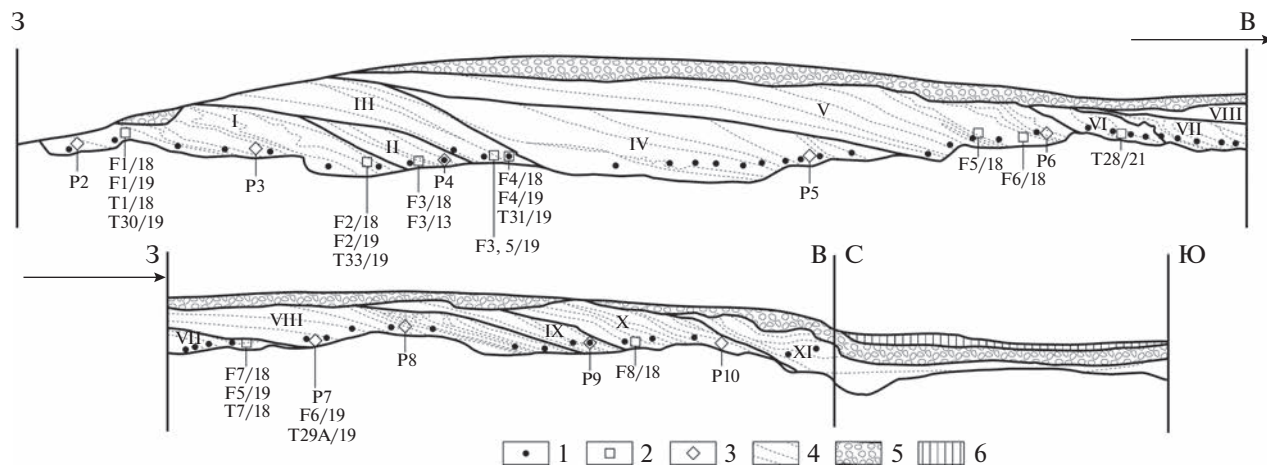


Рис. 8. Принципиальный геологический разрез вдоль верхнеплиоценовой дельты, соответствующий рис. 7 (пункт 58/17). I–XII – фазы клиноформной (проградирующей) части дельты. 1 – палеомагнитные образцы; 2 – фаунистические находки/пробы (F – моллюски, T – мелкие млекопитающие); 3 – палинологические пробы; 4 – границы пачек внутри клиноформных тел; 5 – галечники фазы XII; 6 – покровные суглинки.

Таблица 1. Изменения уровня Эрзурумского водоема в течение развития дельты по данным изучения верхних участков (ундаформ) разных клиноформных тел дельты

№	Интервалы клиноформ	Тип ундаформ	Изменение уровня воды
1	I–II	?	? (эродировано)
2	II–III	Косой	Падение
3	III–IV	?	? (эродировано)
4	IV–V	Косой	Падение
5	V–VI	?	? (эродировано)
6	VI–VII	Сигмоидальный	Поднятие
7	VII–VIII	Сигмоидальный	Поднятие
8	VIII–IX	Сигмоидальный	Поднятие
9	IX–X	Сигмоидальный	Поднятие
10	X–XI	Сигмоидальный	Поднятие
11	(I–XI)–XII	Косой	Падение

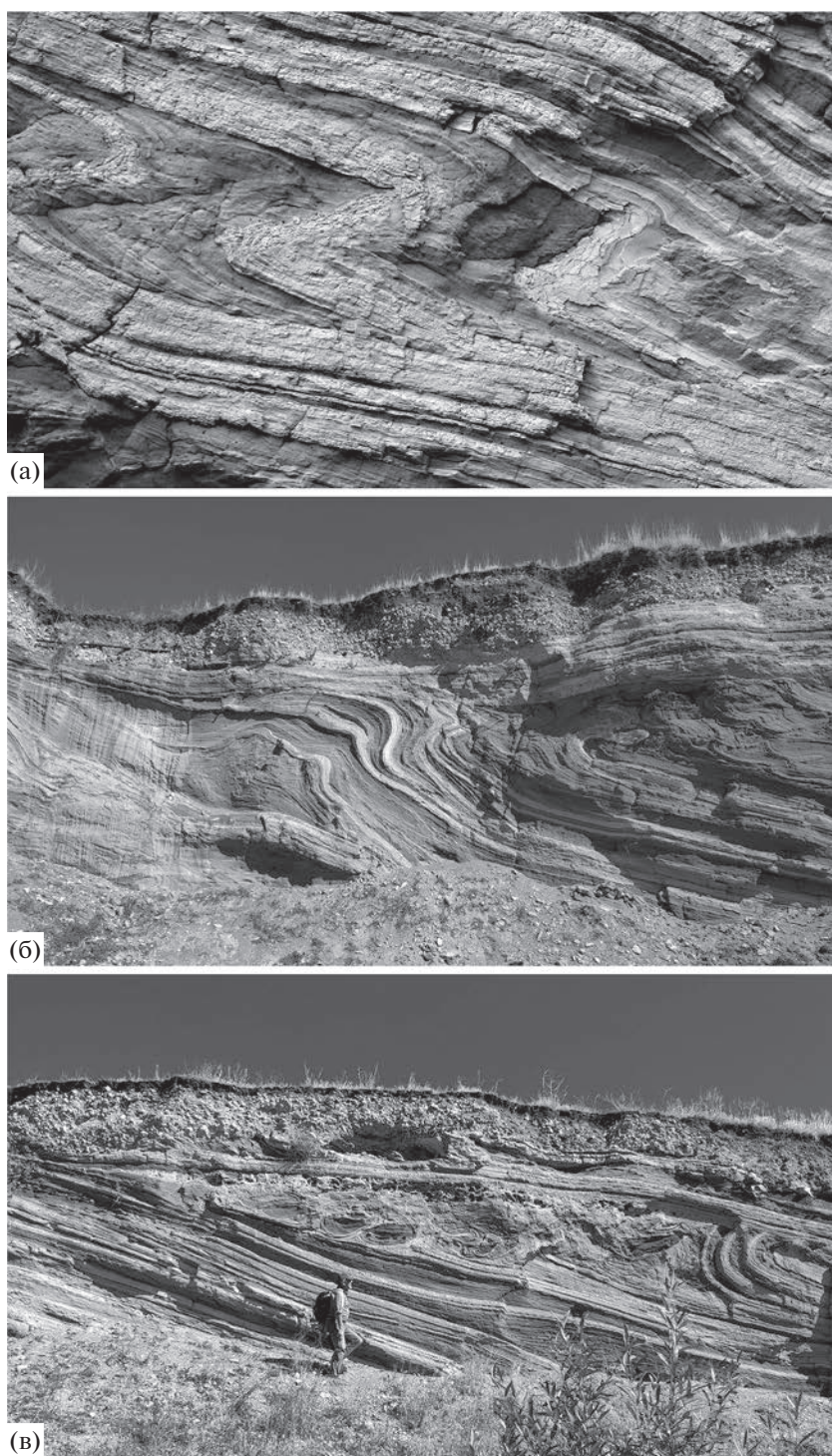


Рис. 9. Деформации неконсолидированного осадка в отложениях дельты (пункт 58/17).

а — зигзагообразные деформации в отложениях фазы I; б — гравитационные деформации фазы VI; в — глиняные катуны в верхней части отложений фазы VIII.

могло бы быть выражением того, что дельта имеет форму конуса выноса, из-за чего северная стенка демонстрирует разрез дельты, близкий к простиранию клиноформ. Но пологий наклон слоев как

на северной, так и на восточной стенках карьера, которые расположены под углом друг к другу, доказывает, что падение слоев действительно уменьшается к северу.



Рис. 10. Слой фазы XII обнажения 58/17, состоящий из плохо сортированных обломков, почти лишенных матрикса, и горизонтально перекрывающий отложения фазы VI развития дельты с эрозионным контактом. Ориентировка обломков (b-axis) указывает на течение воды на восток (белые стрелки).

Описанные соотношения наблюдались на северной стороне слабо врезанной долины северного притока р. Карасу. Слой 12 придорожного обнажения (пункт 58/17) слагает чехол террасы долины, а тела клиноформ I–XI слагают цоколь террасы. Южная периферия дельты обнажена на южной стороне этой долины к северо-западу от с. Чигдемли (Çigdemli; пункт 59/17; 39°58.432' с.ш., 41°01.191' в.д.; $H = 1822$ м). Следующий разрез вскрывается там ниже современной почвы сверху вниз (рис. 13):

1. Горизонтально-слоистые рыхлые песчаники и алевриты; мощность ~7 м.

1.1. Светлые бежево-серые алевриты и тонкозернистые рыхлые песчаники с нечеткой слоистостью; мощность 1.8–2.0 м.

1.2. Светлые бежево-серые тонкозернистые тонкослоистые песчаники и алевриты с тонкими прослоями серого грубого песчаника; мощность 1.2–1.3 м.

1.3. Более темные буровато-серые песчаники с тонкими прослоями светлых более тонкозернистых отложений; мощность 0.5–0.6 м.

1.4. Слой, сходный с 1.2; мощность 1.4–1.5 м.

1.5. Слой, сходный с 1.3; мощность 0.8–1.0 м.

1.6. Слой, сходный с 1.2; мощность 1 м. Содержание грубых песчаников увеличивается в нижней части слоя.

2. Серые косослоистые грубые рыхлые песчаники с прослоями более тонкообломочного материала; мощность 3 м. Тонкие тонкозернистые прослои участвуют в косой слоистости. Сложные внутрислоевые деформации типа сейсмиков нарушают нижние слои пачки (рис. 14). Все слои разреза содержат раковины моллюсков и в небольшом количестве кости мелких позвоночных.

Описанный разрез южной периферии дельты расположен примерно на 30 м выше разреза приосевой части дельты. Однако горизонтально-слоистые отложения пачки 1 имеют тектонический наклон на СВ под углом 2°–3°, обусловленный поднятием юго-западной части Эрзурумской впадины. Это позволяет нам сопоставлять разрезы южной периферии и осевой части дельты и считать пачку 1 южного разреза стратиграфическим аналогом осевого разреза. Пачка 2 южного разреза может представлять более раннюю стадию развития дельты.

Датирование отложений дельты и их палеоэкологическая характеристика

Фаунистические данные (моллюски и мелкие млекопитающие).

Моллюски. Моллюски собраны с нескольких уровней почти на всем протяжении разреза, начиная с клиноформы I (проба F1) и заканчивая клиноформой X (проба F8). В пробах 1, 7 и 8 обнаружены только единичные пресноводные пруж-



Рис. 11. Восточная стенка карьера, расположенного непосредственно к северу от обнажения 58/17: вид на отложения дельты по простиранию клиноформ.



Рис. 12. Северная стенка карьера, расположенного к северу от обнажения 58/17. Обнажение демонстрирует более пологое падение слоев, чем в разрезе на рис. 7.

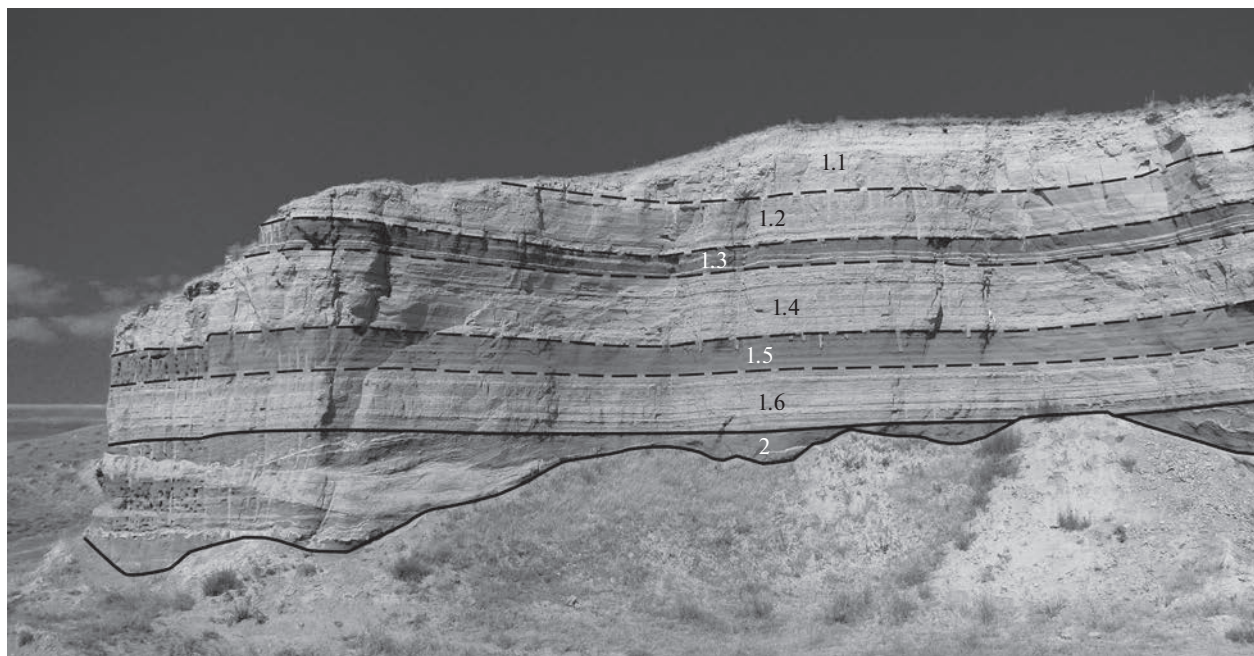


Рис. 13. Обнажение южной периферии верхнеплиоценовой дельты (пункт 59/17), вид с ЮВ. Показаны границы и номера слоев.

довики рода *Radix*, которые встречаются по всей мощности разреза. В остальных пробах присутствуют и наземные, и пресноводные формы, а также моллюски, выдерживающие осолонение (табл. 2). Представители рода *Dreissena* были выделены в отдельную группу, поскольку, хотя они и могут обитать в солоноватых водах, объединять их с *Pseudamnicola* и *Pyrgulidae*, также выдерживающими осолонение, кажется неправильным из-за присутствия на раковинах последних следов биоэрозии.

Таксономические различия между выборками невелики и в основном выражаются в наличии/отсутствии некоторых видов, что, вероятно, связано с местной тафономией, а разница в количественном соотношении представителей различных экологических групп, вероятно, вызвана изменениями в осадконакоплении дельты.

Из наземных моллюсков были определены *Vallonia* sp. ($n = 40$), *Pupilla* sp. ($n = 19$), два разных вида семейства *Enidae* (присутствуют только обломки последнего оборота; $n_1 = 29$; $n_2 = 1$), cf. *Multidentula pupoides* (Krynicky, 1833) ($n = 61$), *Succineidae* indet. (фрагменты и ювенильные раковины; $n = 45$) и фрагменты раковин семейства *Geomitridae* ($n = 12$).

Среди пресноводных моллюсков обнаружены *Bithynia* sp. (обломки; $n = 3$), *Lymnaea* ex gr. *stagnalis* (Linnaeus, 1758) (обломки завитка; $n = 2$), *Radix lessonae* (Issel, 1865) ($n = 57$), *Lymnaeidae* indet. ($n = 61$), *Anisus* sp. ($n = 95$), *Gyraulus* sp. ($n = 39$), *Armiger crista* (Linnaeus, 1758) ($n = 5$), *Bathyompha-*

lus sp. ($n = 1$), *Planorbarius* sp. ($n = 2$), *Dreissena* sp. ($n = 1027$) и *Pisidioidea* gen. spp. ($n = 55$).

Среди моллюсков, которые могут выдерживать осолонение, определены *Pseudamnicola* sp. ($n = 750$) и *Pyrgulidae* indet. (обломки; $n = 4$).

Среди наземных моллюсков преобладает вид, напоминающий *Multidentula pupoides* (Krynicky, 1833). По форме раковины и характеру устьевой арматуры этот вид близок к *Multidentula pupoides* (Krynicky, 1833) и *Multidentula lamellifera* (Ross-mässler, 1858). Эти виды конхологически очень похожи, но различаются по строению половой системы. Наша раковина немного крупнее и с чуть менее развитой устьевой арматурой. *M. pupoides* распространен на Большом Кавказе, в Грузии и Армении. Обитает на каменистых горных склонах в турецких провинциях Артвин, Карс и Эрзурум. В Армении характерен для горностепного пояса. *M. lamellifera* распространен в турецких провинциях Чанаккеле, Маниса, Амасья, Токат, Сивас и Мардин. Он преобладает в Северной Анатолии, обычен в провинциях Амасья и Токат и реже в других, населяя лесные местообитания (Акрамовский, 1976; Schütt, 2005; Welter-Schultes, 2012). Мы предполагаем, что наши раковины ближе к *M. pupoides*. Многие представители семейств *Enidae* и *Geomitridae* предпочитают степные условия. *Vallonia* обычно предпочитает увлажненные местообитания, а *Succineidae* — влажные. В данном случае они, очевидно, жили вдоль берега водоема.

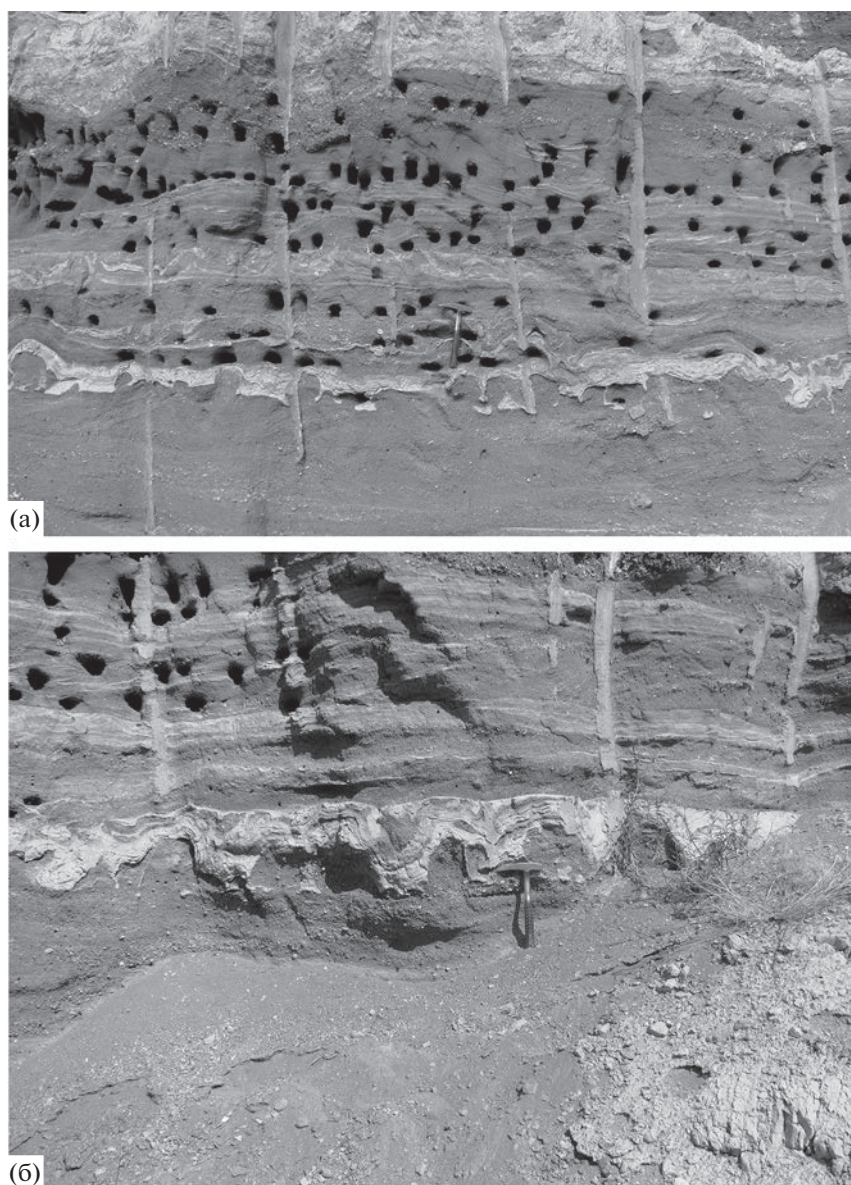


Рис. 14. Внутрислойные деформации (сейсмиды?) в нижней части пачки 2 южной периферии верхнеплиоценовой дельты (пункт 59/17).

Некоторые из наших раковин идентичны *Radix lessonae* (Issel, 1865), описанной и изображенной Шюттом (Schütt, 1991) из песчаного карьера к востоку от Хорасана (Horusan), Турция (плиоценовые хорасанские слои). Разные исследователи отмечают небольшие размеры для этого вида — 5–6 мм, хотя некоторые обломки принадлежат более крупным раковинам (Issel, 1865; Андрусов, 1923; Колесников, 1950). Шютт (Schütt, 1991) сообщал о различных размерах раковины: от маленьких до более крупных форм.

Представители рода *Pseudamnicola* являются вторым по встречаемости моллюском после *Dreissena*. Все исследованные под сканирующим

микроскопом раковины *Pseudamnicola* имеют микроскопические следы сверления (биоэрозии), такие же следы обнаружены и на раковине *Purgulidae* (рис. 15). Это свидетельствует о том, что моллюски этих видов жили в иных условиях по отношению к остальному комплексу тафоценоза. С учетом того, что представители этих групп обитают как в пресных, так и в солоновато-водных условиях, а такой тип биоэрозии более характерен для соленых вод и в пресных встречается редко, можно предположить впадение реки, образовавшей изучаемую дельту, в солоновато-водный водоем. На раковинах других видов моллюсков таких сверлений не обнаружено, что исключает

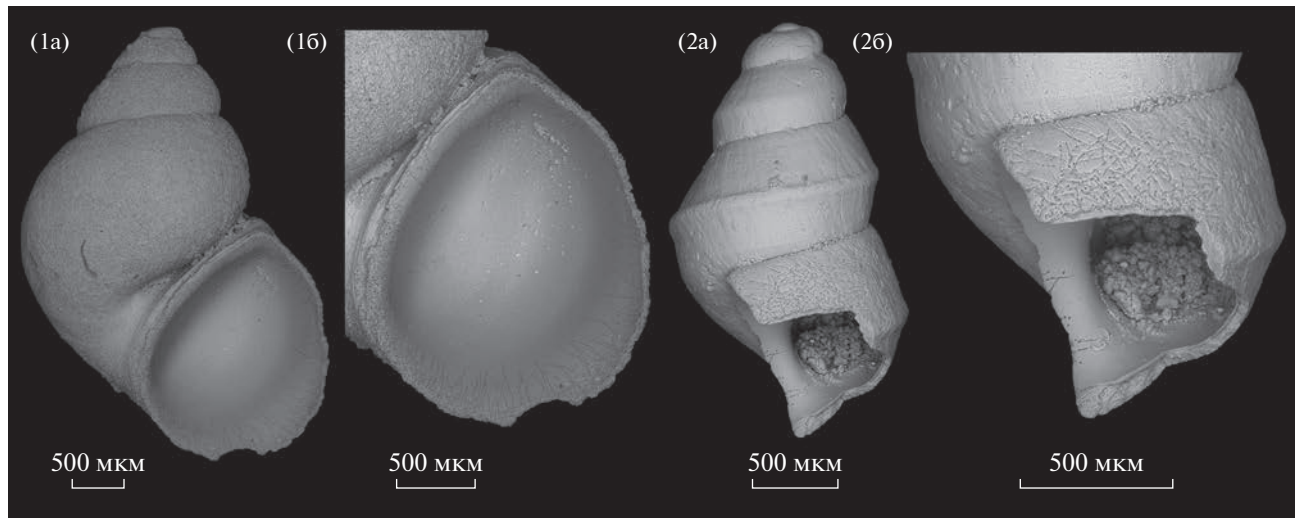


Рис. 15. Следы биоэрозии на раковинах *Pseudoamnicola* (1a, 1b) и *Pyrgulidae* (2a, 2b), проба F3. Разрез Пашаюрду, Восточная Турция, поздний плиоцен.

постседиментационное изменение после захоронения.

С экологической точки зрения большинство пресноводных видов, таких как представители *Lymnaeidae* и *Planorbidae*, предпочитают условия со слабым течением и обильной растительностью. Суммируя вышесказанное, можно предположить обитание изученной ассоциации моллюсков на остепненных берегах и в водах позднеплиоценового озерно-аллювиального водоема, который был преимущественно пресным в дельте впадавшей реки, но мог быть солоновато-водным на удалении от нее.

Мелкие млекопитающие. Несколько зубов мелких млекопитающих были обнаружены в пробах, отобранных из слоев клиноформ I (обр. T1/18, T30/19, T33/19), III (T31/19), VII (T7/18, T29/19) и VIII (обр. T29A/19) осевой части дельты (пункт 58/17) и из слоя 1.6 разреза в карьере, расположенном к северо-западу от пос. Чигдемли (пункт 59/17) и представляющем собой южную

периферию дельты (обр. T4/18). Ископаемый материал относится к *Mimomys* cf. *polonicus* Kowalski, 1960 (пробы T1/18, T29/19, T30/19, T33/19, T4/18) и *Borsodia* sp. (обр. T7/18, T29/19, T30/19) (рис. 16). Все находки относятся к зоне MN16 европейской биохронологической шкалы и определяют возраст вмещающих отложений как позднеплиоценовый (пьяченций). В региональном аспекте фауна мелких млекопитающих дельтовых отложений Пашаюрду-Чигдемли (Paşayurdu-Çigdemli) эволюционно предшествует фауне Пекеджика, расположенного в Хорасанской впадине (Ünay, de Bruijn, 1998; Simakova et al., 2021). В состав фауны Пекеджика входят более прогрессивные ископаемые арвиколины *Mimomys praepliocenicus* Rabeder, 1981, *Mimomys reidi* Hinton, 1910, *Borsodia* cf. *praeungarica* (Schevtschenko, 1965), *Pitymimomys stranzendorfensis* Rabeder, 1981 и *Clethrionomys primitivus* Popov, 2000. Эта фауна относится к зоне MN17 и раннему вилланию и по па-

Таблица 2. Распределение экологических типов моллюсков в пробах из разреза отложений позднеплиоценовой дельты местонахождения Пашаюрду

Пробы	Наземные	Пресноводные	Выдерживающие осолонение	<i>Dreissena</i>
F1		1		
F2	96 (39%)	65 (26%)	29 (12%)	58 (23%)
F3	246 (17%)	192 (14%)	111 (8%)	865 (61%)
F4	26 (4%)	37 (5%)	561 (77%)	100 (14%)
F5	7 (14%)	7 (14%)	35 (68%)	2 (4%)
F6	6 (20%)	2 (7%)	22 (73%)	—
F7	—	1	—	—
F8	—	1	—	—

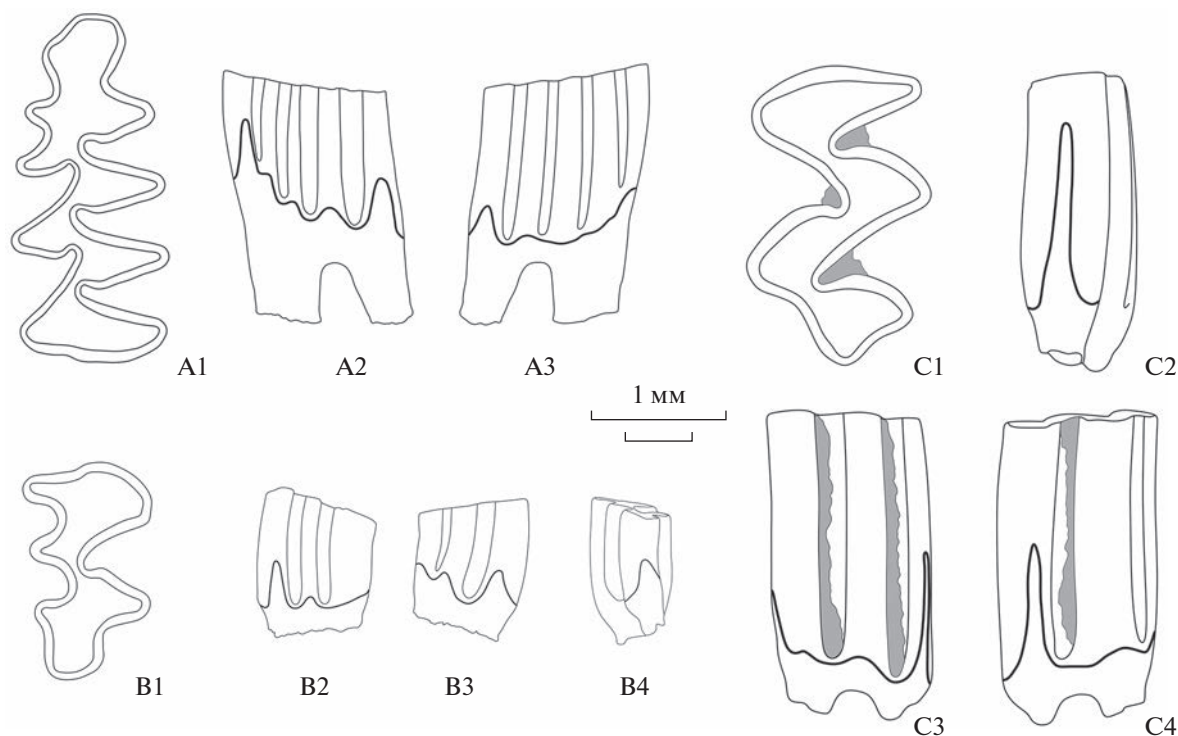


Рис. 16. Ископаемые остатки мелких млекопитающих из разрезов позднеплиоценовой дельты в Эрзурумской межгорной впадине, Северо-Восточная Турция.

A, B: *Borsodia* sp., Пашаюрду; A, m1, левый, обр. T7/18: A1, жевательная поверхность; A2, вид с лабиальной и, A3, лингвальной стороны. B, M3, правый, обр. T29/19: B1, жевательная поверхность; B2, вид с лабиальной и B3, лингвальной стороны; B4, вид сзади. C: *Mimomys* cf. *polonicus*, Чигдемли; M2, левый, обр. T4/18: C1, жевательная поверхность; C2, вид с лабиальной и, C3, лингвальной стороны. Масштабные линейки для жевательной поверхности (верхняя) и боковых сторон (снизу).

леомагнитным данным датируется концом Гаусса, ~2.6 млн лет (Simakova et al., 2021). Этот временной уровень служит верхним возрастным контролем для фауны Пашаюрду-Чигдемли. Таким образом, изученная фауна мелких млекопитающих существовала в интервале между 2.6 и ~3.0 млн лет. Нижний возрастной предел контролируется нижней границей биохронологической зоны MN16b, которая оценивается как близкая к 3.0 млн лет (Fejfar et al., 1998).

Палеоэкологическая характеристика небольшой ассоциации мелких млекопитающих указывает на наличие прибрежных (*Mimomys*) и степных (*Borsodia*) местообитаний.

Палинологические данные. Десять палинологических образцов были отобраны и проанализированы из дельтовых отложений клиноформ I–X. Точки отбора P2–P10 показаны на рис. 8. Образец P1 был отобран в основании дельтовой толщи в тыловом карьере (рис. 12) непосредственно к северу от основного разреза.

Нижний образец P1 отобран из коричневой глины озерного типа с обломками моллюсков. В спектре незначительно преобладает (55%) пыль-

ца древесных. В пыльцевых спектрах доминируют *Pinus* и *Abies* (рис. 17). Древесная группа включает также *Tsuga canadensis* type и *Tsuga diversifolia* type, *Cedrus*, *Carya*, *Fagus*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus* и *Ulmus*. Травы представлены пылью *Asteraceae*, *Poaceae*, *Amaranthaceae*, *Plumbaginaceae* и реже *Ephedra*. Обнаружены споры зеленых водорослей *Botryococcus braunii* и *Pediastrum* sp. Спектр содержит также переотложенные палиноморфы мезозойского и палеогенового возраста (*Pinaceae* sp., *Chiropteridium* sp., *Meiogrugonyaulax* sp. и *Callialasporites* cf. *trilobatus*).

Эти данные показывают, что хвойные леса с *Cedrus*, *Tsuga* и *Abies* росли на возвышенностях. Ниже доминировали смешанные леса с *Pinus*, *Fagus*, *Carpinus* и *Ulmus*. На более низких гипсометрических уровнях была широко развита луговая степная растительность. Сходная палинологическая картина характерна для образца P8 из кровли клиноформы VIII.

В других образцах, отобранных из осадков дельты (кроме образцов P1, P2 и P8), концентрация палиноморфов в спектрах низкая. Однако все образцы показывают высокое содержание пыльцы

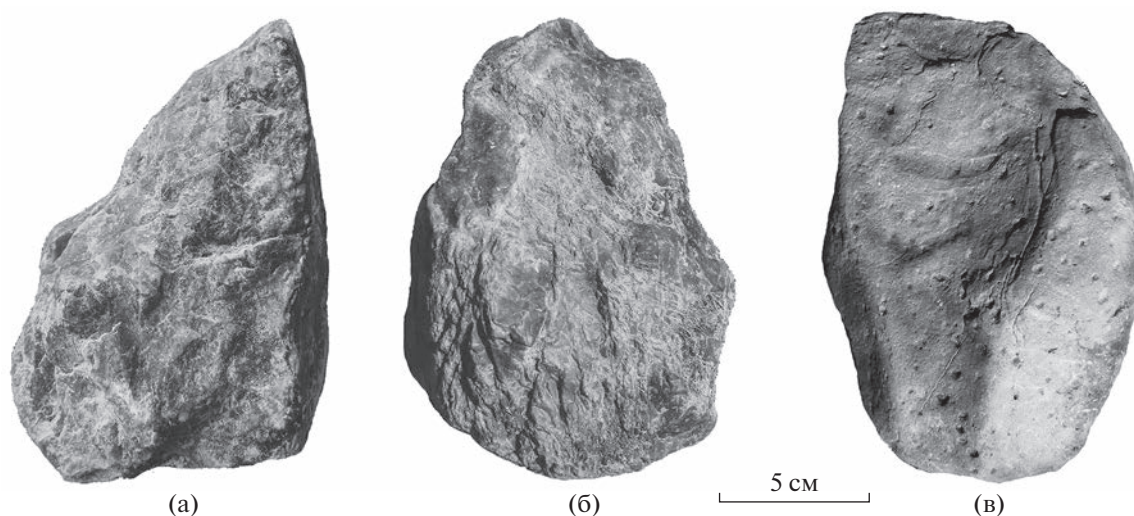


Рис. 18. Раннепалеолитические каменные изделия (пункт 58/17), найденные на поверхности раннеплейстоценовой террасы (а, б — ядрища) и в чехле террасы (в — пик).

наружены на эродированной поверхности террасы, она не может быть моложе начала среднего плейстоцена.

Два других палеолитических изделия из кремневой породы были найдены в большом карьере, расположенном к северо-западу от придорожного разреза дельты, пункт 58/17. Находки происходят из осыпи галечника под обнажением слоя 12. Первая из них является небольшим полукраевым отщепом, который обычен для любого периода ашеля. В отличие от него, второй артефакт может быть одним из индикаторов возраста слоя 12. Это очень большое и массивное орудие ($15.2 \times 10.6 \times 9.8$ см), сделанное из брусковидного обломка породы, зауженный конец которого завершается намеренно оформленным слабовыпуклым лезвием. Данное орудие определяется как пик с долотовидным концом (рис. 18в). Базальный торец (“пятка”) пика, его плоская нижняя сторона и один из продольных краев являются естественными гранями исходного обломка, на которых имеются лишь несколько негативов уплощающих сколов. Второй продольный край, дорсальная сторона и долотовидный рабочий элемент на конце пика оформлены интенсивной, но довольно грубой оббивкой. Данный тип орудия очень характерен для индустрий раннеашельского периода, который соответствует раннему плейстоцену. В среднеашельских индустриях первой половины среднего плейстоцена такие орудия становятся редкими, и позднее они уже не встречаются. Следовательно, слой 12, где пик залегал, имеет раннеплейстоценовый возраст.

Магнитостратиграфические данные. Из основного разреза 58/17 центральной части дельты (юго-западнее с. Пашаюрду) был отобран 41 об-

разец. Из них 39 образцов показали нормальную остаточную намагниченность и два образца из верхних фаз дельты дали неопределенные результаты. 15 палеомагнитных образцов были отобраны из разреза южной периферии дельты (карьер 59/17 к СЗ от с. Чигдемли). Из них 13 образцов показали нормальную магнитную полярность и два образца из средней части разреза дали неопределенные результаты. Учитывая палеонтологические и археологические данные, магнитостратиграфические данные позволяют коррелировать время накопления изученных отложений с палеомагнитной эпохой Гаусс (C2An).

Синтез приведенных данных позволяет датировать отложения дельты (фазы I–XI) и их аналоги поздним плиоценом (пьянценцием), а покрывающий аллювий террасы (фаза XII) — ранним плейстоценом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Описанная позднеплиоценовая дельта представляет великолепный пример дельты гильбертового типа. Полученные данные могут быть использованы при интерпретации сходных седиментологических образований, спорных из-за худшей обнаженности или сохранности. Это особенно важно для понимания строения крупных дельт, перспективных для поисков углеводородов. Изученная дельта принадлежала реке, которая впадала в Эрзурумскую впадину с запада. Тонкообломочный состав отложений дельты указывает на то, что продольный профиль реки был пологим, и превышение области сноса обломочного материала было незначительным.

Верхнеплиоценовые осадки осевой части дельты (пункт 58/17) слагают цоколь террасы, покрытой нижнеплейстоценовым аллювием. Западное продолжение этого аллювия (рис. 2) слагает верхний слой обнажения 1/19 мощностью 2 м, тогда как нижележащие 3.5 м этого разреза сложены алевроитами с двумя горизонтами палеопочвы. Алевроиты могут соответствовать верхней части разреза 59/17. Далее к западу более мощные аналоги грубообломочного аллювия обнажаются в пунктах 2/19, 3/19 и 4/19 и слагают верхнюю часть разреза 5/19, несогласно перекрывающую рыхлые алевроиты, мергели и мергелистые глины северного борта долины р. Карасу, полого падающие в восточных румбах. Эти галечники маркируют русло раннеплейстоценовой реки, которая текла на ВСВ и, возможно, наследовала позднеплиоценовую реку, сформировавшую дельту.

Современная р. Карасу (верховья р. Евфрат) дренирует Эрзурумскую впадину и протекает южнее описанной раннеплейстоценовой долины в противоположном относительно нее запад-юго-западном направлении (рис. 2). Террасы р. Карасу находятся ниже обнажений, маркирующих раннеплейстоценовую долину. Следовательно, долина р. Карасу моложе и возникла не раньше конца раннего плейстоцена или начала среднего плейстоцена. Таким образом, дренажная система Эрзурумской впадины испытала значительную перестройку.

Эрзурумская впадина является западным звеном субширотного ряда межгорных впадин. Восточнее нее расположены Пасинлерская, Хорасанская и Арагатская (Средне-Аракская) впадины. Все три впадины дренируются р. Аракс и/или его притоками. Хребет Агридаг с позднечетвертичным активным вулканом Арагат на востоке ограничивает Хорасанскую и Арагатскую впадины с юга. К югу от хребта находится впадина на Агри. Она дренируется р. Мурат, крупнейшим притоком Евфрата, стекающим со склона горы Арагат.

Эрзурумская, Пасинлерская и Хорасанская впадины сейчас разделены невысокими перемычками северо-восточного простирания, нарушенными продольными активными разломами с доминирующей левосдвиговой компонентой движений. Все три впадины заполнены сходными тонкообломочными терригенными, реже карбонатными отложениями верхнего миоцена—плиоцена. Эти же отложения слагают перемычки между впадинами, где они сочетаются с субэральными вулканическими породами позднего миоцена—плиоцена. Эти вулканические породы обнажены на перемычках между Эрзурумской и Пасинлерской и, в меньшей степени, между Пасинлерской и Хорасанской впадинами. Вулканические тела прерывисты и вполне допуска-

ли водное сообщение между впадинами. Мы считаем, что долина Палео-Аракса протягивалась в Эрзурумскую впадину и далее на запад в позднем плиоцене—раннем плейстоцене. Долина имела ячеистую форму и состояла из обширных впадин с лагунно-озерным и аллювиальным осадконакоплением и более узких протоков на перемычках между ними.

Тонкослоистые алевроиты и мергели верхнего миоцена—плиоцена обнажений 61/17 и 5/19 находятся западнее позднеплиоценовой дельты. Это показывает, что Эрзурумский водоем уменьшился в позднем плиоцене из-за поднятия западных краев впадины. В раннем плейстоцене тектонический подъем усилился и охватил перешеек между Эрзурумской и Пасинлерской впадинами. Эрзурумская впадина оказалась изолированной, и верховья Палео-Аракса были перехвачены верховьями Евфрата в конце раннего плейстоцена или начале среднего плейстоцена.

Перестройка дренажной сети Эрзурумской впадины приобретает особое значение в связи с проблемой проникновения океанических вод в акчагыльский бассейн Каспийского региона. В верхней части верхнего плиоцена озерно-аллювиального разреза Пекеджик Хорасанской впадины выделяется пачка тонкообломочных отложений мощностью 22–25 м, в которой удалось найти морские диноцисты акчагыльского облика (Simakova et al., 2021). Сходство разрезов Хорасанской и Эрзурумской впадин и возможность водного сообщения между ними в позднем плиоцене позволяют допустить наличие верхнеплиоценового морского акчагыла и в Эрзурумской впадине. Достоверно установить его наличие во впадине нам не удалось, но присутствие среди моллюсков дельты форм, которые могли обитать в солоноватой-водной среде, не противоречит этому.

Высказывалось предположение, что воды Средиземного моря или Персидского залива могли поступать в акчагыльский бассейн через верховья р. Евфрат и Эрзурумскую впадину. Однако результаты, представленные в настоящей статье, свидетельствуют против такого предположения. Во-первых, позднеплиоценовый водный бассейн Эрзурумской впадины ограничивался на западе дельтой реки, впадавшей в бассейн с запада. Во-вторых, воды Евфрата проникли в Эрзурумскую впадину не ранее конца раннего плейстоцена, т.е. после акчагыльских событий, когда Эрзурумская впадина оказалась изолированной от долины р. Аракс. Это делает поступление океанских вод в акчагыльский бассейн через верховья Евфрата и Эрзурумскую впадину весьма маловероятным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эрзурумская межгорная впадина возникла в Северо-Восточной Турции не позднее позднего миоцена между двумя позднемезозойскими офиолитовыми зонами, продолжающимися на восток сутуру Измир—Анкара—Эрзинджан. В позднем миоцене—плиоцене впадина заполнялась осадками озерно-лагунного типа. В позднем плиоцене в западной части впадины сформировалась дельта гильбертового типа. Возраст дельты обосновывается находками фауны моллюсков и мелких млекопитающих, результатами палинологического и магнитостратиграфического анализа. Обнаженная часть дельты состоит из 11 клиноформных тел преимущественно тонкообломочных отложений, представляющих разные фазы развития дельты. Ундаформы некоторых фаз эродированы последующими водными течениями в связи с изменениями уровня водоема. Фондоформа не обнажена. Слои клиноформ наклонены на восток под углами от 5° до 35°. Большинство клиноформ испытали деформации неконсолидированного осадка, особенно на участках с повышенным наклоном слоев. Эродированная поверхность дельты перекрыта нижнеплейстоценовыми аллювиальными галечниками и песками со следами течения воды на восток.

Строение и расположение дельты показывают, что в позднем плиоцене некая река впадала в Эрзурумский водоем с запада. Тонкообломочный состав отложений дельты указывает на пологий продольный профиль этой реки. Присутствие верхнемиоцен-плиоценовых отложений лагунно-озерного типа возле западных границ впадины западнее дельты свидетельствует о сокращении площади водного резервуара впадины ко времени образования дельты из-за подъема западной части впадины. Сокращение продолжалось в раннем плейстоцене.

Эрзурумская впадина является западным звеном ряда межгорных впадин, который продолжается на восток Пасинлерской и Хорасанской впадинами. Все три впадины сложены сходными верхнемиоцен-плиоценовыми осадками. Они формировались в едином бассейне седиментации. Бассейн имел ячеистое строение и состоял из широких депрессий с озерно-лагунным и аллювиальным осадконакоплением, соответствующих современным впадинам, и более узких речных сегментов между ними. В современную эпоху Пасинлерская и Хорасанская впадины дренируются р. Аракс и его притоками. Представляется вероятным, что в позднем плиоцене и раннем плейстоцене Палео-Аракс распространялся в Эрзурумскую впадину и еще западнее, и описанная дельта была сформирована в месте впадения во впадину истоков Палео-Аракса. В конце раннего плейстоцена Эрзурумская впадина была изолирована от дренажной

системы Аракса подъемом тектонической перемычки между Эрзурумской и Пасинлерской впадинами. В результате верховья Палео-Аракса были перехвачены распространившимися в Эрзурумскую впадину истоками р. Евфрат (р. Карасу), которые сейчас ее дренируют.

В слоях Хорасанской впадины, относящихся к верхам верхнего плиоцена, обнаружены морские диноцисты акчагыльского облика. Воды акчагыльского бассейна могли достигать Эрзурумской впадины. Однако предположение о том, что верховья р. Евфрат и Эрзурумская впадина были тем каналом, по которому воды и биота океанического происхождения (из Средиземного моря или Персидского залива) проникли в акчагыльский бассейн, представляется крайне маловероятным по двум причинам. Во-первых, Эрзурумская впадина ограничивалась в позднем плиоцене дельтой реки, впадавшей в водоем с запада. Во-вторых, истоки Евфрата проникли в Эрзурумскую впадину и перехватили ее дренажную сеть уже после того, как существовавший там бассейн акчагыльского времени (поздний плиоцен—гелазий) прекратил свое существование.

Благодарности. Авторы благодарят И.Н. Болотова (ФИЦКИА УрО РАН, Архангельск) за помощь по вопросам таксономии моллюсков.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00249, <https://rscf.ru/project/22-17-00249/> в Геологическом институте РАН, Москва. Таксономические определения моллюсков были частично поддержаны грантом РФФ № 21-44-04401.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акрамовский Н.Н. Фауна Армянской ССР. Моллюски (Mollusca). Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1976. 272 с.
- Ананова Е.Н. Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1974. 228 с.
- Андрусов Н.И. Апшеронский ярус // Тр. Геол. ком. Нов. сер. 1923. Т. 110. С. 1—294.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1985. 294 с.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и использование этих данных в палеогеографии. М.: Географиз, 1948. 240 с.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 267).
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон? // Геотектоника. 1976. № 4. С. 54—66.
- Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые—нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения

- Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
- Колесников В.П. Палеонтология СССР. Том X. Часть 3. Вып. 12. Акчагыльские и апшеронские моллюски. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 259 с.
- Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 1–23.
- Шатилова И.И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 194 с.
- Adamia S.A., Chkhotia T.G., Gvartadze T.T., Lebanidze Z.A., Lursmanashvili N.D., Sadradsze N.G., Zakaraia D.P., Zakariadze G.S. Tectonic setting of Georgia – Eastern Black Sea: a review // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. № 428. P. 11–40.
- Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation // Int. J. Earth Sci. 2005. V. 94. P. 401–419.
- Akinci A.C., Robertson A.H.F., Ünlügenç U.C. Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Çağlayançerit area) // Int. J. Earth Sci. 2016. V. 105. P. 315–337.
- Alçiçek H., Wesselingh F.P., Alçiçek M.C. Palaeoenvironmental evolution of the late Pliocene–early Pleistocene fluvio-deltaic sequence of the Denizli Basin (SW Turkey) // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2015. V. 437. P. 98–116.
- Alçiçek M.C. Tectonic development of an orogen-top rift recorded by its terrestrial sedimentation pattern: the Neogene Eşen Basin of southwestern Anatolia, Turkey // Sediment. Geol. 2007. V. 200. P. 117–140.
- Avagyan A., Shahidi A., Sosson M., Sahakyan L., Galoyan G., Muller C., Vardanyan S., Bahar Firouzi Kh., Bosch D., Danielian T., Asatryan G., Mkrtchyan M., Ali Shokri M. New data on the tectonic evolution of the Khoys region, NW Iran // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. № 428. P. 99–116.
- Bell C.M. Quaternary lacustrine braid deltas on Lake General Carrera in southern Chile // Andean Geol. 2009. V. 36. P. 51–65.
- Bijkerk J.F., Veen J., Postma G., Mike D., Van Strlen W., de Vrles J. The role of climate variation in delta architecture: lessons from analogue modelling // Basin Res. 2014. V. 26. P. 351–368.
- Corner G.D., Nordahl E., Munch-Ellingsen K., Robertsen K.A. Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert-type delta: Alta delta, Norway // Coarse-Grained Deltas. Eds. Colella A., Prior D.B. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 1990. № 10. P. 155–168.
- Danielian T., Galoyan G., Rolland Y., Sosson M. Palaeontological (Radiolarian) Late Jurassic age constraint for the Stepanavan ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia) // Bull. Geol. Soc. Greece. 2007. V. 40. P. 31–38.
- Danielian T., Asatryan G., Sahakyan L., Galoyan G.H., Sosson M., Avagyan A. New and revised radiolarian biochronology for the sedimentary cover of ophiolites in the Lesser Caucasus (Armenia) // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Eds. Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R.A., Bergerat F., Starostenko V. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. № 340. P. 383–391.
- Dietrich P., Ghienne J.-F., Normandeau A., Lajeunesse P. Upslope-migrating bedforms in a proglacial Sandur delta: cyclic steps from river-derived underflows? // J. Sediment. Res. 2016. V. 86. P. 112–122.
- Eilertsen R., Corner G.D., Aasheim O., Andreassen K., Kristoffersen Y., Ystborg H. Valley-fill stratigraphy and evolution of the Målselv fjord-valley, northern Norway // Incised Valleys in Time and Space. Eds. Dalrymple R.W., Leckie D.A., Tillman R.W. SEPM. Spec. Publ. 2006. № 85. P. 179–195.
- Eilertsen R.S., Corner G.D., Aasheim O., Hansen L. Facies characteristics and architecture related to palaeodepth of Holocene fjord-delta sediments // Sedimentology. 2011. V. 58. P. 1784–1809.
- Enkin R.J. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data. Sidney: Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
- Fejfar O., Heinrich W.-D., Lindsay E.H. Updating the Neogene rodent biochronology in Europe // Meded. Ned. Inst. Toegepaste Geowetenschappen TNO. 1998. V. 60. P. 533–554.
- Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonian R. Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia) // Comptes Rendus Geosci. 2007. V. 339. P. 482–492.
- Galoyan G.H., Melkonian R.L., Atayan L.S., Chung S.-L., Khorenyan R.H., Lee Y.-H., Amiraghyan S.V. On the petrology and geochemistry of Jurassic magmatics of the Somkheto segment of Somkheto-Karabagh tectonic zone (Northern Armenia) // Izvestiya of National Academy of Sciences of the Republic of Armenia. Earth Sci. 2018. V. 71. № 1. P. 3–27.
- Geological Map of Iran. Sheet № 1. Scale 1 : 1 000 000. Tehran: Nation. Iranian Oil Comp., 1978.
- Geological Map of Turkey, Sheets Erzurum, Kars, Trabzon, and Van. Scale 1 : 500,000. Ankara: General Directorate of Mineral Research and Exploration, 2002.
- Ghinassi M., Libsekal Y., Papini M., Rook L. Palaeoenvironments of the Buia Homo site: high-resolution facies analysis and non-marine sequence stratigraphy in the Alat formation (Pleistocene Dandiero Basin, Danakil depression, Eritrea) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2009. V. 280. P. 415–431.
- Gilbert G.K. The topographic features of lake shores // US Geol. Surv. Annual Rep. 1885. № 5. P. 69–123.
- Gobo K., Ghinassi M., Nemec W. Reciprocal changes in foreset to bottomset facies in a Gilbert-type delta: response to short-term changes in base level // J. Sediment. Res. 2014. V. 84. P. 1079–1095.
- Gobo K., Massimiliano G., Wojciech N. Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and related foreset facies // Sedimentology. 2015. V. 62. P. 1923–1949.
- Hessami K., Koyi H.A., Talbot C.J., Tabasi H., Shabanian E. Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt Zagros Mountains // J. Geol. Soc. London. 2001. V. 158. P. 969–981.
- Ilgar A., Nemec W. Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurus, Turkey // Sediment. Geol. 2005. V. 173. P. 233–275.

- İşik N.Ya., Saraç G., Ünay E., de Bruijn H.* Palynological analysis of Neogene mammal sites of Turkey – vegetational and climatic implications // *Bull. Earth Sci. Appl. Res. Cent. Hacettepe Univ.* 2011. V. 32. № 2. P. 105–120.
- Issel A.* Catalogo dei molluschi raccolti dalla missione italiana in Persia aggiuntavi la descrizione delle specie nuove o poco note. Torino: Stamperia Reale, 1865. 55 p.
- Jiménez-Moreno G., Popescu S.-M., Ivanov D., Suc J.-P.* Neogene flora, vegetation and climate dynamics in south-eastern Europe and the northeastern Mediterranean // *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. Eds. Williams M., Haywood A.M., Gregory F.J., Schmidt D.N. *Micropalaeontol. Soc. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 2007. P. 503–516.
- Jiménez-Moreno G., Alçiçek H., Alçiçek M.C., Van den Hoek Ostende L.W., Wesselingh F.P.* Vegetation and climatic cycles during the late Pliocene and early Pleistocene in SW Anatolia, Turkey // *Quat. Res.* 2015. V. 84. P. 448–456.
- Kazancı N.* Fan-delta sequences in the Pleistocene and Holocene Burdur Basin, Turkey: the role of basin-margin configuration in sediment entrapment and differential facies development // *Coarse-Grained Deltas*. Eds. Colella A., Prior D.B. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 1990. № 10. P. 185–198.
- Kirschvink J.L.* The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718.
- Lang J., Sievers J., Loewer M., Igel J., Winsemann J.* 3D architecture of cyclic-step and antidune deposits in glacial subaqueous fan and delta settings: integrating outcrop and ground-penetrating radar data // *Sediment. Geol.* 2017. V. 362. P. 83–100.
- Leszczynski S., Nemec W.* Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a foredeep basin // *Sedimentology*. 2015. V. 62. P. 645–680.
- Naidina O.D., Richards K.* Pollen evidence for Plio-Pleistocene vegetation and climate change in the north Caucasus, north-western Caspian region // *Quat. Int.* 2016. V. 409. P. 50–60.
- Nemec W.* Aspects of sediment movement on steep delta slopes // *Coarse-Grained deltas*. Eds. Colella A., Prior D.B. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 1990. № 10. P. 29–73.
- Okay A.I., Sahintürk O.* Geology of the Eastern Pontides // *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas*. Ed. Robinson A.G. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1997. V. 68. P. 291–311.
- Okazaki H., Isaji S., Kurozumi T.* Sedimentary facies related to supercritical-flow bedforms in foreset slopes of a Gilbert-type delta (middle Pleistocene, central Japan) // *Sediment. Geol.* 2020. V. 399. P. 1–11.
- Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonyan R., Avagyan A.* The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism, and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Eds. Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R.A., Bergerat F., Starostenko V. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2010. V. 340. P. 353–382.
- Schütt H.* Fossile Mollusken dreier anatischer Ovas // *Archiv für Molluskenkunde*. 1991. V. 120. № 4/6. P. 131–147.
- Schütt H.* Turkish land snails. 4th, revised and enlarged edition. Solingen: Verlag Natur & Wissenschaft, 2005. 559 p.
- Sengör A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 181–241.
- Shatilova I., Mchedlishvili N., Rukhadze L., Kvavadze E.* The History of the Flora and Vegetation of Georgia (South Caucasus). Tbilisi: Georgian National Museum, Institute of Paleobiology, 2011. 200 p.
- Simakova A.N., Tesakov A.S., Çelik H., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ranjan P.B., Gaydalenok O.V., Syromyatnikova E.V., Kovaleva G.V., Vasilieva M.A.* Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchagylian brackish-water basin during the terminal Late Pliocene // *Quat. Int.* 2021. V. 605–606. P. 329–348.
- Smith D.G., Jol H.M.* Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyto Lake, Banff National Park, Canada // *Sediment. Geol.* 1997. V. 113. P. 195–209.
- Soria J.M., Fernandez J., Garcia F., Viseras C.* Correlative lowstand deltaic and shelf systems in the Guadix Basin (Late Miocene, Betic Cordillera, Spain): the stratigraphic record of forced and normal regressions // *J. Sediment. Res.* 2003. V. 73. P. 912–925.
- Sosson M., Rolland Y., Muëller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mozar J.* Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Eds. Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R.A., Bergerat F., Starostenko V. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2010. V. 340. P. 329–352.
- Ünay E., de Bruijn H.* Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia // *Meded. Ned. Inst. Toegepaste Geowetenschappen TNO*. 1998. V. 60. P. 431–466.
- Vellinga A.J., Cartigny M.J.B., Eggenhuisen J.T., Hansen E.W.M.* Morphodynamics and depositional signature of low-aggradation cyclic steps: new insights from a depth-resolved numerical model // *Sedimentology*. 2018. V. 65. P. 540–560.
- Welter-Schultes F.W.* European non-marine molluscs, a guide for species identification. Göttingen: Planet Poster Editions, 2012. P. 1–679.
- Winsemann J., Lang J., Polom U., Loewer M., Igel J., Pollok L., Brandes C.* Ice-marginal forced regressive deltas in glacial lake basins: geomorphology, facies variability and large-scale depositional architecture // *Boreas*. 2018. V. 47. P. 973–1002.
- Yavuz-İşık N., Toprak V.* Palynostratigraphy and vegetation characteristics of Neogene continental deposits interbedded with the Cappadocia ignimbrites (Central Anatolia, Turkey) // *Int. J. Earth Sci.* 2010. V. 99. P. 1887–1897.
- Zakariadze G.S., Bogdanovsky O.G., Jagoulz E., Karpenko S.F., Solov'eva N.V.* REE and Nd and Sr isotope geochemistry of the Upper Triassic–Lower Jurassic tholeiitic ophiolitic complex of the Lesser Caucasus // *Terranes of Serbia*. Eds. Knežević-Đorđević V., Krstić B. *Belgrade: Barex*, 1996. P. 129.

Рецензенты Дж. Алчичек, М.А. Антипов,
Ю.О. Гаврилов, Г.А. Данукалова

Late Pliocene Gilbert Type Delta and Early Pleistocene Drainage System Changes in the Erzurum Basin, NE Turkey

**H. Çelik^a, V. G. Trifonov^b, A. S. Tesakov^{b, #}, S. A. Sokolov^b, P. D. Frolov^{b, c}, A. N. Simakova^b,
E. A. Shalaeva^b, E. V. Belyaeva^d, A. A. Yakimova^b, E. A. Zelenin^b,
A. V. Latyshev^e, and D. M. Bachmanov^b**

^a*Firat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, Elâzığ, 23119 Turkey*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky, 7, Moscow, 119017 Russia*

^c*Laboratory of Macroecology and Biogeography of Invertebrates, Saint-Petersburg State University, Universitetskaya, Naberezhnaya 7/9, Saint Petersburg, 199034 Russia*

^d*Institute of the History of Material Culture, RAS, Dvortsovaya Naberezhnaya, St. 18, Petersburg, 191186 Russia*

^e*Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: tesak@ginras.ru*

Erzurum intermontane basin in north-eastern Turkey experienced terrigenous and carbonate sedimentation in Mio-Pleistocene. A Gilbert-type delta is described in the west of the basin. The delta deposits are dated to Late Pliocene based on bio- and magnetostratigraphy. The eroded surface of the delta is overlain by pebbles dated to Early Pleistocene by archaeological finds. The Erzurum Basin is the westernmost member in a row of intermontane basins that continues to the east with the Pasinler, Horasan, and Ararat basins that are drained by the Araxes River and its tributaries. It is likely that the paleo-Araxes River spread to the west in Late Pliocene and the studied delta was formed by its upper reaches that flowed into the water body of the Erzurum Basin. The delta deposits were covered by coarse alluvium in Early Pleistocene when the Erzurum Basin was tectonically isolated from the Araxes drainage system. In the latest Early Pleistocene or early Middle Pleistocene, the paleo-Araxes upper reaches were captured by the Euphrates River upper reaches that drain the Erzurum Basin now.

Keywords: river delta, small mammals, molluscs, palynology, magneto-stratigraphy, Acheulian, Pliocene, Pleistocene, river capture